

Федеральное государственное
бюджетное учреждение науки
Институт тектоники и геофизики
им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН
Дальневосточного отделения
Российской академии наук



ТЕКТОНИКА, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАГЕНИЯ ВОСТОКА АЗИИ

VIII Косыгинские чтения

Материалы всероссийской конференции

17–20 сентября 2013

г. Хабаровск

Хабаровск

2013

УДК УДК 551:550.3:550.4

Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: VIII Косыгинские чтения: материалы Всероссийской конференции, 17–20 сентября 2013, г. Хабаровск / отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Манилов. – Хабаровск : ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2013. – 600 с.

ISBN

Материалы, представленные в сборнике посвящены проблемам тектоники и геодинамики литосферы, глубинному строению, петролого-геохимическим и геоинформационным аспектам тектонических исследований, вопросам минерагении. Особое внимание уделяется осадочным бассейнам и их углеводородному потенциалу, сейсмичности и сейсмотектонике региона. В ряде статей обсуждаются и развиваются идеи академика Ю.А. Косыгина.

Ключевые слова: тектоника и геодинамика Востока Азии, глубинное строение, сейсмотектоника, петрология, геохимия, осадочные бассейны, минерагения.

Ответственные редакторы д.г.-м.н. А.Н. Диденко, к.г.-м.н. Ю.Ф. Манилов

VIII Косыгинские чтения «Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии» организованы при финансовой поддержке ДВО РАН (грант 13-III-Г-08032) и Российского фонда фундаментальных исследований (грант 13-05-06031/13).

Tectonics, deep structure and minerageny of East Asia: Contributions of the VIIIth All-Russia Conference in memory of Academician Yu.A. Kosygin, September 17–20, 2013, Khabarovsk / Eds A.N. Didenko and Yu.F. Manilov

Yu.A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far East Branch, Russian Academy of Sciences.

65, Kim Yu Chen St., Khabarovsk, 680000, Russia, e-mail: itig@itig.as.khb.ru

The present collection includes contributions dealing with issues related to tectonics and geodynamics of the lithosphere, deep structure, and metallogeny as well as petrological, geochemical and GIS aspects of tectonic studies. Particular attention is given to sedimentary basins and their potential for hosting hydrocarbons, seismicity and seismotectonics of East Asia. A number of papers discuss and develop the ideas proposed by Academician Yu.A. Kosygin.

Key words: tectonics and geodynamics of East Asia, deep structure, seismotectonics, petrology, geochemistry, sedimentary basins, minerageny.

ISBN

© ИТиГ ДВО РАН, 2013

ПРЕДИСЛОВИЕ

Дорогие коллеги, в Ваших руках материалы VIII Косыгинских чтений «Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии», которые регулярно проводит Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН. Косыгинские чтения были задуманы нами почти 20 лет назад в знак глубокого уважения к памяти академика Юрия Александровича Косыгина – основателя и первого директора нашего института. Ю.А. Косыгин был заметной фигурой отечественной тектоники и нефтяной геологии XX века, продолжателем лучших традиций русской геологической школы, часто выступал инициатором новых направлений, поддерживал применения в геологии наиболее современных методов и достижений смежных наук. Академик Ю.А. Косыгин отличался широким кругом научных интересов: от вопросов геологии и геофизики нефтегазоносных областей и тектоники докембрия континентов до общих проблем организации и эволюции планеты Земля и глобальных проблем человечества на рубеже 20-21 веков.

Проводимые в честь Юрия Александровича совещания, в настоящее время являются регулярными, имеют статус Всероссийской научной конференции. За прошедшие годы устоялась основная научная тематика нашего совещания. Это, в первую очередь, исследования по темам «Структура и тектоническая эволюция Азии» и «Модели строения литосферы». Обсуждаемые в них проблемы занимали особое место в исследованиях Ю.А. Косыгина.

Важная роль на Косыгинских чтениях традиционно отводится петролого-геохимическим, минерагеническим и петрологическим аспектам тектонических исследований, где особый интерес имеют результаты изучения связей тектоники, магматизма и рудообразования. В прошедшие годы были созданы новые модели строения и эволюции ряда ключевых геологических объектов региона, предложены новые подходы к их изучению с применением современных методов анализа состава и возраста.

Дальневосточный регион, располагаясь в зоне активного взаимодействия крупнейших океанических и континентальных плит, отличается сложным геологическим строением и эволюцией. Особое внимание, в связи с последними катастрофическими событиями в Китае и Японии, уделяется сейсмичности Дальнего Востока и Востока Сибири, которые находятся в сейсмоактивной области Земли, и где в последнее десятилетие произошел ряд катастрофических землетрясений. Результаты исследований в области сейсмичности и сеймотектоники также будут представлены на совещании. Надеемся, они будут способствовать решению проблемы прогноза землетрясений и связанных с ними других природных катастроф.

В связи с необходимостью интенсификации исследований по наращиванию углеводородного потенциала Востока России в работе совещания предусмотрена работа секции «Осадочные бассейны: структура и углеводородный потенциал», где объединены результаты изучения осадочных бассейнов Дальнего Востока, в том числе и шельфа дальневосточных морей.

В настоящем сборнике помещены работы представителей разных научных школ и направлений, в которых их авторы высказывают свое личное мнение по ряду актуальных вопросов в современных науках о Земле, временами достаточно оригинальное. Текст присланных материалов дан в авторской редакции.

Участвовать в VIII Косыгинских чтениях выразило желание более 150 исследователей из научно-исследовательских, учебных и производственных организаций России; традиционно своим участием наше совещание поддерживают геологи Дальневосточного отделения РАН из Биробиджана, Благовещенска, Владивостока, Магадана, Петропавловска-Камчатского, Хабаровска, Южно-Сахалинска. Увеличилось число участников из академических институтов Иркутска, Москвы, Новосибирска, Санкт-Петербурга, Якутска. В работе совещания предполагают принять участие наши коллеги из Китая, Украины и Японии.

Желаем всем успешной работы на нашем совещании!

ОПГКОМИТЕТ

СОДЕРЖАНИЕ

Раздел I. Структура и тектоническая эволюция Азии

<i>Акинин В.В., Ползуненков Г.О.</i> Состав и возраст Велиткенайского гранит-мигматитового массива (террейн Арктическая Аляска-Чукотка): синхронизация с тектоно-магматическими событиями в Американо-Азиатском бассейне Арктики	6
<i>Бакулин Ю.И.</i> Движущие силы геологических процессов	10
<i>Буслов М.М., Отгонбатор Д., Абилдаева М.А.</i> Позднепалеозойская покровно-сдвиговая тектоника Алтае-Саянской складчатой области	14
<i>Вовна Г.М., Мишкин М.А.</i> Ранняя сиалическая кора Сибирского кратона и его складчатого обрамления: состав и генезис магматических протолитов	17
<i>Гаврилов А.А.</i> Проблемы происхождения горных сооружений юга Дальнего Востока и прилегающих территорий	21
<i>Горошко М.В., Шевченко Б.Ф., Гильманова Г.З.</i> Новые представления о восточной границе Центрально-Азиатского подвижного пояса	25
<i>Горячев Н.А., Палымский Б.Ф., Петров А.Н.</i> Системы разломов Колымо-Охотского региона	29
<i>Гранник В.М.</i> Тектоника, магматизм и геодинамические обстановки формирования геологической структуры острова Сахалин и дна прилегающих акваторий	32
<i>Дербего И.М.</i> Мезозойский магматизм, как показатель тектонических перестроек восточной окраины Азии (Монголо-Охотский сектор)	36
<i>Емельянова Т.А., Леликов Е.П.</i> Влияние суперплюмов на тектономагматические циклы формирования Японского и Охотского морей	40
<i>Жижерин В.С., Серов М.А.</i> Локализация северной границы Амурской микроплиты на территории Верхнего Приамурья	44
<i>Жирнов А.М.</i> Разломно-блоковая делимость и тектоническое районирование Дальнего Востока	48
<i>Жуланова И.Л.</i> Неоплатформы в теле Северо-Азиатского кратона: Охотское море, Алазейский “треугольник”	51
<i>Иволга Е.Г., Манилов Ю.Ф.</i> Дизъюнктивные структуры области сочленения континент-океан южной части Дальнего Востока России	55
<i>Кудымов А.В.</i> Постакреционная кинематика Наильдинского разлома Нижнего Приамурья разломной системы Тан-Лу	59
<i>Куликов В.С., Бычкова Я.В., Куликова В.В.</i> Легендарный материк Бьярмаланд (север ВЕП) как фрагмент гипотетического неоархейского суперконтинента “Кенорленд”	63
<i>Леликов Е.П., Емельянова Т.А.</i> Гранитоидный магматизм фундамента Курильской островодужной системы	67
<i>Лепешко В.В., Мельниченко Ю.И.</i> Опыт применения альтиметрических данных для изучения геодинамики Азиатско-Тихоокеанского сочленения	71
<i>Мельниченко Ю.И., Гильманова Г.З., Рыбас О.В., Сьедин В.Т.</i> Исследование деформации дна Филиппинского моря с использованием цифровых моделей рельефа	74
<i>Мишин М.Л., Акинин В.В., Рябова Е.А.</i> Проблема пространства субвулканических и гипабиссальных гранитоидов	78
<i>Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин, А.Н.</i> Тектонические структуры и гранитизация при становлении континентальной коры	82
<i>Палечек Т.Н., Цуканов Н.В., Соловьев А.В., Савельев Д.П.</i> Возраст и состав тектоно-стратиграфических комплексов южного сегмента Кроноцкой палеодуги (Восточная Камчатка)	86

<i>Песков А.Ю., Пересторонин А.Н., Диденко А.Н., Гурьянов В.А.</i> Палеомагнетизм палеопротерозойских пород Алдано-Станового щита (Ю-В Сибирского кратона). Становление единого Сибирского кратона в палеопротерозое	90
<i>Плетнев С.П., Мельников М.Е., Седышева Т.Е.</i> Геологическое развитие Магеллановых гор (Тихий океан)	92
<i>Скляров Е.В., Лавренчук А.В., Котов А.Б., Мазукабзов А.М., Старикова А.Е., Федоровский В.С.</i> Взаимодействие силикатных и карбонатных расплавов в коллизионной системе Западного Прибайкалья: геологические и петрологические следствия	95
<i>Смирнов Ю.В., Сорокин А.А.</i> Геохронология геологических комплексов туранской серии одноименного террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса	99
<i>Съедин В.Т.</i> Изотопный состав вулканических пород Японского и Охотского морей	101
<i>Уфимцев Г.Ф.</i> Инициальные рифты	105
<i>Федоровский В.С.</i> Сдвиговая тектоника в коллизионной системе Западного Прибайкалья ..	107
<i>Ханчук А.И., Диденко А.Н., Тихомирова А.И., Войнова И.П.</i> Палеомагнетизм и геохимия Киселевского блока Киселевско-Маноминского террейна (Северный Сихотэ-Алинь): геодинамические следствия	111
<i>Шкодзинский В.С.</i> Происхождение мантии, плюмов и литосферы (модель горячей гетерогенной аккреции земли)	114
<i>Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М.</i> Позднемезозойская-кайнозойская внутриплитная магматическая провинция Центральной и Восточной Азии: особенности строения, развития и условий формирования	118
<i>Bao Qingzhong Duan Ruiyan</i> The age and tectonic implications of granitic rocks in Nenjiang-Heihe Tectonic belt, northeast Xiao Hinggan mountains, China	122

Раздел II. Модели строения литосферы

<i>Викулин А.В.</i> О природе Мохо как фазовой границе	125
<i>Горнов П.Ю.</i> Тепловое поле осадочных бассейнов зоны перехода континент-океан северо-востока Евразии	129
<i>Гошко Е.Ю., Сальников А.С., Ефимов А.С.</i> Проявление тектонических движений блоков в частотно-энергетических изображениях земной коры по сейсмическим данным опорного профиля 3-дв	133
<i>Гурович В.Г., Романовский Н.П.</i> Физические свойства пород Бухтынского золоторудного района	137
<i>Давыденко Ю.А.</i> Эффект использования современных электроразведочных технологий в рудной геофизике	140
<i>Дрогицкая Г.М.</i> Глубинное строение Кировоградского рудного района (Украинский щит) по сейсмическим данным	144
<i>Дучков А.Д., Соколова Л.С., Горнов П.Ю., Веселов В.В.</i> Электронный геотермический атлас Сибири и Дальнего Востока (реализация и дальнейшее развитие)	147
<i>Иванов Ю.Ю., Колесов Е.В., Пеневский С.Д., Третьякова Н.И.</i> Петромагнитные свойства железистых кварцитов Омолонского массива (Магаданская область)	151
<i>Иволга Е.Г., Романовский Н.П., Гурович В.Г.</i> Особенность глубинной структуры области сочленения Северного Сихотэ-Алиня и Северного Сахалина (на основе геофизических и петрофизических данных)	155
<i>Каменев П.А., Богомолов Л.М.</i> Исследование "in situ" напряжений с использованием данных бурения и каротажа нефтегазовых месторождений севера и юга Сахалина	159
<i>Каплун В.Б.</i> Геоэлектрическая модель литосферы Зее-Буреинского бассейна по данным магнитотеллурических зондирований	163

<i>Капун В.Б.</i> Геоэлектрические разрезы литосферы западной части Среднеамурского осадочного бассейна по данным магнитотеллурических зондирований	166
<i>Копылов М.И., Пустовойтова И.В.</i> Петролого-геохимический аспект барьерных явлений на границе литосферных слоев	169
<i>Мазуркевич К.Н.</i> Информационно-аналитическая, геолого-картографическая система ГИС-Атлас России и ее представление на современном этапе	173
<i>Мальшев Ю.Ф., Манилов Ю.Ф.</i> Глубинное строение юго-запада Охотоморской окраины континента	177
<i>Меркулова Т.В., Мишин Л.Ф.</i> Геологическая природа региональных гравитационных и магнитных аномалий юга Дальнего Востока	180
<i>Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А., Логинов В.А, Карлов Г.А., Николаева А.Г.</i> Глубинная электропроводность кальдеры Узон на Камчатке	184
<i>Плетнев С.П., Аннин В.К.</i> Палеобатиметрия как один из элементов геодинамического анализа Охотоморского региона	188
<i>Прокудин В.Г.</i> Структура верхней части земной коры и эволюция Курильской котловины Охотского моря	191
<i>Рыбас О.В., Гильманова Г.З.</i> Применение мультимасштабных цветных синтезированных изображений рельефа для выделения геологических объектов	195
<i>Сеначин В.Н., Веселов О.В., Семакин В.П., Кочергин Е.В.</i> Цифровая модель земной коры Охотоморского региона	199
<i>Таранюк А.В.</i> Массовая интерпретация данных электромагнитных исследований ЗСБ на территории Восточной Сибири	203
<i>Черемных А.В., Бобров А.А., Черемных А.С., Зарипов Р.М., Семинский А.К.</i> Джидино-Удинская разломная зона (Байкальский регион): внутренняя структура и газовые эманации	206

Раздел III. Петролого-геохимические и минерагенические аспекты тектонических исследований

<i>Бердников Н.В., Невструев В.Г.</i> Геохимическая характеристика и условия формирования углеродистых толщ с благороднометалльной минерализацией в восточной части Буреинского массива	211
<i>Войнова И.П., Зябрев С.В.</i> Петрогеохимия вулканитов Киселевско-Маноминского террейна	215
<i>Волков А.В., Серафимовский Т., Тасев Г., Сидоров А.А.</i> Переотложенное Fe-Ni месторождение Ржаново в Вардарской офиолитовой зоне	219
<i>Волохин Ю.Г.</i> Рудная минерализация в углеродистых силицитах триаса Сихотэ-Алиня	223
<i>Гаврилов А.А.</i> Вопросы методологии и методики морфоструктурно-металлогенических исследований	227
<i>Глотов В.Е., Глотова Л.П.</i> Геодинамическая природа террейнов как фактор формирования ресурсов подземных вод на Северо-Востоке России	231
<i>Голубева Е.М., Кондратьева Л.М.</i> Содержание токсичных элементов во льдах р. Амур	235
<i>Горячев Н.А., Вах А.С., Спиридонов А.М., Гвоздев В.И., Будяк А.Е.</i> Монголо-Охотский орогенный пояс и связанное с ним золотое оруденение.	239
<i>Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Петухова Л.Л. Песков, А.Ю., Косынкин А.В.</i> Платиноносность никеленосных мафит-ультрамафитов Пристанового коллизийного пояса	242
<i>Дюжев С.В.</i> Роль тектонических структур в формировании и локализации золотого оруденения на флангах Покровского рудного поля (Приамурье)	246

<i>Егоров К.Н., Мельников А.И.</i> Формирование петролого-геохимических фаз алмазоносных кимберлитов в процессе структурно-тектонической эволюции сложнопостроенных коренных месторождений алмазов Якутии	250
<i>Еришов В.В.</i> Изотопно-геохимические особенности продуктов деятельности Южно-Сахалинского грязевого вулкана	254
<i>Иванов В.В., Кононов В.В., Игнатьев Е.К.</i> Минералого-геохимические особенности рудной минерализации в метасоматитах золотомедного рудного поля Малмыж (Нижнее Приамурье)	258
<i>Каретников А.С.</i> Сравнительный анализ палеомагнитных характеристик ультрамафитов массивов Кондер и Чад	262
<i>Комарова В.С., Петухова Л.Л.</i> Платиноиды в сульфидных Cu-Ni рудах Курумканского рудного поля	266
<i>Копылов М.И., Пустовойтова И.В.</i> Ультрабазит-базитовые комплексы в Дальневосточном габбро-анортозитовом поясе и их рудоносность	268
<i>Крюков В.Г.</i> Модели порфировых объектов Приамурья	272
<i>Крюков В.Г.</i> Мезозойская металлогения Малого Хингана	276
<i>Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В.</i> Плутоны и масштабные массивы мафит-ультрамафитов как странные аттракторы в эволюции региональных мантийных плюмов	280
<i>Лазарев А.Б.</i> Структурные особенности локализации рудных тел различных типов на Маломырском золоторудном месторождении (Амурская область)	284
<i>Максимова Ж.В.</i> Коллизионные гранитоиды Центрального Сихотэ-Алиня: геохимия, акцессорная минералогия	286
<i>Мельников А.В., Юсупов Д.В., Степанов В.А., Стриха В.Е.</i> Медно-никелевая и платиноидная минерализация базит-ультрабазитовых комплексов Дамбукинского рудного района (Верхнее Приамурье)	290
<i>Митрохин А.Н.</i> Динамозональность оруденения и проявлений магматизма в пределах Соболиного рудного поля (Комсомольский рудный район)	294
<i>Мочалов А.Г., Дмитренко Г.Г., Перцев А.Н.</i> Некоторые петрогенетические аспекты минерализации платинового типа в кумулятивных ультраосновных комплексах Корякского нагорья	298
<i>Невструев В.Г.</i> Оценка фациальных условий отложения древних металлоносных осадков по соотношению содержания железа и марганца	302
<i>Остапенко Н.С., Нерода О.Н.</i> Угоханское рудное поле: типы рудной минерализации и ее генезис	307
<i>Пальмский Б.Ф.</i> Вулканические серии Охотско-Колымского региона	311
<i>Песков А.Ю.</i> Петро- и палеомагнитные исследования кортландитов Кунманьенского интрузивного комплекса	315
<i>Расказов С.В., Пересторонин А.Н., Приходько В.С., Сато К., Ясныгина Т.А., Михеева Е.А., Чувашова И.С.</i> Геохимическая специфика разноглубинных источников миоценовой базальт-андезитовой ассоциации малого хингана, Приамурье	318
<i>Родкин М.В., Андреева М.Ю., Шатахян А.Р.</i> Рудные месторождения как продукт деятельности геодинамических систем: статистики, фрактальные размерности, выводы о процессах формирования	321
<i>Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В., Котляров А.В.</i> Условия образования меймечитов Сихотэ-Алиня (данные по расплавленным включениям)	325
<i>Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н.</i> Первые сведения о геохимических особенностях верхнедокембрийских(?)–нижнепалеозойских терригенных отложений хинганской серии Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса	329
<i>Сушкин Л.Б.</i> Особенности минерагении Хор-Аньюйского водораздела (Сихотэ-Алинь, Хабаровский край)	331

<i>Ханчук А.И., Бердников Н.В., Шумилова Т.Г., Пячин С.А., Пугачевский М.А.</i> Минералогическо-геохимические свойства графита углеродистых сланцев Дальнего Востока России	335
<i>Черепанов А.А., Берднико Н.В.</i> Благородные металлы в углеродистых породах восточной части Буреинского массива: новые данные	339
<i>Шнайдер А.А., Авдеев Д.В.</i> Редкоземельные элементы в оловорудных месторождениях разных генетических типов Сихотэ-Алиня	342
<i>Шумилова Т.Г., Исаенко С.И., Шевчук С.С.</i> Минералогическо-геохимические особенности углеродистой минерализации Неркаюского комплекса (Приполярный Урал)	346
<i>Юрченко Ю.Ю.</i> Геохимическая специализация геологических образований как основа оценки их минералогического потенциала (на примере Малого Хингана, Дальний Восток)	348
<i>Юшманов Ю.П.</i> Геолого-структурные признаки поисков скрытого оловянного оруденения Хинганского типа в Приамурье	353
<i>Sato K., Hirahara Y., Senda R., Kumagai H., Tamura H., Suzuki K., Rasskazov S.V. and Prikhdko V. S.</i> Geochemistry of mesozoic to cenozoic meimechite rocks of from Sikhote Alin and Central Japan - preliminary isotopic results and radiometric age	357
<i>ZHOU Yong Heng, DUAN Rui Yan, CHAI Lu, ZHANG Jing.</i> The Mineral Resource Assessment of Boron In Region Rift Eastern Liaoning	359

Раздел IV. Сейсмичность, сейсмология и неотектоника

<i>Акманова Д.Р.</i> Вулканическая активность окраины Тихого океана за последние 12 тыс. лет	365
<i>Бондаренко В.И., Рашидов В.А.</i> Подводные вулканы и неотектоника онекотанской зоны (Курильские острова)	369
<i>Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Сапрыгин С.М.</i> Геодинамические gps исследования в окрестности Южно-Сахалинского грязевого вулкана	372
<i>Гайдай Н.К.</i> Закономерности распределения гипоцентров землетрясений в земной коре различных геологических структур сейсмического пояса Черского	376
<i>Злобин Т.К., Полец А.Ю.</i> Постановка сейсмологических и сеймотектонических исследований зоны сочленения Сахалино-Японской и Курило-Камчатской островных дуг	379
<i>Злобин Т.К., Полец А.Ю., Ершов В.В.</i> Проявление геодинамики южного Сахалина и Курил в сейсмичности и грязевом вулканизме	383
<i>Джурик В.И., Серебренников С.П., Брыжак Е.В., Шагун А.Н.</i> Методика районирования сейсмических воздействий для строящихся промышленных объектов в пределах активной тектонической структуры Танлу-Курского линейного элемента	387
<i>Долгая А.А., Викулин А.В.</i> Волны миграции очагов землетрясений в земной коре и верхней мантии	391
<i>Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М.</i> Динамика сейсмогенерирующих структур Арктико-Азиатского сейсмического пояса	395
<i>Коковкин А.А.</i> Эволюция новейшей структуры Инкоу-Чинганского разлома и ее геологические индикаторы	400
<i>Коковкин А.А.</i> Сейсмогеодинамика новейших структур востока Азии: волновая модель	404
<i>Лулева М.Н.</i> Геодинамика Востока Азии и сейсмическая анизотропия	408
<i>Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Лепешко В.В., Чупрынин В.И.</i> Татарская зона новейшей концентрированной деформации земной коры (северное замыкание Японского моря)	412
<i>Меркулова Т.В.</i> Глубинное строение и сейсмогеодинамика восточного Приамурья	416

<i>Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А., Логинов В.А., Яковлев А.Г.</i> Глубинное строение района Олюторского землетрясения в Корякском нагорье по геофизическим данным	420
<i>Мясников Е.А.</i> Морфотектоника и эндогенно-экзогенная геодинамическая опасность освоения о. Русский (Приморский край)	424
<i>Мясников Е.А.</i> О микросейсмостектоническом районировании урбанизированных территорий (морфоструктурные аспекты)	428
<i>Онухов Ф.С., Алексеенко С.Н.</i> Неотектоника Амурской плиты	432
<i>Пономарева Т.А., Лютоев В.А.</i> Коровые волноводы и оценка сейсмической опасности европейского северо-востока России	436
<i>Пупатенко В.В.</i> Сопоставление волновых форм землетрясения Тохоку, полученных сейсмологическим и геодезическим методами	440
<i>Родкин М.В., Андреева М.Ю.</i> Сейсмостектоника океанической части области глубоководных желобов	444
<i>Серебрянников С.П., Джурик В.И., Ескин А.Ю., Усынин Л.А.</i> Особенности районирования параметров сейсмической опасности территорий строительства, расположенных в различных климатических зонах Сибири и Дальнего Востока	447
<i>Серов М.А., Жижерин В.С.</i> Современные деформации земной коры Верхнего Приамурья .	451
<i>Тихонов И.Н., Ломтев В.Л.</i> Мелкофокусная сейсмичность Охотского моря и ее возможная тектоническая природа	454
<i>Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В.</i> Приливная модуляция слабой сейсмичности (анализ данных по югу Сибири)	459
<i>Трофименко С.В., Гриб Н.Н.</i> Динамика сейсмической активности в годичных циклах в пределах границ сейсмоактивных блоков Алданского щита	463
<i>Усиков В.И.</i> Влияние морфодинамики тектонических потоков на эрозивные процессы	467
<i>Черемных А.В.</i> Парагенезисы разрывов в разломных зонах юга Восточной Сибири (на примере трансекта Шертой-Красный Чикой)	470

Раздел V. Тектоника и углеводородный потенциал осадочных бассейнов

<i>Варнавский В.Г.</i> Юго-восток Северо-Азиатского кратона. Алдано-Майский осадочный бассейн: основные черты седиментогенеза, перспективы нефтегазоносности	475
<i>Веникова А.Л.</i> Дагинские гидротермальные источники и их связь с потоками метана и залежами углеводородов в западной части Охотоморского региона	479
<i>Ветлужских Л.И.</i> Органический мир и проблемы биостратиграфии кембрийских отложений Саяно-Байкальской горной области (в пределах территории Бурятии)	480
<i>Вологина Е.Г., Штурм М.</i> Особенности голоцен-позднеплейстоценового осадконакопления на подводной возвышенности в северной котловине Байкала	484
<i>Волохин Ю.Г.</i> Мезо-кайнозойское кремненакопление в окраинных бассейнах Востока Азии	488
<i>Гранник В.М.</i> Роль разнообразных факторов в формировании кайнозойских нефтегазоносных осадочных бассейнов Охотоморского региона	492
<i>Гресов А.И.</i> Тектоно-структурные условия формирования метаноносности и перспективных для извлечения ресурсов метана угольных бассейнов Северо-Востока России	496
<i>Грецакая Е.В.</i> Нефтегазоносные системы бассейнов Дальнего Востока	500
<i>Жуланова И.Л., Гагиева А.М., Третьякова Н.И.</i> Омолонский массив как осадочный бассейн: внутреннее строение, эволюция, тектоническая природа	504
<i>Иванова И.К.</i> Адамантан и его гомологи в газовых конденсатах Вилуйской синеклизы	508
<i>Касаткин С.А., Обжиров А.И.</i> Разломная зона Носаппу и условия формирования газогидратов (Охотоморский регион)	510
<i>Ким А.Х.</i> Перспективы нефтегазоносности Западно-Камчатского осадочного бассейна	514

<i>Кириллова Г.Л.</i> Питающие провинции Буреинского осадочного бассейна в мезозое (Дальний Восток)	518
<i>Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.</i> О формировании песчаных массивов Усть-селенгинской части Байкальской впадины (неотектоника, литология, стратиграфия)	522
<i>Кративенцева В.В.</i> Состав, цикличность, катагенез средне- верхнеюрских и меловых отложений Кындальского грабена Буреинского бассейна в связи с нефтегазоносностью	526
<i>Малиновский А.И.</i> Вещественный состав, источники питания и обстановки формирования меловых отложений Западно-Сахалинского прогиба	530
<i>Манилов Ю.Ф., Дубачева М.Г.</i> Особенности морфологии фундамента Амуро-зейского осадочного бассейна	533
<i>Медведева С.А.</i> Литохимическая характеристика мезозойских терригенных пород Буреинского осадочного бассейна	535
<i>Мишукова Г.И., Пестрикова Н.Л., Мишуков В.Ф.</i> Изменчивость распределения потоков метана на границе вода–атмосфера на акваториях Японского, Охотского морей и открытой части Тихого океана	539
<i>Обжиров А.И.</i> Источники метана, образующие газогидраты в Охотском море	543
<i>Пестрикова Н.Л., Обжиров А.И.</i> Газовые гидраты и условия их образования в Охотском море	547
<i>Петровская Н.А.</i> Геологическое строение осадочных бассейнов Восточной Арктики	551
<i>Подгорный В.Я.</i> Нефть на Дальнем Востоке в свете новой концепции ее происхождения ...	555
<i>Развозжаева Е.П.</i> Сравнительный анализ бассейнов юрско-меловой континентальной окраины: Буреинского и Суйбин	558
<i>Савченко И.Ф., Мельников А.В., Гиренко И.В., Белозеров Н.И.</i> Палеореконструкция условий торфонакопления и литогенеза на Гербикано-Огоджинской угленосной площади	562
<i>Сидоров А.А., Глотов В.Е., Волков А.В.</i> Роль скрытых субмеридиональных разломов в формировании нефтегазоносного потенциала осадочных бассейнов Северо-Востока России	566
<i>Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Попеко Л.И.</i> Геодинамические обстановки осадконакопления и источники палеозойских терригенных отложений ольдойского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса	570
<i>Сорокин А.П., Рождествина В.И., Кузьминых В.М.</i> Основные эпохи золотороссыпеобразования и угленакопления в Зейско-Буреинском бассейне	573
<i>Стрыжак В.П., Недосекова И.В.</i> Геологические критерии оценки перспективных участков и зон для добычи газа (метана) угольных месторождений на примере Днепровско-Донецкого бассейна	576
<i>Сырбу Н.С., Шакиров Р.Б.</i> Особенности распределения гелия и водорода на юго-восточном шельфе о. Сахалин и в Татарском проливе (по результатам 59 рейса НИС “Академик М.А. Лаврентьев”, 2012 г, руководитель А.И. Обжиров)	579
<i>Щербаков В.А., Окулов А.К.</i> Газогеохимическое исследование акватории Южных Курил	582
<i>Яцук А.И., Гресов А.И.</i> Роль тектоники в формировании газогеохимических полей в районе Южно-Приморского осадочного бассейна Японского моря	585
<i>Шевченко Б.Ф., Романовский Н.П., Гурович В.Г.</i> Петрофизическая модель земной коры полосы профиля 3-ДВ Сквородино-Томмот: тектонические следствия	587
<i>Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Горнов П.Ю., Соловьёв В.М., Тимофеев А.В., Шибачев С.В.</i> Особенности геодинамической обстановки в зоне сочленения Евразийской, Охотской и Амурской плит (по материалам геофизических исследований)	591

Научное издание

ТЕКТОНИКА, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАГЕНИЯ
ВОСТОКА АЗИИ

VIII Косыгинские чтения

*Материалы всероссийской конференции
17–20 сентября 2013*

Издано по решению Ученого совета Института тектоники и геофизики
им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН

Оригинал-макет изготовлен редакционно-издательской группой
Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН
680000, г. Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена, 65

Отпечатано в типографии _____,
680000, Хабаровск, _____.
Формат 70×100 ¹/₁₆. Бумага офсетная.
Уч.-изд. л. ____ Усл. печ. л. ____
Печать ____ . Гарнитура Times.
Заказ №. ____ Тираж 225 экз.

ĐÀÇÄÄË I

ÑÒĐÓÊÒÓĐÀ È ÒÄÊÒÎ Í È×ÃÑÊÀΒ
ÝÂÎ ËΠÖÈΒ ÀÇÈÈ

В.В. Акинин, Г.О. Ползуненков

**СОСТАВ И ВОЗРАСТ ВЕЛИТКЕНАЙСКОГО ГРАНИТ-МИГМАТИТОВОГО
МАССИВА (ТЕРРЕЙН АРКТИЧЕСКАЯ АЛЯСКА-ЧУКОТКА): СИНХРОНИЗАЦИЯ
С ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИМИ СОБЫТИЯМИ В АМЕРАЗИЙСКОМ
БАССЕЙНЕ АРКТИКИ**

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им Н.А.Шило
ДВО РАН, г.Магадан*

Российско-аляскинская континентальная окраина и прилегающий шельф (п-ов Сьюард, хр. Брукса и Северный склон на Аляске, большая часть Чукотки от п. Библино до п. Провидения, острова Врангеля и Св. Лаврентия) объединяются в кристаллический блок или литостратиграфический террейн под названием Арктическая Аляска-Чукотка (ААЧ) [1, 2]. Этот континентальный кристаллический фрагмент занимает позицию между Северо-Азиатским (Сибирским) и Северо-Американским кратонами, разделяет современные Тихий и Арктический океаны. Палеонтологические определения [3] и данные U-Pb датирования цирконов [4, 5] указывают на мезо- и неопротерозойский возраст протолита фундамента ААЧ, который перекрывается палеозойскими и мезозойскими осадками. В магматической истории ААЧ наиболее отчетливо выделяются девонские гранитоиды и вулканиты, триассовые рифтогенные габбро-диабазы и апт-альбские постколлизийные гранитоиды. Анализ узоров на гистограммах возрастных популяций детритовых цирконов в триассовых и палеозойских осадках указывают на то, что ААЧ скорее всего являлся в палеозое частью Балтики и не имеет никакого отношения к северо-американскому континенту Лаврентия [6, 7]. Слабо исследованная история формирования этого террейна имеет важное значение для фундаментального вопроса реконструкции конфигурации и распада суперконтинента Родиния, палеогеографических связей между крупными палеоконтинентальными массами, такими как Лаврентия, Балтика и Сибирью.

Предполагается, что в поздней юрераннем мелу ААЧ был аккретирован к Кольмо-Омолонскому супертеррейну и Аляске, в качестве сутурных зон выделяют офиолитовый пояс Ангаючам на Аляске и Южно-Анюйскую зону на Чукотке [8, 9]. Последующие процессы растяжений, магматизма и деформаций в мелу существенно модифицируют раннюю архитектуру ААЧ. Именно на этот период приходится и все инициальные тектоно-магматические события в Арктике [10, 2]. Таким образом, исследование меловых тектоно-магматических событий в ААЧ может быть использовано для целей реконструкции истории раскрытия Амеразийского бассейна и формирования NALIP, в интервале 150–100 млн лет. В этом смысле, целесообразным представляется детально исследовать некоторые меловые гранит-метаморфические комплексы в ААЧ, на одном из таких объектов (Велиткенайского массива) мы и провели полевые исследования в 2011 г.

Граниты мыса Кибер, а также Велиткенайский и Куэквуньский гранит-мигматитовые массивы маркируют на арктическом побережье Чукотки ядро крупного Куульского антиклинального поднятия. Интрузии прорывают и метаморфизуют девонские?, каменноугольные? кристаллические сланцы и триассовые осадки, перекрываются турон-коньякскими вулканитами ОЧВП. В наиболее интересном и детально

исследованном нами Велиткенайском гранит-мигматитовом массиве наблюдается сложная композиция мигматитов и магматических инъекций в кристаллических сланцах и гнейсах девона и карбона: маломощные силлообразные и дайкообразные тела меловых (108–100 млн лет) гранитоидов, монцонитов и мигматитов насыщены шлирами и анклавами (реликтовыми пластинами/блоками) вмещающих пород, формируют структуру типа сложного “слоистого пирога” на общей площади около 1450 км². Во многих случаях наблюдения указывают на магматическое и постмагматическое замещение девонских кристаллических сланцев *in situ* с сохранением исходной слоистой структуры рамы. В целом, Велиткенайский массив представляет собой структурный блок, круто наклоненный на юго-запад. В его северо-восточной эндоконтактной части вскрыты наиболее глубинные горизонты гранит-мигматитового комплекса, которые содержат мегаксенолиты (первые метры-десятки метров) серпентинизированных гарцбургитов и эклогитов? с парагенезисом лабрадор-гранат-клинопироксен. Вдоль юго-западного экзоконтакта Велиткенайского массива вмещающие парагнейсы, условно относимые к карбону и девону круто падают на юго-запад, линейность метаморфических минералов в них полого падает на юг и юго-восток, в целом вытягиваясь вдоль простирания гранитного плутона, что указывает на правостороннюю сдвиговую кинематику. На северо-восточном фланге комплекса, обнажаются более молодые (80–90 млн лет) вулканические породы Охотско-Чукотского вулканического пояса, которые опущены относительно гранитоидов по системе сбросов, т.е залегают гипсометрически ниже. Это свидетельствует о возможном СВ-ЮЗ растяжении, следующим за формированием ОЧВП, уже в кампане-маастрихте.

В трех коренных обнажениях в верховья ручьев Белый, Пыркэчгойгын и на мысе Энмытагын документированы соотношения главных интрузивных фаз Велиткенайского массива и их соотношения с палеозойскими парагнейсами. Среди гранитоидов различаются две главные фазы: 1) ранняя, сложенная крупно- и гигантопорфиоровыми (ортоклаз) роговообманко-биотитовыми гранитами и монцонитами, в разной степени деформированными; 2) более поздняя, сложенная мелко- среднезернистыми биотитовыми гранитами и лейкогранитами. Породы ранней фазы характеризуются порфиоровидными, монцонитовыми, грано-, и лепидобластовыми структурами, непостоянством минеральных соотношений кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза, повышенным содержанием сфена до 1/5 %, наличием флюорита и повышенными концентрациями Co, Ni, Cr, V. Плагиоклазы по большей части однородны и относятся к андезину An_{31-39} . Калиевые полевые шпаты представлены ортоклазами ($Ab = 6-12\%$). В биотитах содержится примерно равные количества флогопитового и аннитового компонентов, а также около 8–21 % мусковитовой компоненты. Амфиболы относятся к обыкновенным роговым обманкам [12]. Для гранитоидов второй фазы характерны равномернозернистые структуры и постоянство минеральных соотношений кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Биотитовые граниты в незначительных количествах содержат гранат и ортит, а для лейкогранитов характерно наличие мусковита, граната и турмалина. В эндоконтактах Велиткенайского массива предшественниками описывалась оторочка из разнообразных и сложных по генезису мигматитов, а в Куэквуньском такие мигматиты слагают основной объем массива. По нашим наблюдениям, достоверно выделяются только послейные мигматиты и агматиты, представляющие собой, со-

гласно С. Вегману, мигматиты рамы или метатектиты по К. Менерту. В нашем случае как таковой единой рамы и ядерной части массив не имеет. При крупномасштабном картировании массив состоит как бы из отдельных линз (шлиров), края которых сложены метатектами.

Химический состав гранитоидов отличается повышенной калиевоcтью, монцониоидные тренды и слабо выраженные негативные Nb-Ta трoги на спайдерграммах, на дискриминантных диаграммах Дж. Пирса точки состава попадают в область около границы синколлизионных и внутриплитных гранитоидов. Напротив, на диаграмме С.Д. Великославинского F_1 - F_2 фигуративные точки большинства гранитоидов (около 95 %) занимают область коллизионных гранитоидов. Такая неопределенность позволяет предполагать их смешанную природу (гранитоиды постколлизионных обстановок растяжения). Изотопные отношения Sr и Nd в гранитах относительно высокие, характерные для коровых магм с высокой долей ассимиляции, Nd модельные возраста составили от 1.8 до 1 млрд лет.

Представления о возрасте магматических пород рассматриваемых массивов до недавнего времени основывались на геологических данных и сериях геохронологических датировок K-Ar методом по валу. В базе данных ГЕОХРОН для этих объектов имеется 30 K-Ar датировок, с разбросом от 120 до 55 млн лет. Два выраженных кластера на гистограммах относятся к интервалам 100–90 млн лет и 85–70 млн лет. Наши новые определения K-Ar методом по валу в двадцати образцах гранитоидов Велиткенайского массива показали даты от 102 до 82 млн лет (выполнено в лаборатории петрологии и изотопной геохронологии СВКНИИ, г.Магадан). Первые единичные U-Pb датировки циркона показали возраст кристаллизации около 101 млн лет [11] и около 105.3 ± 1.2 млн лет [13].

В 2012 г. мы провели более обстоятельное U-Pb датирование циркона и сфена в Стэнфордском университете США на ионном микрозонде обратной геометрии SHRIMP-RG. В пятнадцати датированных образцах гранитоидов и мигматитов двухфазного Велиткенайского массива $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст 162 кристаллов циркона варьирует от 106 до 100 млн лет. При этом выявилось характерное различие возраста первой и второй фаз гранитоидов: U-Pb даты цирконов в монцонитах и гранитах первой фазы варьируют от 106 до 103 млн лет, без признаков древних унаследованных ядер в кристаллах. В цирконах второй фазы лейкогранитов, напротив, U-Pb даты моложе – около 99–101 млн лет, а кристаллы циркона систематически содержат древние унаследованные ядра с возрастом около 615–630 млн лет. Это обстоятельство позволило заключить, что формирование гранитоидов Велиткенайского комплекса происходило в два этапа: 1) мигматизация и плавление в средней коре, внедрение и кристаллизация монцониоидов около 106–103 млн лет назад; 2) продвижение фронта плавления в верхнюю кору, ремобилизация и анатектическое плавление блоков древнего неопротерозойского протолита, внедрение и кристаллизация лейкогранитов около 100 млн лет назад. Магматические события гранитообразования синхронны внутриплитному базальтовому вулканизму на о-вах Де-Лонга [14], по-видимому, инициированы развитием HALIP.

Поддержано грантами РФФИ 12-05-00874, ДВО РАН 13-III-B-08-170.

Литература

1. Churkin, M., Jr., Whitney, J. W., and Rogers, J. F., 1985, The North American-Siberian connection, a mosaic of craton fragments in a matrix of oceanic terranes, in Howell, D. G., ed., *Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region*, Earth Science Series 1: Houston, TX, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. P. 79–84.
2. Miller, E. L., Gehrels, G. E., Pease, V., and Sokolov, S., 2010, Stratigraphy and U-Pb detrital zircon geochronology of Wrangel Island, Russia: Implications for Arctic paleogeography: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. V. 94. P. 665–692.
3. Till, A. B., Dumoulin, J. A., Gamble, B. M., Kaufman, D. S., and Carroll, P. I., 1986, Preliminary geologic map and fossil data, Solomon, Bendeleben, and southern Kotzebue quadrangles, Seward Peninsula, Alaska: U.S. Geological Survey Open-File Report 86–276.
4. Akinin V.V., Amato J., Miller E., Gottlieb E., Polzunenkov G. New geochronological data on pre-Mesozoic rocks (Neoproterozoic to Devonian) of Arctic Chukotka / ICAMVI. Geophysical Institute Report UAG-R-335; Compilers: D.B.Stone, J.G.Clough, D.K.Thurston, Fairbanks: University of Alaska. 2012. P. 67.
5. Amato J.M., Aleinikoff J., Akinin V.V., McClelland B., Toro T. Age, chemistry, and correlations of Neoproterozoic-Devonian igneous rocks of the Arctic Alaska-Chukotka Terrane: A review with new data // *Geological Society of America special paper*. 2013. In press.
6. Amato, J. M., Toro, J., Miller, E. L., Gehrels, G. E., Farmer, G. L., Gottlieb, E. S., and Till, A. B., 2009, Late Proterozoic-Paleozoic evolution of the Arctic Alaska Chukotka terrane based on U-Pb igneous and detrital zircon ages: Implications for Neoproterozoic paleogeographic reconstructions: *Geological Society of America Bulletin*. V. 121. P. 1219–1235.
7. Miller E.L., Kuznetsov N., Soboleva A., Udoratina O., Grove M.J., Gehrels G. 2011. Baltica in the Cordillera? *Geology* 39 (8):791–794.
8. Парфенов Л.М. 1984. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука. 192 с.
9. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scholl D.W., Fujita K. 1998. Phanerozoic tectonic evolution of the circum-north Pacific. U.S. Geological Survey Open-File Report 98–754 (125 p.).
10. Филатова Н.И., Хаин В.Е. Структуры центральной Арктики и их связь с мезозойским арктическим плюмом // *Геотектоника*. 2009. № 6. С. 24–51.
11. Ползунов Г.О., Акинин В.В., Черепанова И.Ю. Новые данные о возрасте и составе Велиткенского и Коэвкунского гранито-гнейсовых массивов (арктическая Чукотка): приложение к разработке моделей гранитогенного оруденения // *Золото северного обрамления Пацифики. II Международный горно-геологический форум. Тезисы*. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2011. С. 170–171.
12. Ползунов Г.О. Оценка температур и давлений образования гранитоидов Велиткенского гранит-мигматитового массива (арктическая Чукотка) // *Научная молодежь – Северо-Востоку России: Материалы IV межрегиональной конференции молодых ученых, приуроченной к 35-летию Музея естественной истории СВКНИИ ДВО РАН (Магадан, 24–25 мая 2012 г.) / Рос. акад. наук, Дальневост. от-ние, Сев.-Вост. комплекс. НИИ. Магадан: ООО “Новая полиграфия”, 2012. Вып. 4. С. 18–21.*
13. Тихомиров П.Л., Лучицкая М.В., Шац А.Л. Возраст гранитоидных плутонов северной Чукотки: состояние проблемы и новые SHRIMP U-Pb датировки цирконов. Доклады Академии наук. 2011. Т. 440, № 4. С. 1–4.
14. Silant'ev S.A., Bogdanovskii O.G., Fedorov P.I., Karpenko S.F., Kostitsyn Y.A. Intraplate magmatism of the De Long Islands: A response to the propagation of the ultraslow-spreading Gakkel Ridge into the passive continental margin in the Laptev Sea. *Russian Journal of Earth Sciences*. 2004. Т. 6, № 3. С. 153–183.

Ю.И. Бакулин

ДВИЖУЩИЕ СИЛЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Тихоокеанский государственный университет, г. Хабаровск

1. Каждая точка геологического пространства характеризуется совокупностью физических величин и различных действующих сил, определяющих ход геологического процесса. Строгого соответствия между свойствами пространства и действующими силами (с одной стороны) и геологическим процессом (с другой) в науке не зафиксировано и это обстоятельство нельзя считать нормальным для глубокого изучения геологии. Основополагающее значение принадлежит гравитации – силам тяготения. Это постоянно действующая сила в каждой точке геологического пространства. Величина ее в пространстве меняется, а направление всегда постоянно – к центру Земли. Гравитация “включает” электромагнитные силы, упорядочивает молекулярные и атомные взаимодействия, генерирует (диссипация) тепловую энергию, определяет взаимное пространственное перемещение различных субстанций вещества, в том числе крупных блоков Земли. Без другие обширные связи без специального исследования построить трудно

2. Гравитационное поле реализуется двумя диалектически противоположными тенденциями: сжатие–разуплотнение (сжатие – во фронте действующей силы, разуплотнение – с тыльной стороны). Нужно заметить, что фронт и тыльная сторона разграничиваются исследователем условной плоскостью, которая выделяется субъективно в зависимости от задач исследователя. Другое дело, когда рассматривается действие гравитации на границе геологических тел (слоев): здесь граница реальная, нижнее тело уплотняется, а верхнее – разуплотняется (2,3).

3. Электромагнитные силы вместе рождаются и совместно действуют. Их и рассматривать необходимо совместно. Наиболее важным и одновременно дискуссионным является вопрос о причине этих сил.

Более правдоподобной является идея образования в ионосфере Земли электромагнитного поля под воздействием солнечного ветра (24). Солнечный ветер – это поток заряженных частиц, обладающих массой и зарядом (энергия частиц солнечного ветра $\approx 10^{27}$ – 10^{29} эрг/с). Они взаимодействуют с ионосферой Земли, вовлекаются ею по вращению Земли: вокруг Земли образуется поток электронов, движущихся в сторону вращения Земли. Это поле и формирует электромагнитное поле Земли (рис. 1).

Электромагнитное поле – это “живой” магнетизм, он находится в постоянной связи с причиной (родителем), с ним бороться трудно, а вот остаточная намагниченность горных пород, поддается полному уничтожению, изменению, перемагничиванию.

Химические замещения в геологических процессах происходят с участием подвижной фазы: флюидов и расплавов. И те и другие реализуют механизм отделения из фронтальной части (области сжатия) разуплотненного вещества (более легких соединений) и перенос их в тыльную часть (область разуплотнения). Для их начала необходимо повышение температуры, тепловые процессы в недрах.

4. Тепловые процессы в недрах долгое время в прошлом и многими в настоящее время связываются с радиоактивным распадом. Но концентрации этих элемен-

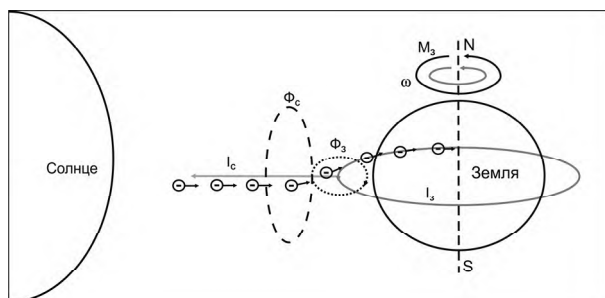


Рис. 1. Схема взаимодействия Солнце–Земля (4).

(-) – поток заряженных частиц, I_c – ток Солнца, I_z – круговой ток Земли, M_v – момент вращения Земли, ω – угловая скорость Земли, Φ_z – магнитный поток, создаваемый полем Земли.

тов малы, а природных процессов обогащения для начала процесса ядерных реакций пока не выявлено.

Единственным источником повышенных температур недр является диссипация тепла в результате гравитационных сил. На разных этапах сжатия под воздействием гравитационных сил для каждого минерала в свое время реализуется тепло в результате воздействий на упругую систему, электромагнитное поле, ядра химических элементов. Повышение температуры может превысить температуру плавления вещества на этой глубине и начинается плавление. В среде гетерогенного состава реализуется механизм зонной плавки, когда первоначально выплавляется легкоплавкий компонент, а затем и другие. За счет этой реакции среды происходит уплотнение фронтальной части (области сжатия). Таким образом, область плавления – это зона смены сжатия (фронтальной части гравитационного поля) на область разуплотнения (тыльную часть гравитационного поля). С учетом особенностей геологических процессов в этой зоне автор в 1990 году назвал его активным слоем Земли (2). Геофизики еще ранее по изменениям физических параметров выделяли слой, названный ими астеносферой. Это не синонимы, а выражение различными способами одних и тех же процессов в недрах Земли. Астеносфера распространяется несколько глубже активного слоя, захватывая часть мантии, утратившей кристаллическое состояние при высоких температурах (но ниже температуры плавления).

5. Активный слой заслуживает более обстоятельной характеристики, поскольку он “управляет” важными процессами в земной коре, включая образование полезных ископаемых.

Активный слой – это область в недрах Земли, где скорость вещественных преобразований возрастает за счет магматической дифференциации и участия флюидной фазы. По данным Р. Аффена и А. Джесоп (1) темпы прироста температур недр с глубиной и температур плавления базальта и гранита при возрастании давления не совпадают (рис. 2).

При температурах недр, соответствующих глубинам 40–200 км, она превышает температуру плавления гранита, а на глубинах 70–400 км – температуру плавления базальта. Это значит, что в этих интервалах глубин (при соответствующих давлениях) вещество гранитного и базальтового составов должно находиться в расплавленном состоянии. Кроме того, с глубин 26 км и 56 км при снижении давления и адиабатическом снижении температур плавления граниты и базальты могут выплавляться в соответствующих условиях, например, в зонах прогрессивного динамо-термального метаморфизма на регрессивном этапе (палингенные граниты).

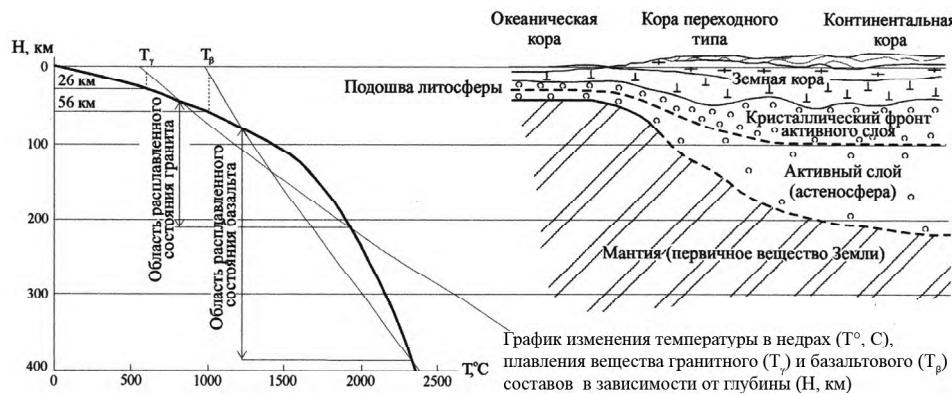


Рис. 2. Схема образования активного слоя Земли.

Следовательно, в недрах Земли существует непрерывный слой, содержащий частично расплавленное вещество гранитного и базальтового составов, называемый *активным слоем*.

В тыльной части реализуется процесс, издавна называемый изостазией. Она имеет две модели – Дж. Эри и Дж. Пратта. Более объективной является модель Дж. Эри с “корнями гор”, которые представляют ту часть фронтального пространства, которая уплотнилась и произвела разуплотненное вещество. Обе модели не учитывают, что “всплывающий” блок вверх расширяется в соответствии с латеральными векторами разуплотнения. Эта структура выдерживается независимо от состояния субстанции (твердая, пластичная, расплавленная). Для расплавов, которые в состоянии развивать внутреннее давление, превышающее литостатическое, создаются условия для проникновения в верхние части литосферы в виде бескорневых капель.

Слой характеризуется аномальными значениями многих параметров:

- вязкость снижается на 5–7 порядков и достигает 10^7 Па·с под океаническими плитами;
- скорость распространения продольных и поперечных сейсмических волн снижается на 2–6 %;
- температура в слое возрастает на 300–400°;
- возникают повышенные пластовые давления и способность перемещения расплавов.

Представления об активном слое объясняют особую роль окраин континентов для магмо- и рудообразования. Являясь гравитационно неустойчивыми областями, они характеризуются активным течением процессов глубинной дифференциации вещества. Сюда устремляются (вытесняются) потоки подвижных компонентов как океанических, так и континентальных частей.

В свете представлений об активном слое находят логичное объяснение зоны субдукции- как области взаимодействия континентальных и океанических блоков-зоны надвигания разбухающей континентальной коры на океаническую (рис. 3).

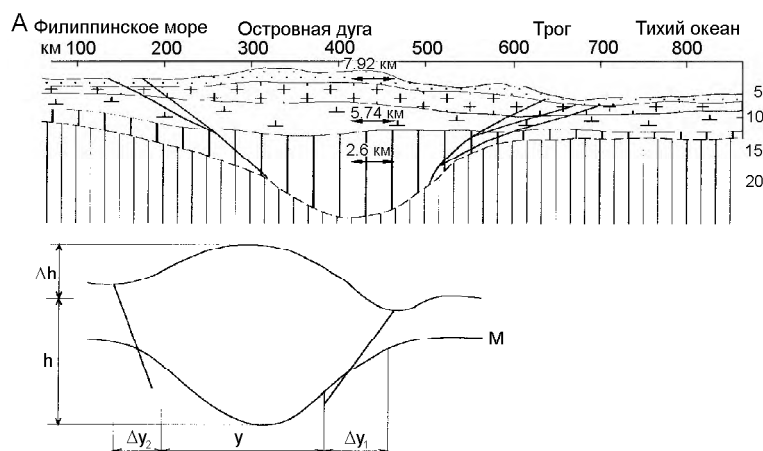


Рис. 3. Взаимоотношения континентальных и океанических блоков (Восточная Азия).
А. Ранняя стадия формирования континентальной коры. В.Ю. Косыгин и В.Н. Сеначин (1988).

Расчетная схема: $V\rho$ – константа, $\Delta V = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_1}$, %, $\Delta V = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y =$

$\Delta h \sim \sqrt[3]{\Delta V}$, $\Delta y_1 = \frac{\sqrt[3]{\Delta V}}{2} \cdot y$, км, Δy_1 горизонтальная амплитуда надвигания континентального блока на океанический, V – объем, ρ – плотность, x , y – координаты.

6. Складчатые системы являются продуктом последовательности простых геологических процессов: формирования прогиба в краевой части воздымающегося блока разуплотнения (сопряженная область сжатия), заполнения его кластическим материалом поднятий (компенсационное разуплотнение) литификация, повышение пластичности, внутренние деформации, тектонические перемещения по вертикали и горизонтали.

Литература

1. Бакулин Ю.И. Активный слой Земли // Сов. Геология. 1990. №4. С. 104–107.
2. Бакулин Ю.И., Жукова И.В. Объективные закономерности развития. Введение в проблему. Хабаровск: Изд-во ТОГУ, 2009. 56 с.
3. Юрий Бакулин . Развитие Земли. От космического объекта до среды обитания Человечества. LAP LAMBERT Academic Publishing. Saarbrucken. 2012. 120 с.
4. Физический энциклопедический словарь. М.: Советская Энциклопедия, 1983. 944 с.

М.М. Буслов¹, Д. Отгонбатор^{1,2}, М.А. Абилдаева^{1,2}

ПОЗДНЕПАЛЕЗОЙСКАЯ ПОКРОВНО-СДВИГОВАЯ ТЕКТОНИКА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

¹ФГБУН Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН,
г. Новосибирск

²Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

Раннекаледонская структура прослежена и изучена на огромной территории Алтае-Саянской складчатой области, расположенной в юго-западном обрамлении Сибирского (Северо-Восточного) кратона [1]. Наиболее детально изучены раннекаледонские складчато-покровные сооружения Приольхонья и Сангилены. Для ранних каледонид Сангилены время коллизионной стадии определяется в интервале 535–490 млн лет, а последовавшей за ней трансформно-сдвиговой стадии – 490–430 млн лет [2]. Развитие коллизионной системы в Приольхонье протекало в период 500–450 млн лет [3, 4]. Повсеместно в ранних каледонидах коллизионный тектогенез проявился в формировании гранитных батолитов. На основе статистической обработки большого числа датировок были выявлены следующие пики магматической активности: 495 ± 5 , 475 ± 5 и 450 ± 5 млн лет [5, 6]. Высокотемпературный метаморфизм и масштабное гранитообразование являются характерными чертами раннекаледонского орогенного этапа в юго-западном складчатом обрамлении Сибирского кратона.

Позднепалеозойские метаморфические и магматические события проявились с той или иной интенсивностью также на огромной территории, включающей, не только области собственно герцинской складчатости (Восточный Казахстан, южная часть Монголии), но и значительную часть ранних каледонид Алтае-Саянской складчатой области.

Новые геологические, геохронологические и структурные данные свидетельствуют, что на Горном Алтае, Западных Саянах и в Тункинских гольцах Восточного Саяна развита покровно-складчатая структура, формирование которой произошло в позднем карбоне – ранней перми. Возраст деформационных событий определен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по синтетектоническим слюдам и амфиболам. В Тункинских гольцах на основании геометрического анализа макро- и микроструктур [7–9] выделяются три этапа формирования деформационных структур, последовательно сменяющих друг друга в ходе прогрессивной деформации. Первый – “покровный”, (316–310 млн лет), характеризуется формированием пакета надвиговых пластин северной vergentности. В ходе второго, “покровно-складчатого” этапа (305–303 млн лет) пакет надвиговых пластин был смят в складки. Третий этап – “складчато-сдвиговый” (286 млн лет), проявился в формировании систем крутопадающих сдвигов, по которым клиновидные блоки выдавливались из областей наибольшего сжатия, в западном направлении. Все деформационные структуры развивались в обстановке субмеридионального сжатия. Покровообразование в Тункинских гольцах, Западных Саянах и на Горном Алтае одновозрастно с формированием главных сдвиговых структур восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Главного Саянского разлома, Курайской, Северо-Восточной и Иртышской зон смятий).

Покровные и сдвиговые структуры проявились одновременно с окраино-континентальными известково-щелочными и шохонитовыми сериями (305–278 млн лет), а также щелочным и щелочно-полевошпатовым сиенитами и гранитами (281–278 млн лет) Ангаро-Витимского плутона, которые связывают с деятельностью Таримского мантийного плюма [10–12]. Вероятнее всего плюм способствовал реализации тектонических напряжений вдали от зоны столкновения тектонических плит, как это показано на примере формирования кайнозойского Гималайско-Центральноазиатского орогена [13, 14].

Таким образом, структура юго-западного обрамления Сибирского кратона является результатом наложения двух коллизионных орогенических этапов, первый из которых раннекаледонский связан с аккрецией Казахстанско-Байкальского составного континента, включающего Тувино-Монгольский микроконтинент и ряда других террейнов, к окраине Сибирского континента, а второй, герцинский, с внутриконтинентальным орогенезом, связанным с коллизией Восточно-Европейского континента с Северо-Азиатским, созданным аккрецией Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов [15]. Одновозрастное формирование позднепалеозойских деформационных структур и плюмового магматизма на территории южной Сибири может быть связано с глобальными геодинамическими событиями, обусловленными взаимодействием тектонических плит и влиянием плюма.

Исследования выполнены в рамках проекта НИР ИГМ СО РАН при поддержке проекта ОНЗ-9.2 “Формирование ИГМ СО РАН и переработка континентальной коры на конвергентных границах плит (аккреционно-коллизионные системы)”.

Литература

1. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 93–109.
2. Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С. и др. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилены (юго-восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // Докл. РАН. 2005. Т. 405, № 1. С. 82–89.
3. Fedorovsky, V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P. et al. The Olkhon collision system (Baikal region) // Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: north-eastern segment (Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480) / Ed. E.V. Sklyarov. Irkutsk, Print. IEC SB RAS. 2005. P. 5–76.
4. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С. и др. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 571–588.
5. Руднев С.Н., Владимирова А.Г., Крук Н.Н. и др. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность, источники) // Докл. РАН. 2004. Т. 396, № 3. С. 369–373.
6. Glorie, S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Izmer A., Elburg M.A., Ryabinin A.B., Vandoorne W., Vanhaeke F., Van den haute P. Formation and Palaeozoic evolution of the Gorny-Altai - Altai-Mongolia suture zone (Siberia): zircon U/Pb constraints on its igneous record / Gondwana Research. 2011. V. 20. P. 465–484.
7. Буслов М.М., Рябинин А.Б., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Проявление позднекарбово-раннепермских этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточные Саяны, Южная Сибирь) // Докл. РАН. 2009. Т. 428, № 4. С. 1–4.
8. Рябинин А.Б., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Позднепалеозойская складчато-покровная структура Тункинских гольцов Восточного Саяна // Геология и геофизика. 2011. Т. 52.
9. Жимулев Ф.И., Буслов М.М., Глорие С., Де Граве Й., Фидлер М.А., Измер А. Соотношение ордовикских и каменноугольно-пермских коллизионных событий в юго-восточной части Тункинских

- гольцов Восточного Саяна (юго-западное обрамление Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 12. С. 2056–2074.
10. Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлениями плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 166–182.
 11. Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик СМ. Термохимическая модель пермо-триасовых мантийных плюмов Евразии, как основа обоснования закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых и редкометальных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 8. С. 1159–1187.
 12. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. № 9. С. 1249–1276.
 13. Dobretsov, N.L., Buslov, M.M., Delvaux, D., Berzin, N.A., Ermikov, V.D. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plume // *International Geology Review*. 1996. V. 38. P. 430–466.
 14. De Grave Johan, Michael M. Buslov and Peter Van den Haute. Distant effects of India-Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2007. V. 29. P. 188–204.
 15. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 66–90.

Г.М. Вовна, М.А. Мишкин

**РАННЯЯ СИАЛИЧЕСКАЯ КОРА СИБИРСКОГО КРАТОНА И ЕГО
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ: СОСТАВ И ГЕНЕЗИС МАГМАТИЧЕСКИХ
ПРОТОЛИТОВ**

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Архейская ранняя сиалическая кора Сибирского кратона доступна изучению в выходящих на поверхность глубинных блоках фундамента Анабарского, Алданского щитов и Шарыжалгайского поднятия (рис. 1), породы которых претерпели метаморфизм в условиях гранулитовой фации при $T = 850\text{--}960^\circ\text{C}$, $P = 9\text{--}11$ кбар [1].

Собственные исследования авторов и литературные материалы свидетельствуют о том, что основание разрезов глубинных гранулитовых комплексов указанных выше структур сложено породами метабазит-эндербитовой ассоциации. На Анабарском щите метабазит эндербитовой ассоциации соответствует далдынская серия, на Алданском щите – эндербитовая толща Нимнырского блока и нижняя (эндербитовая) толща гранулитового комплекса Сутамского блока, на Шарыжалгайском поднятии – нижняя эндербитовая толща шарыжалгайского комплекса Иркутского блока [1].

На классификационной диаграмме $Al\text{--}(Fe+Ti)\text{--}Mg$ протолиты гранулитов метабазит-эндербитовой ассоциации соответствуют полям вулканитов известково-щелочной и коматиит-толеитовой серии. В составе исходных вулканитов известково-щелочной серии установлены базальты, андезиты, дациты и риолиты. Исходные вулканиты коматиит-толеитовой серии представлены толеитовыми, коматиитовыми и высокомагнезиальными базальтами. Замечательной особенностью установленного исходного состава нижней части разрезов глубинных гранулитовых комплексов является переслаивание исходных вулканитов андезит-дацитовой ассоциации известково-щелочной серии и коматиит-толеитовой серии [1].

Авторы полагают, что указанные выше особенности исходного состава нижних частей разрезов глубинных гранулитовых комплексов могут быть удовлетворительно объяснены на основе концепции мантийных плюмов, ведущая роль которых в архейских тектоно-магматических процессах развития Земли подчеркивалась ранее многими исследователями [5 и др.].

В последнее десятилетие было установлено [3], что гранулитовые комплексы восточной части Алданского щита (Восточно-Алданское поднятие) (рис. 1 VI) имеют раннепротерозойский возраст, а не архейский, как считалось ранее. Эти комплексы были включены нами в состав раннепротерозойской складчатой области, обрамляющей на востоке архейский Алданский щит [3]. Магматические протолиты этих метаморфических комплексов нижней коры дают представление о геодинамических условиях ее зарождения. Нами рассмотрены два глубинных блока земной коры вышеуказанной раннепротерозойской складчатой области – Джугджурский и Суннагинский. Основание их разреза сложено кристаллосланцами и плагиогнейсами гранулитовой фации, составляющими метабазит-эндербитовую ассоциацию. На основе закономерностей распределения главных петрогенных элементов и элементов примесей установлено, что доминирующими протолитами пород ассоциации являются вулканиты известково-щелочной и коматиит-толеитовой серий.

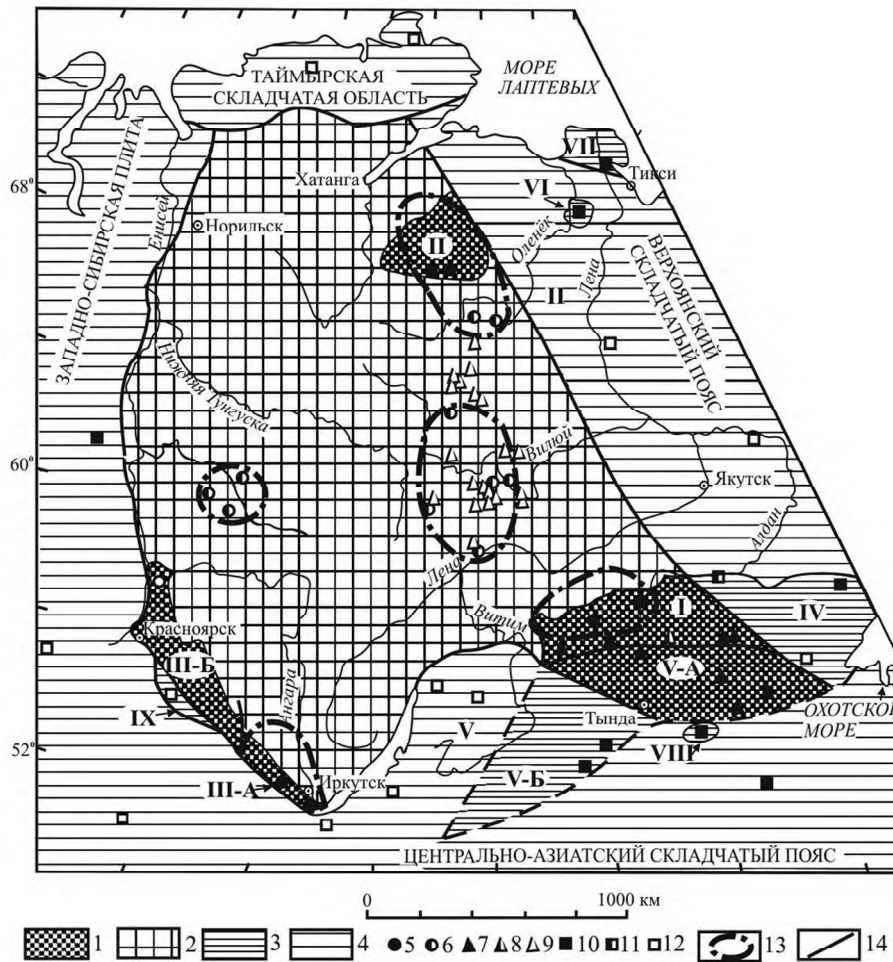


Рис. 1. Схема распространения архейской ранней сиалической коры Сибирского кратона и раннепротерозойского фундамента складчатого обрамления.

1 – архейская кора, вскрытая на щитах и поднятиях; 2 – архейская кора, перекрытая платформенным щитом; 3 – раннепротерозойский фундамент складчатых областей, вскрытый на поднятиях 4 – раннепротерозойский фундамент складчатого обрамления, перекрытый рифей-фанерозойскими образованиями; 5–12 – изотопные датировки возраста магматических протолитов метаморфических комплексов: 5, 6 – раннеархейские (5 – U-Pb метод, 6 – Sm-Nd модельный метод), 7–9 – позднеархейские (7 – U-Pb метод, 8 – Sm-Nd изохронный, 9 – модельный методы), 10–12 – раннепротерозойские (10 – U-Pb метод, 11 – Sm-Nd изохронный, 12 – модельный методы); 13 – предполагаемые области распространения раннеархейской сиалической коры; 14 – линии разломов.

Римскими цифрами обозначены структуры фундамента вскрытые на поверхности.

I – Алдано-Становой щит, II – Анабарский щит, III-A – Шарыжалгайское и III-B – Канско-Бирюсинское поднятия, IV–IX – раннепротерозойские поднятия: IV – Восточно-Алданское, V-A – Восточно-Становое, V-B – Западно-Становое, VI – Оленёкское, VII – Усть-Ленское, VIII – Гонжинское, IX – Дербинское.

На мультиэлементной диаграмме раннепротерозойские эндербиты метабазит-эндербитовой ассоциации Восточно-Алданского поднятия обладают сходной топологией графика с серыми гнейсами фундамента платформ [7], для которых характерны минимумы Ta, Nb, P, Ti.

Принятая модель формирования исходных вулканитов метабазит-эндербитовой ассоциации архея и раннего протерозоя включает две стадии. Первая стадия характеризуется декомпрессионным частичным плавлением вещества поднимающегося мантийного плюма с образованием расплавов коматиит-толеитовой серии. Во вторую стадию происходит образование вулканитов известково-щелочной серии путем частичного плавления метабазитовой коры за счет тепла поднимающегося мантийного плюма.

Существующие в настоящее время изотопные датировки возраста протолитов метаморфических комплексов Сибирского кратона и его складчатого обрамления позволяют сделать следующие выводы. В раннем архее 3.3–3.4 млрд лет назад на месте Сибирского кратона (в современных географических координатах) существовало, по крайней мере три области проявления древнего плюмового магматизма (Анабарский щит, (рис. 1 II), Алданский щит, (рис. 1 I), Шарыжалгайское поднятие (рис. 1 III-A), где формировались первые микропротоконтиненты будущего Сибирского кратона. Кроме того, предположительно выделены еще две области проявления раннеархейских плюмов (рис. 1) на основании Sm-Nd модельных датировок пород погребенного фундамента по керну скважин. [2].

Плюмовой магматической деятельностью в позднем архее была полностью сформирована архейская ранняя сиалическая кора нынешнего Сибирского кратона. В раннем протерозое плюмовая магматическая активность сместилась в периферийные области Сибирского протократона, в результате чего была сформирована ранняя сиалическая кора фундамента его складчатого обрамления (рис.1).

На диаграмме Nb/Y-Zr/Y [6] толеитовые метабазалты архейских раннекорových метаморфических комплексов Алданского щита и раннепротерозойского складчатого обрамления (Джугджурский и Суннагинский блоки Восточно-Алданского поднятия) располагаются в поле плюмовых магматических источников (рис. 2), что подтверждает принятую авторами плюмовую модель формирования ранней сиалической коры.

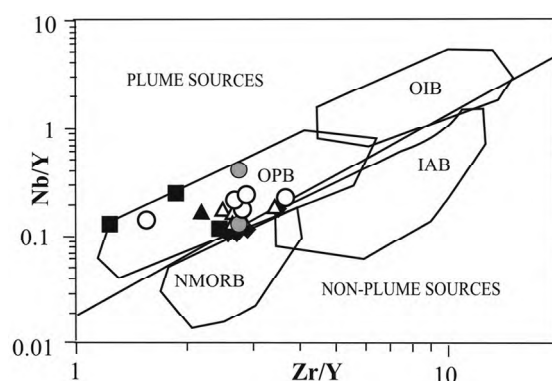


Рис. 2. Диаграмма Nb/Y-Zr/Y (Condie, 2008) для толеитовых метабазалтов раннекорových метаморфических комплексов Алданского щита. Ранний архей: 1 – нимнырский, 2 – олёмминский; поздний архей: 3 – сутамский, 4 – курультинский; ранний протерозой: 5 – джугджурский, 6 – суннагинский. Поля пород: OPB – базальты океанических плато, OIB – базальты океанических островов, N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов, IAB – островодужные базальты.

Имеющиеся в настоящее время данные по изотопному датированию протолитов архейских метаморфических комплексов позволяют предполагать, что большая часть ранней сиалической коры Сибирского кратона была сформирована в позднем архее в результате плюмовой магматической деятельности [1]. Авторы полагают, что архейский Алданский щит на востоке обрамляется раннесиалическими нижнепротерозойскими образованиями, которые составляют часть обширной складчатой области, протягивающейся на север до окраин Анабарского щита и далее, до устья р. Лены, где на Усть-Ленском выступе (рис. 1 VII) установлено наличие гиперстеновых плагиогнейсов (эндербитов) кислого состава с возрастом протолита 1910 ± 5 млн лет (метод SHRIMP) [4]. Имеющиеся изотопные датировки позволяют полагать, что раннепротерозойские складчатые области обрамляют Сибирский кратон не только на востоке, но и на севере, западе и юге (рис. 1).

Литература

1. Вовна Г.М., Мишкин М.А., Сахно В.Г. и др. Архейская ранняя сиалическая кора Сибирского кратона: ее состав и генезис магматических протолитов // Докл. РАН. 2009. Т. 429, № 4. С. 509–512.
2. Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П. и др. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 2000. Т. 8, №4. С. 394–408.
3. Мишкин М.А. Вовна Г.М., Происхождение глубинных метаморфических комплексов раннепротерозойского складчатого обрамления востока Алданского щита // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 2. С. 36–52.
4. Прокопьев А.В., Смелов А.П., Миллер Э.Л. и др. Усть-Ленский метаморфический комплекс (северо-восток Азии): первые U-Pb SHRIMP геохронологические данные // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 26–29.
5. Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С. Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. № 2. С. 3–25.
6. Condie K.C. High field strength element ratio in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2008. V. 100. P. 14–48.
7. Martin H. The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust. Archean Crustal Evolution / Ed. Condie K.C. Amsterdam. Elsevier. 1994. P. 205–259.

А.А. Гаврилов**ПРОБЛЕМЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ГОРНЫХ СООРУЖЕНИЙ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ**

*ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

Существующий уровень геологической изученности региона допускает конкуренцию нескольких тектонических моделей строения и развития горных сооружений. Среди них целесообразно отметить следующие: геосинклинально-складчатую (С.А. Салун, Г.И. Худяков, Г.М. Власов и др.), террейновую (Б.А. Натальин, А.И. Ханчук, И.В. Кемкин и др.), плюмовую (В.В. Ярмолюк, В.И. Коваленко, В.Г. Сахно), линейно-блоковую (Л.И. Красный, Э.П. Изох и др.) неотектоническую (Ю.Ф. Чемяков, Г.Ф. Уфимцев, Ф.С. Онухов и др.), горст-аккреционную и рифто-грабеновую (В.П. Уткин); тектоно-магматической активизации (В.И. Сухов, В.К. Путинцев и др.) и очагового текто- и морфогенеза (В.В. Соловьев, И.К. Волчанская, И.Н. Томсон, Б.В. Ежов, С.М. Таши, В.В. Середин, и др.). Необходимость выявления наиболее адекватной предполагает как критический анализ их достоинств и недостатков, так и синтез разноплановой геологической, геофизической и геоморфологической информации, выявление всего многообразия причинно-следственных, конформных связей между особенностями глубинного строения, формированием элементов структурного плана и процессами возникновения горных сооружений исследуемой территории. Очевидно, что такая модель должна объяснить принципиальные черты строения эндогенного рельефа юга Дальнего Востока (ДВ). К их числу, по мнению автора, относятся: 1 – принадлежность к северо-восточному сегменту Восточно-Азиатского мегасвода; 2 – близкие гипсометрические характеристики горных сооружений; 3 – субпараллельное размещение основных орогенных поясов и сопряженных с ними систем межгорных впадин; 4 – линейно-узловое (с элементами трансляционной симметрии) строение орогенов, представляющих собой ряды сводовых поднятий центрального типа и соотносимых с ними крупных водораздельных узлов; 5 – наличие радиальной зональности распределения высот и орографических элементов относительно ядер сводов; 6 – существование у сводов упорядоченной организации элементов внутреннего строения, которым соответствуют водораздельные узлы меньшего порядка.

Основные расхождения существующих гипотез, моделей орогенеза региона обусловлены: 1 – неодинаковыми представлениями о соотношениях горизонтальных и вертикальных тектонических движений; 2 – разной расстановкой приоритетов в выборе ведущих факторов, механизмов и временных рамок процессов горообразования; 3 – различиями воззрений на предысторию развития горных сооружений, типы земной коры, времени, механизмы ее образования и т. д.; 4 – выбором разных комплексов методов исследований и подходов к интерпретации геоморфологических, геологических и геофизических материалов. В кратком обзоре можно отметить лишь некоторые существенные, по мнению автора, недостатки предлагаемых моделей.

В геосинклинально-складчатой – не установлены приоритетные отношения между различными типами дислокаций, не определена роль магматизма и глубинных фак-

торов в процессах орогенеза. В линеаментно-блоковой концепции на первый план выдвигаются представления о существовании отчетливо выраженной блоковой делимости земной коры региона, иерархии блоковых и разломных структур, развивающихся дифференцированно во времени и пространстве, но значение других типов дислокаций практически не учитывается. Остаются не раскрытыми вопросы природы орогенеза, оценки факторов, обуславливающих специфику строения и развития отдельных орогенов. Например, в качестве основных типов морфоструктур горных областей с неотектонических позиций Г.Ф. Уфимцев [1] рассматривает сводово-горстовые и глыбовые поднятия. Предполагается, что формирование молодых сводов обусловлено: а) линейным короблением земной коры в условиях продольного горизонтального сжатия и сдвиговых перемещений по зонам региональных разломов, б) образованием краевых взбросов, в) воздыманием осевых горстов за счет изостатических процессов. И лишь в областях современного вулканизма решающая роль в процессах горообразования отводится процессам магматизма. Очевидно, что все эти построения противоречат геологическим данным о позднемезозойском региональном этапе орогенеза и гранитоидного магматизма, длительности формирования морфоструктурного плана территории. Кроме того, объемы и фациальные особенности позднекайнозойских коррелятивных отложений межгорных впадин явно не соответствуют постулируемым масштабам неотектонических процессов горообразования. В модели В.П. Уткина [2] горообразование связано с обособлением горстовых систем поднятий, развивающихся на континентальной коре сопряженно с формированием сосдвиговых раздвигов и грабенов в условиях масштабных горизонтальных левосдвиговых перемещений тектонических масс. Предполагается, что в ходе таких процессов реализуется трансформация горизонтальных движений в вертикальные. При этом, однако, не учитываются очевидный разрыв между временем формирования орогенных поднятий и грабенов межгорных и предгорных впадин региона, особенности морфоструктурного и глубинного строения горных сооружений.

В террейновых построениях акцент делается на коллизионно-аккреционных процессах, реализуемых в верхних частях литосферы при полном превалировании горизонтальных движений. В соответствии с этими представлениями Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный орогенный пояс рассматривается, например, как гигантский S образный вал, возникший при синсдвиговом сжатии доаккреционных структур на океанической коре при формировании литосферы континентального типа за относительно короткий интервал времени в 60 млн лет (средняя юра-альб) [3]. Показательно, что во всех построениях, базирующихся на представлениях о масштабных горизонтальных движениях и контракционной или коллизионно-аккреционной природе горообразования, доминирует механистический подход к процессам тектогенеза при существенной недооценке структурно-вещественных преобразований земной коры при процессах магматизма, метаморфизма и данных о глубинном строении территории. Неупорядоченность масштабных перемещений литосферных пластин, блоков, создающих тектонические коллажи, явно противоречит отчетливо выраженным пространственным закономерностям строения горных сооружений юга ДВ (субпараллельность горных систем, трансляционная симметрия размещения сводовых поднятий и др.).

В моделях тектоно-магматической активизации особое значение придавалось геодинамической активности систем разрывных нарушений, многие из которых

играли роль магмо- и рудоконтролирующих структур. Акцентировалось внимание на неразрывной связи горообразования с процессами гранитоидного магматизма. Образование рифтогенных впадин, депрессий и нисходящие движения земной коры ассоциировались с базитовым вулканизмом. Дополнили эти представления факты широкого распространения в областях горных поднятий морфоструктур центрального типа (МЦТ) различных размеров, рангов и глубин заложения [4], что предопределило выдвигание на первый план представлений об очаговом характере процессов орогенеза. Более широко стали использоваться конусообразные (геоконы) модели астенолитов, мантийных диапиров и плюмов как закономерно организованных МЦТ с упорядоченной сетью конических и дуговых, кольцевых, радиальных разломов и ярусно-древовидным размещением сателлитных магматических центров, сопряженных с геолого-геофизическими разделами Земли.

Еще в середине 60 гг. прошлого века в работах Г.И. Худякова, Э.Н. Лишневского, В.К. Шевченко отмечалась приуроченность гравитационных минимумов территории к поднятиям, рассматривалась активная роль гранитных интрузий в формировании горных хребтов и делались выводы о том, что воздымание обусловлено либо увеличением мощности гранитного слоя земной коры, либо процессами его разуплотнения, либо механическим давлением интрузий гранитоидов. Но только появление данных космической геологии, развитие концепций очагового тектогенеза и плюмовой тектоники позволило рассматривать в качестве тектонической основы орогенов пространственные, иерархические ряды глубинных инъективных дислокаций и сопряженные с ними региональные линейные и изометричные системы центров гранитоидного магматизма.

Изучение конформных связей горного рельефа рассматриваемой территории с глубинными неоднородностями и геологическим строением верхних частей литосферы показало, что наиболее адекватно отражает основные особенности строения и развития орогенов региона модель симбиотического развития зон магмоконтролирующих разломов, глубинных инъективных дислокаций и магматических центров, образующих триаду энергонесущих систем недр планеты, Полученные данные говорят не о коллизионной, коллизионно-аккреционной, а о глубинной, тектоно-магматогенной природе горных сооружений юга ДВ, преобладающей роли очаговых механизмов орогенеза в условиях аномально высокой дефлюидизации и дегазации мантии.

Пространственная организация мегасводов Востока Азии [4] отчетливо доминирование северо-восточных ориентировок крупнейших линейных элементов морфоструктурного плана (островные дуги, орогенные, окраинно-континентальные вулкано-плутонические пояса и др.) зоны перехода позволяют рассматривать циркумтихоокеанские разломы как главные структуры повышенной проницаемости литосферы и каналы поступления глубинных потоков тепло-массопереноса на стыке Тихоокеанского и Евразийского геоблоков. Однако на региональном уровне определяющую энергонерирующую роль играл Восточно-Азиатский (Амурский) плюм [5], За пределами наплюмового мегасвода (Восточно-Азиатская мега-МЦТ) на прилегающих территориях процессы горообразования протекали иначе, или не реализовались вообще. Геохронология гранитоидного магматизма в период поздней юры-раннего мела указывает на близость горообразующих процессов в пределах главных элементов внешнего (Восточно-Забайкальский, Становой и Сихотэ-Алинский орогенные

пояса) и внутреннего (Большехинганский и Корейско-Охотский орогены) концентров этой гигантской кольцевой постройки. Она служила ареной гранитоидного магматизма на протяжении всего фанерозоя, но наиболее активное развитие началось с раннего палеозоя. Примерные оценки показывают, что площадь ареалов гранитоидов разного возраста в пределах Восточно-Азиатского надплюмового мегасвода составляет около 2.5 млн км², т. е. не менее 62 % его общей площади. Такие масштабные проявления эндогенной активности недр на территории около 4 млн км² на протяжении сотен миллионов лет геологической истории можно объяснить лишь периодической активизацией мощной глубинной структуры, соотносимой с плюмом.

Изучение магматических центров областей современного вулканизма показывает [6], что более 90 % материала магматических очагов не достигает земной поверхности, оставаясь в пределах верхних участков литосферы и выступая важнейшим фактором ее структурно-вещественных преобразований. Можно предполагать, что в недрах региона в ходе автохтонного и аллохтонного гранитообразования на орогенной стадии развития и в этапы активизации были образованы многие миллионы кубических километров метаморфических и магматических пород. По особенностям размещения вулканоплутонических комплексов и общей направленности миграции тектоно-магматической активности юга ДВ отчетливо выделяются позднеюрско-раннепалеогеновый и эоцен-четвертичный этапы магматизма. Во время первого происходило последовательное перемещение фронта континентального, преимущественно известково-щелочного гранитоидного магматизма с запада на восток, в сторону окраины континента. С эоцена, после инверсии тектонического режима, тенденция изменилась на обратную. Вектор развития базитового рифтогенного вулканизма оказался направлен от окраинных морей в глубь континента. В это время в пределах региона начали формироваться наложенные системы межгорных впадин, котловины окраинных морей, произошли излияния базальтоидов (кузнецовский комплекс).

Таким образом, формирование и главные черты развития Хингано-Охотского и Сихотэ-Алинского орогенных поясов юга ДВ определяются комплексом факторов: периодической активизацией глубинных циркумтихоокеанских разломов, Восточно-Азиатского плюма и его сателлитных магмогенерирующих центров, устойчивой миграцией фронта орогенного кислого магматизма в позднем мезозое-раннем кайнозое с запада на восток, а явлений рифтогенной деструкции земной коры, обуславливающих заложение межгорных впадин и базитовый вулканизм в среднем и позднем кайнозое, с востока на запад.

Литература

1. Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984. 183 с.
2. Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 1. Горст-аккреционные системы и рифто-грабены // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 6. С. 44–72.
3. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
4. Соловьев В.В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа // Карта морфоструктур центрального типа территории СССР, М 1:10 000 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 110 с.
5. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 237 с.
6. Масуренков Ю.П. Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979. 219 с.

М.В. Горошко, Б.Ф. Шевченко, Г.З. Гильманова

НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ВОСТОЧНОЙ ГРАНИЦЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Границы Тихоокеанского (ТПП) и Центрально-Азиатского (ЦАПП) подвижных поясов на изданных в различные годы картах существенно отличаются друг от друга. Многие исследователи включают в их состав различные блоки [1, 5, 6, 9].

На карте Приамурья масштаба 1: 2 500 000 составленной под редакцией Л.И. Красного и Пэн Юньбяо на восточном фланге Центрально-Азиатского подвижного пояса на территории России расположены восточный фланг Монголо-Охотского орогена, Цзямусы-Буреинский массив (микроконтинент) и Ханкайский массив [2].

В работе Л.М. Парфенова с соавторами [7] принято положение о том, что Монголо-Охотский складчатый пояс входит в состав ЦАПП, а конфигурация границ с Цзямусы-Буреинским массивом подобна схеме Л.П.Карсакова [9, 14].

А. И. Ханчук с соавторами на месте всех вышеуказанных структур выделяет Ульбанскую, Баджальскую, Хабаровскую мезозойские аккреционные призмы, а на месте Монголо-Охотского орогенного пояса - Тукурингро-Джанинский, Унья-Бомский, Ланский, Галамский, Тугурский, Ниланский террейны палеозойского-ранне-мезозойского возраста [1].

Расхождение между этими схемами основано на различном понимании природы этих структур, границ между ними и тектонической природы структурно-вещественных комплексов восточного фрагмента Монголо-Охотского орогенного пояса. Одни исследователи относят ороген к ЦАПП, а другие включают в состав ТПП.

Полученные в последние годы новые геолого-геофизические данные позволили пересмотреть положение границ Цзямусы-Буреинского массива и тем самым представить иное, отличное от предшествующих построений, положение восточной границы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Это материалы геологических съемок масштаба 1:200 000–1:1 000 000, данные сейсмопрофилирования, гравиметрические и магнитные данные, цифровые модели рельефа, обработанные по методике разработанной в ИТиГ [3, 4, 8], модели подошвы земной коры и литосферы и их районирование по блокам различной мощности.

На основе модели строения подошвы земной коры, полученной в результате интерпретации сейсмических и гравиметрических данных, выделены глубинные границы Цзямусы-Буреинского и Ханкайского массивов. Проекция на земную поверхность восточных границ коррелируется с известными разломами [12, 13].

Рельеф поверхности Земли также является показателем развития геодинамических процессов, протекающих в приповерхностном слое Земли, и отражает геологическое строение территории. На основании результатов космической радарной съемки (SRTM 03) была составлена цифровая модель рельефа на изучаемую территорию. Затем она была математически обработана по существующим оригинальным программам [8]. Суть такой обработки сводится к вычислению модуля градиента рельефа. В результате такой обработки получается изображение, готовое для дальнейшей обработки средствами линеаментного и текстурного анализов. Высокая достоверность геологической интерпретации и последующих геолого-

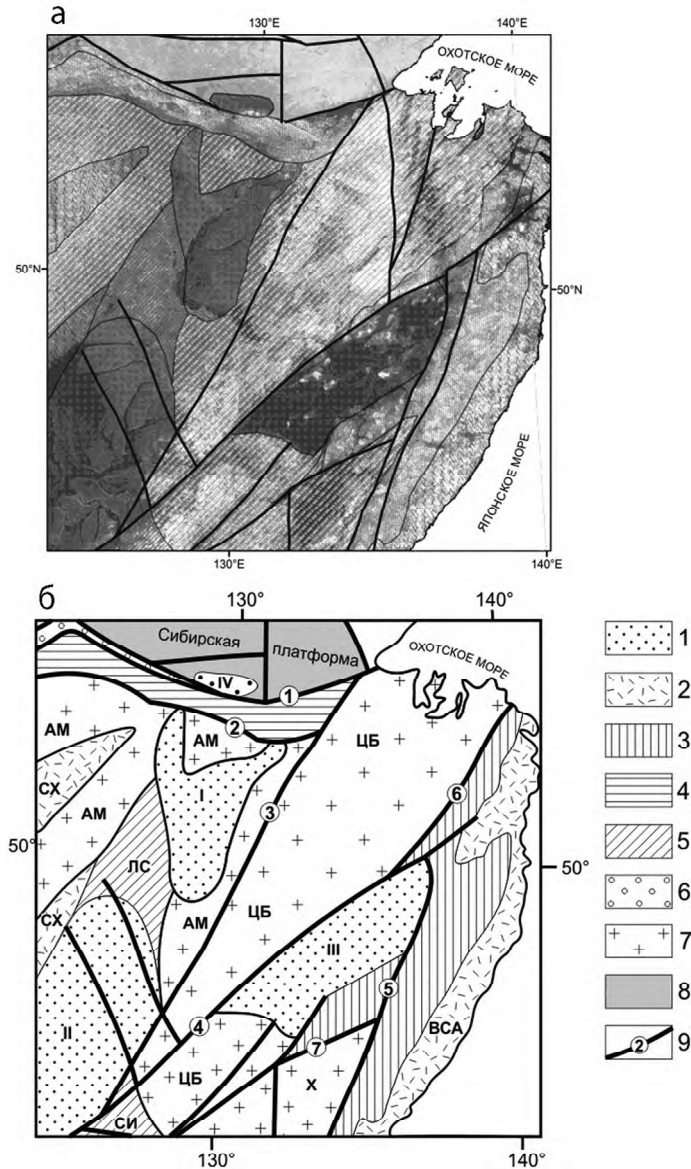


Рис. а) схема делимости верхней части земной коры по результатам интерпретации модуля градиента рельефа земной поверхности; б) схема тектонического районирования области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов: 1 – кайнозойские впадины: I – Амуро-Зейская, II – Сунляо, III – Средне-Амурская, IV – Верхне-Зейская; 2 – мезозойские вулканические пояса: СХ – Северо-Хинганский, ВСА – Восточно-Сихотэалинский; 3 – мезозойский Сихотэалинский орогенный пояс, 4 – Монголо-Охотский позднегерцинско-индосинийский орогенный пояс; 5 – герцинские орогенные пояса: ЛС – Луньцзян-Селемджинский, СИ – Силамулун-Иэнбенский; 6 – Селенга-Становой каледонский орогенный пояс; 7 – микроконтиненты (массивы) с докембрийским фундаментом (буквы в кружках): АМ – Аргуно-Мамынский, ЦБ – Цзямусы-Буреинский, X – Ханкайский; 8 – Сибирская платформа; 9 – основные разломы (цифры в кружках): 1 – Северо-Турурингрский, 2 – Южно-Турурингрский, 3 – Туранский, 4 – Илань-Итунский, 5 – Арсеньевский, 6 – Дигделано-Лимурчанский, 7 – Дунми.

структурных и тектонических построений подобного рода материалов многократно была продемонстрирована разными авторами [3, 4, 10, 11, 12]. Результатом дешифрирования явилось несколько другое представление о границах Цзямусы-Буреинского массива и Восточного фрагмента Монголо-Охотского орогенного пояса (рис а).

Таким образом, на основании проведенных исследований появилось основание для иной трактовки границы между тектоническими поясами.

Геологические данные, пересмотренные с учетом полученных структурных построения, поддерживают новую трактовку восточной границы ЦАПП. Сюда относится следующая информация:

1. Палеозойские вулканогенно-осадочные и осадочные образования широко распространены на восточной границе Ханкайского массива Центрально-Азиатского тектонического пояса. На севере района палеозойские отложения, слагающие Галамский блок, отнесены, соответственно, к Сихотэ-Алинскому и Монголо-Охотскому орогенным поясам [6]. Сулукский блок на восточном фланге Цзямусы-Буреинского массива Л. П. Карсаковым отнесен к Центрально-Азиатскому поясу, но многие исследователи включают его в Сихотэ-Алинский орогенный пояс, что вряд ли оправдано. По нашему мнению, оба эти блока по аналогии с Ханкайским массивом, принадлежат Цзямусы-Буреинскому массиву Центрально-Азиатского пояса.

2. Юрские прогибы с континентальными, прибрежно-континентальными и, частично, морскими отложениями на докембрийских массивах Центрально-Азиатского пояса получили широкое распространение (Буреинский, Верхнеамурский, Деспский и другие). По нашему мнению, Ульбанский и Торомский прогибы относятся к их числу. Они выполнены юрскими прибрежно-морскими и континентальными фациями с обилием перерывов и несогласий, косослоистых отложений с растительными остатками, что характерно для внутриконтинентальных бассейнов.

3. Мезозойские эффузивы в Сихотэ-Алинском орогенном поясе слагают линейно вытянутый вдоль побережья Японского моря и Татарского пролива Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс. В других блоках, которых мы считаем принадлежностью Центрально-Азиатского пояса, эффузивные поля слагают отдельные ареалы, локальные поля, редко – короткие зоны, что характерно и для других докембрийских массивов Центральной Азии.

Все эти признаки говорят о том, что палеозой - юрские отложения на севере территории не принадлежат Сихотэ-Алинскому орогенному поясу, а входят в состав Цзямусы-Буреинского массива Центрально-Азиатского подвижного пояса.

На представленной схеме, с учетом всего вышеизложенного, (рис. б) приведено положение новых границ Центрально-Азиатского и Тихоокеанского тектонических поясов.

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов Земли в неогее” при поддержке Президиума ДВО РАН (проекты №№ 12-1-0-08-004 № 12-1-0-ОНЗ-10), при финансовой поддержке гранта РФФИ, ГФЕН (проекты № 12-05-00088а, 12-05-91158, 09-05-00223-а), гранта ДВО РАН (проект № 12-1-П 27-07).

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн./под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Геологическая карта Приамурья / Под ред. Л. И. Красного, Пэн Юньбяо. М-б 1:2 500 000. С-Пб, 1999.
3. Гильманова Г.З., Рыбас О.В., Горошко М.В. Применение преобразованных цифровых моделей рельефа для геолого-структурного районирования крупных блоков земной коры // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 6. С. 34–43.
4. Гильманова Г.З., Шевченко Б.Ф., Рыбас О.В., Диденко Е.Ю., Головей С.В. Линейные геологические структуры юга Алдано-Станового щита и восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: геодинамический аспект // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 1. С. 61–70.
5. Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его применение к Центрально-Азиатскому складчатому полюсу. М.: Недра, 1972. 240 с.
6. Очерки региональной геологии (объяснительная записка к геологической карте России и сопредельных государств в границах бывшего СССР). М-ба 1: 5 000 000 / Под ред. Р. И Соколова и А.Н. Жамойды. Л. ВСЕГЕИ, 1992. 252 с.
7. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
8. О.В. Рыбас, Г.З. Гильманова, Применение теории масштабируемого пространства для выделения и анализа структур рельефа по радиолокационным данным // Исследование земли из космоса 2011. № 6. С. 45–52.
9. Тектоника, глубинное строение, металлогения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов: Объясн. зап. к тектонической карте м-ба 1:1 500 000. Владивосток, Хабаровск: ДВО РАН, (коллектив авторов). 2005. 264 с.
10. Федоровский В.С., Склярёв Е.В. Коллизионная система палеозоя западного Прибайкалья: структура из космоса // Тектоника и глубинное строение востока Азии. VI Косыгинские чтения. Доклады всероссийской конференции 20–23 января 2009 г., Хабаровск. Хабаровск: ИТи Г ДВО РАН, 2009. С. 90–92.
11. Федоровский В.С., Склярёв Е.В., Мазукабзов А.М., и др. Ольхонский геодинамический полигон: пакет карт геологического содержания // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН. Т. 2. ИЗК СО РАН, Иркутск, 2010. С. 134–135.
12. Шевченко Б.Ф., Гильманова Г.З., Рыбас О.В. Геодинамика и линеаментные структуры Амурской тектонической плиты // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии. VII Косыгинские чтения: Материалы Всероссийской конференции, сентябрь. 2011. С. 339–341.
13. Шевченко Б. Ф., Гильманова Г.З., Рыбас О.В. Кайнозойский рифтогенез и линеаментные структуры восточной части Амурской плиты // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток, 20–23 сентября 2011 г. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 137–139.
14. Tectonic Map of the Central Asian Pacific Belts junction area. Khabarovsk Shenyang, 2001.

Н.А. Горячев, Б.Ф. Палымский, А.Н. Петров
СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ КОЛЫМО-ОХОТСКОГО РЕГИОНА

*ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,
г. Магадан*

Основные тектонические структуры Колымо-Охотского региона (рис.) Омолонский и Охотский дорифейские жесткие массы (микроконтиненты, срединные массивы), Омулевский и Приколымский террейны (горст-антиклинальные поднятия), антиклинории и синклинории Куларо-Нерского и Вилигинского террейнов Яно-Колымского и Охотско-Корякского орогенных поясов, а также позднемезозойские вулканогенные пояса – позднеюрский Уяндина-Ясачненский, раннемеловой Удско-Мургальский и позднемеловой Охотско-Чукотский. Региональные разломы, разграничивающие эти структуры и делящие их на крупные блоки, образуют структурный каркас региона; они группируются в системы, различающиеся возрастом разрывов и их кинематикой, длительностью формирования, соотношением со структурно-вещественными комплексами, кинематикой и рядом других признаков. Характеристика разломов приведена в соответствии с современным картографическим выражением; не исключено, что в процессе их развития кинематика была более сложной.

Общие очертания Омолонского кратонного блока (микроконтинента, массива) определяются сочетанием Ушурэкчанского и Тебанинского разломов северо-западного простирания с Ольчинским и Правоомолонским сбросами северо-западной ориентировки. Такое же простирание имеют внутриблоковые разломы Нянкинский, Омкучанский, контролирующие размещение позднемезозойских впадин. Вероятно, эта система является наиболее древней.

Границами Омулевского и Приколымского поднятий служат региональные разломы Дарпир, Долинный, Ярхондонский, образующие фрагментированную “главную дугу”, изменяющую простирание от северо-западного вдоль границы Омулевского поднятия, до субмеридионального по восточному ограничению Приколымского поднятия. В современном виде они представляют собой ясно выраженные надвиговые пластины, с падением сместителей в сторону поднятий под углами 10–30°.

Более молодой возраст имеет «колымский» ансамбль разломов Яно-Колымского орогенного пояса. Они имеют преимущественно северо-западное простирание, прослеживаются на многие сотни километров, ограничивая крупные тектонические блоки. Среди этой категории разрывов намечается две обособленные группы. Конфигурация разломов первой из них (Янский, Тенькинский, Чай-Юрьинский, Правооротуканский, Кырчанский) достаточно отчетливо подчинена «главной дуге», изменяя простирание от северо-западного на западе до субширотного в центральной части территории. На северо-западном продолжении Яно-Колымского орогенного пояса с ними коррелируется Чаркынский надвиг. В современном плане большинство разломов этой группы принадлежит к надвигам, взбросо-надвигам, местами переходящим в сдвиги (например, Хиникинский сдвиг на северном продолжении Тенькинской зоны надвигов).

Разломы второй группы более прямолинейны, закартированы как левые сдвиги, конформны складчатым структурам северо-западного простирания (Дебинский

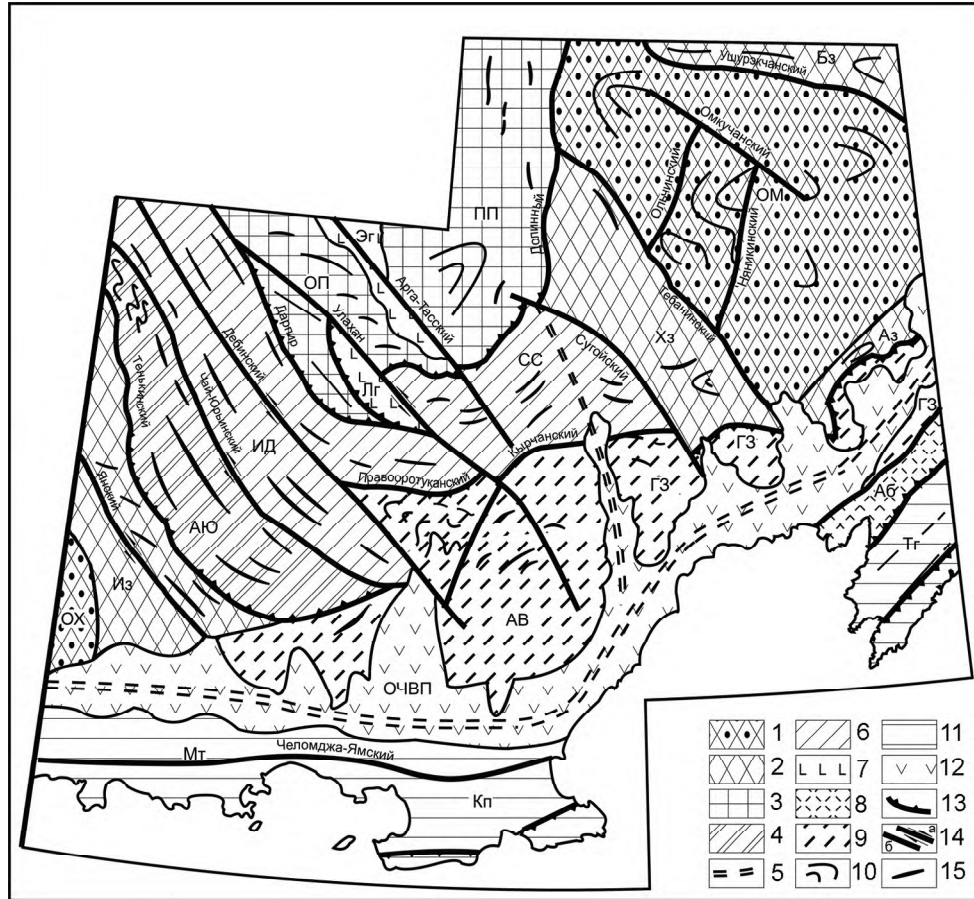


Рис. Схема тектонического районирования Охотско-Колымского региона Яно-Колымский орогенный пояс:

1 – дорифейские жесткие массы (микроконтиненты, массивы): OM – Омолонский, OX – Охотский; 2 – погруженные блоки фундамента: AZ – Ауланджинская зона OM, XZ – Хетачанская зона OM, BZ – Березовская зона OM, Из – Инская зона OX; 3 – палеозойские поднятия (горст-антиклинории, террейны): OP – Омuleвское, PP – Приколымское; 4 – АЮА – Аян-Юряхский антиклинорий; 5 – зоны магмоконтролирующих разломов; 6 – синклинии: ИДС – Иньяли-Дебинский, СС – Сугойский. Уяндина-Ясачненский вулканогенный пояс: ЛГ – Лыглыхтахский грабен, ЭГ – Элегчанский грабен; Охотско-Корякский орогенный пояс: 8 – Авековский дорифейский блок (АВ); 9 – структурные зоны: АВС – Арmano-Вилингская; ГЗ – Гижигинская зона; 10 – контуры крупных складок; 11 – Кони-Тайгоносская область (включая Удско-Мургальский вулканогенный пояс): МТ – Мотыклейский блок, Кп – Кони-Пьягинский блок, Тг – Тайгоносский блок; 12 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 13 – надвиги; 14 – сдвиги (а), сбросы (б); 15 – оси линейных складок.

и Умарский разломы, разделяющие Иньяли-Дебинский синклинорий на два параллельных блока, крупный разлом Улахан смещающий более чем на 50 км Тасканский блок Омуревского террейна, и ряд второстепенных – Арга-Тасский, Лабазненский и др.). Они пересекают надвиги, ограничивающие палеозойские блоки, что однозначно свидетельствует о более молодом возрасте “колымских” разломов.

Фрагментарно представлена «приохотская» система надвигов и взбросо-надвигов преимущественно северо-восточной ориентировки, с падением плоскостей сместителей под углами 20–50°. Эти разломы (Чайвавеимский, Пареньский, Вархаламский, Нейнегский, Южно-Тайгоносский) разделяют Арmano-Вилигинский и Кони-Тайгоносский структурные элементы Охотско-Корякского орогенного пояса, как правило не превышают в длину 100–150 км и часто завуалированы более молодыми нарушениями. Элементами этой системы являются Право-Оротуканский, Паутовский и Кырчанский разломы, возможно Ольчинский, формирующие встречную к границе Приколымского и Омуревского блоков дугу также картирующуюся как зону надвигов.

Особую систему образуют разрывные нарушения, связанные со становлением и формированием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса – Хурэнский, Арбуглинский, Угуланский, Приохотский, Доктомычанский. Они обычно выражены серией более мелких сопряженных разрывов типа сбросов или сдвигов (также с левосторонним смещением), и отчетливо контролируют размещение вулканотектонических структур, поэтому правильней называть их тектоно-магматическими (тектоно-вулканическими) В пределах региона эти разломы, протяженностью многие сотни километров, плавно меняют простирание с субширотного на западном фланге Охотско-Чукотского пояса до северо-восточного на его восточном продолжении. С этой системой тесно связаны так называемые зоны тектоно-магматической активизации, отходящие от пояса почти под прямым углом, имея север-северо-восточную или субмеридиональную ориентировку, и контролирующие либо сближенные вулканоструктуры (Куйдусунская, Балыгычанская, Конгинская зоны активизации), либо цепочки массивов позднемеловых гранитоидов (например, Коркодон-Наяханская зона). Мы предполагаем, что данная система была заложена в период формирования раннемелового Охотско-Корякского орогенного пояса и она в современном плане наследуется молодыми разломами (Челомджа-Ямский, Прибрежный), сопровождающимися кайнозойскими грабенообразными прогибами, прослеживающимися вдоль побережья Охотского моря в субширотном направлении.

В.М. Гранник**ТЕКТОНИКА, МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ
ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ОСТРОВА САХАЛИН И ДНА
ПРИЛЕГАЮЩИХ АКВАТОРИЙ**

ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

В геологической структуре о-ва Сахалин и дна прилегающих акваторий выделяются два структурных этажа. Палеозойские, мезозойские и палеогеновые образования, слагающие фрагменты структурных элементов раннемеловой и поздне меловой-палеогеновой континентальных тихоокеанских окраин, были интенсивно дислоцированы в ларамийскую фазу сжатия (поздний мел-палеоген). Они образуют нижний структурный этаж. Ларамийские складчатые сооружения Сахалина, начиная с палеоцена подверглись деструкции. В результате был сформирован верхний структурный этаж, сложенный менее дислоцированными окраинно-морскими и континентальными палеоценовыми-четвертичными рифтовыми, синсдвиговыми и пострифтовыми угленосными и нефтегазоносными отложениями, а также сопряженными с рифтами и сдвигами вулканическими и интрузивными образованиями.

В геологическом строении нижнего структурного этажа принимают участие Западно-Сахалинская и Восточно-Сахалинская складчатые системы, ограниченные с востока соответственно Центрально-Сахалинской и Охотоморской субдукционными сутурами (коллизийными швами субдукционных палеозон), блокированных соответственно в альб-сеноманское время Поронайским, а в поздне меловое-палеогеновое время – Охотморским микроконтинентами [1].

Западно-Сахалинская складчатая система включает Западно-Сахалинский террейн, сложенный меловыми отложениями преддугового прогиба и окраинного моря, и Ребун-Монеронский террейн, являющийся фрагментом раннемеловой Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинской ВОД (вулканической островной дуги), сложенный переслаивающимися лавопирокластическими и вулканогенно-осадочными отложениями.

Центрально-Сахалинская субдукционная сутура (коллизийный шов) представлена зоной меланжированных крупноблоковых микститов шириной 65–70 км, ограниченной глубинными разломами. В зоне меланжа присутствуют крупные блоки и террейны триасовых–раннемеловых вулканогенно-кремнистых, нередко интенсивно метаморфизованных пород океанской плиты и более мелкие их фрагменты, перекрытые окраинно-морскими образованиями, сцементированные серпентинитовым меланжем и перетертыми обвальными-оползневыми отложениями. В ее строении принимают участие также субдуцированные террейны палеозойско-мезозойской океанской плиты, установленные по геологическим и геофизическим данным.

Восточно-Сахалинская складчатая система состоит из западной зоны террейнов аккреционных призм, восточной зоны террейнов аккреционно-коллизийных комплексов, Северо-Набильского и Озерско-Свободненского террейнов Охотоморской субдукционной сутуры и террейна океанской плиты. Вальзинский, Гомонский, Набильский, Тонино-Анивский террейны Восточно-Сахалинского составного террейна западной зоны являются фрагментами средне меловых аккреционных призм когерентного и хаотического строения, перекрытых вулканогенно-осадочными окраинно-морскими отложениями с турбидитами, олистостромами и зонами серпентинитового меланжа.

Вальзинский террейн является фрагментом интенсивно дислоцированной и метаморфизованной аккреционной призмы, покровно перекрывшим Поронайский микроконтинент. Он состоит из Абрамовского, Витницкого и Тундровского тектонических блоков или субтеррейнов, имеющих внутреннее чешуйчатое строение. Блоки сложены юрскими-поздне меловыми вулканогенными, карбонатными, кремнистыми и терригенными породами, метаморфизованными в пренит-пумпелиитовой, зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях средних давлений. В основании тектонических пластин встречаются блоки пород, метаморфизованных в глаукофан-лавсонитовой фации высоких давлений. Гомонский террейн является фрагментом аккреционной призмы и глубоководного желоба, сложенным раннемеловыми и альб-сеноманскими кремнистыми, карбонатными, вулканогенными и терригенными отложениями и олистостромами, в том числе и меланжированными, которые перекрыты верхнемеловыми вулканогенно-осадочными окраинно-морскими отложениями. Набильский террейн является фрагментом аккреционной призмы преимущественно хаотического строения, сложенным юрскими-меловыми отложениями с преобладанием в составе брекчий, грейнитов и олистостром, перекрытыми поздне меловыми-палеогеновыми вулканогенно-осадочными окраинно-морскими образованиями. Тонино-Анивский террейн отделен от Озерско-Свободненского террейна субширотным ориентированным пакетом надвиговых пластин и покровов шириной 5–8 км (Вавайский меланж). Тонино-Анивский террейн включает юрско-раннемеловую кремнисто-вулканогенно-терригенную скальную толщу (900–950 м), апт-сеноманскую аккреционную призму, сложенную олистостромами, турбидитами и тектоническими меланжами с чешуйчато-надвиговыми дислокациям (утеснинская толща, более 1000 м), турон-маастрихтскую евстафиевскую свиту с пачками флишоидно переслаивающихся кемнисто-терригенных пород и флиша (2600 м). Охарактеризованные отложения перекрыты залегающей несогласно с размывом нижне-среднемиоценовой туфогенно-терригенной угленосной верхнедуйской свитой (450 м) [1, 2]. Шмидтовский, Рымникский, Терпеньеvский террейны восточной зоны являются фрагментами поздне меловых-палеогеновых аккреционно-коллизийных комплексов, состоящих из серий надвиговых пластин, включающих фрагменты структурных элементов ранне-поздне меловой-палеогеновой Восточно-Сахалинской островодужной системы и позднеюрской-раннемеловой Шельтингской энсиматической ВОД. Тюлений террейн установлен по данным драгирования и предположительно является фрагментом океанской плиты, перекрытым аккреционно-коллизийными комплексами [1].

Охотоморская субдукционная сутура (коллизийный шов) представлена довольно мощной (40–70 км) зоной серпентинитового меланжа, содержащего практически полный набор пород офиолитовой ассоциации, сопоставляемой с океанской земной корой. Протягивается она вдоль восточной кромки Сахалина на расстояние более 1200 км. Охотоморская сутура довольно отчетливо проявлена в региональной Восточно-Сахалинской геофизической аномалии, в гравитационном и, особенно, в магнитном поле интенсивностью до 2000 гамм. Детали строения и состава Охотоморской сутуры можно уточнить на примере ее фрагментов: Северо-Набильского и Озерско-Свободненского террейнов, которые в маастрихтское и палеогеновое время были перемещены в центральную часть о-ва Сахалин и на Тонино-Анивский п-ов соответственно, а также офиолитового меланжа надвиговых пластин, обдуцированных в конце поздне-мелового-палеогеновое время на восточную часть п-ова Шмидта. Озерско-Свободненский террейн состоит из крупноблокового меланжа, включающего различно ориен-

тированные блоки пермско-сеноманской океанской коры, кампан-раннеэоценовой аккреционной призмы, отложений позднемелового-палеоценового окраинного моря. Северо-Набильский террейн включает юрский-нижнемеловой вулканогенно-кремнистый океанский комплекс, перекрытый альб-сеноманскими кремнисто-терригенными и позднемеловыми кремнисто-вулканогенно-терригенными микститовыми отложениями (грейнитами, дресвяными брекчиями, олистостромами), осложненными Набильской зоной крупноблокового серпентинитового меланжа. Набильская зона серпентинитового меланжа (50×2–5 км) состоит из глыб и блоков (от первых метров до сотен метров в поперечнике) ультрабазитов, габброидов, амфиболитов, зеленых сланцев, родинитов, офикальцитов, лиственитов, плагиогранитов, красных сургучных яшм, спилитов, туфов основного состава, известняков, граувакк, щелочных интрузивных и эффузивных пород. Цемент меланжа представлен апогартбургитовыми серпентинитами. Аналогичный состав имеет Восточно-Шмидтовская зона крупноблокового офиолитового меланжа, которая, кроме того, включает фрагменты орлинской толщи и серии параллельных даек диабазов и плагиогранитов [1].

Предложенный петрохимический способ [3] позволил уточнить геодинамические обстановки формирования мезозойско-раннекайнозойских изверженных пород, установить магмогенерирующие тектоно-магматические структуры и уточнить геодинамические обстановки формирования геологической структуры Сахалина и дна прилегающих акваторий. Было установлено, что в раннемеловое время, до начала заложения ранне-позднемеловой-палеогеновой континентальной окраины, на территории Сахалина и прилегающих акваторий образуется обширный Сахалинский окраинно-морской палеобассейн. Он представлял собой часть плиты Кула, отделенную от океана вместе со спрединговыми зонами и океанскими вулканическими островами Охотоморским микроконтинентом и юрско-меловой Шельтингской ВОД. В этом окраинно-морском палеобассейне примерно со второй половины раннемелового времени происходит интенсивное терригенное осадконакопление и одновременно продолжается формирование океанских изверженных пород в спрединговых зонах, на вулканических внутриплитных островах и в океанских окраинноморских и островодужных обстановках [4]. Было показано также, что ранне-позднемеловая-палеогеновая сложная по строению Восточно-Сахалинская островодужная система состояла из тылового вулканоплутонического пояса, фронтальной вулканической островной дуги, преддугового и междугового прогибов, тыловой глубоководной впадины, Сахалинского окраинно-морского бассейна. Петрохимический состав изверженных пород структурных элементов этой системы свидетельствует о том, что она формировалась на гетерогенном фундаменте, включавшем блоки с континентальной и океанской земной корой [5]. Уточнены геодинамические обстановки формирования и установлены тектоно-магматические магмогенерирующие структуры для изверженных пород всех террейнов Восточно-Сахалинской складчатой системы, Центрально-Сахалинской и Охотоморской субдукционных сутур (коллизионных швов) [6, 7 и др.].

Кайнозойские отложения верхнего структурного этажа занимают большую часть территории острова. Палеоцен-эоценовые отложения (песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты, углистые аргиллиты, угли) накопились в субконтинентальных условиях и на подстилающих верхнемеловых отложениях залегают с небольшим стратиграфическим несогласием. Олигоценные отложения (кремнисто-глинистые алевролиты и аргиллиты, туффиты, туфы, эффузивы сред-

него и основного состава) накопились в результате общих погружений и обширных трансгрессий. Нижне-среднемиоценовые отложения (алевролиты, аргиллиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, угли и углистые аргиллиты) залегают согласно или с размывом на более древних породах. Накопились они главным образом в морских условиях, но среди них в отдельных местах присутствуют мелководно-морские, лагунно-баровые, и озерно-болотные отложения. Средне-верхнемиоценовые преимущественно морские по происхождению отложения содержат обилие кремнистого материала, имеют регрессивный тип строения и в отдельных местах содержат вулканические комплексы. Верхнемиоценово-плиоценовые тонкозернистые отложения открытого моря накопились большей частью в обстановке крупной трансгрессии. В верхней части разреза развиты прибрежные мелководно-морские и субконтинентальные отложения с большим количеством грубообломочного материала, накопившиеся в обстановке регрессии. В этой части разреза в отдельных районах присутствуют вулканические образования [1].

Структурные элементы Сахалина и дна прилегающих акваторий сформировались в процессе развития раннемеловой, позднемиоценовой-палеогеновой и кайнозойской континентальных окраин, которое сопровождалось проявлением насубдукционного магматизма и субдукционного метаморфизма пород, формированием преддуговых прогибов и задуговых впадин, аккреционных призм и аккреционно-коллизийных комплексов, а в кайнозое, кроме того, - деструкцией в задуговых областях континентальной земной коры, зарождением и развитием, рифтовых, синсдвиговых и пострифтовых осадочных бассейнов, рифтовых и синсдвиговых вулканоплутонических поясов и зон локального вулканизма. Все ранее образовавшиеся разрывные нарушения в этот период были трансформированы главным образом в правые сдвиги, взбросо-надвиги, сбросы и взбросы со сдвиговой компонентой, которые вызывали дислокации кайнозойских отложений и существенно усложняли ларамийские структурные элементы. Проявление интенсивного сжатия в плиоцен-четвертичное время (сахалинская фаза сжатия) сформировало современную структуру о-ва Сахалин и дна прилегающих акваторий [1 и др.].

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН № 12-1-ОН3-07.

Литература

1. Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Владивосток: Дальнаука, 2008. 297 с.
2. Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-Восточного Сахалина. Южно-Сахалинск: Сахалин. Кн. Изд-во. 2004. 192 с.
3. Гранник В.М., Левин Б.В. Петрохимический способ определения геодинамических обстановок формирования изверженных пород (на примере Шмидтовского террейна, о. Сахалин) // Докл. РАН. 2011. Т. 441, № 4. С. 449–503.
4. Гранник В.М. Реконструкция Сахалинского окраинно-морского палеобассейна по геологическим и петрохимическим данным // Докл. РАН. 2012. Т. 442, № 6. С. 784–788.
5. Гранник В.М. Восточно-Сахалинская островодужная палеосистема Охотоморского региона // Докл. РАН. 2012. Т. 445, № 4. С. 433–436.
6. Гранник В.М. Изверженные породы Центрально-Сахалинского коллизийного шва (о. Сахалин) // Докл. РАН. 2012. Т. 446, № 4. С. 423–426.
7. Гранник В.М. Изверженные породы аккреционных и аккреционно-коллизийных комплексов Томино-Анивского полуострова (о. Сахалин) // Докл. РАН. 2012. № 6. С. 648–652.

И.М. Дербeko

МЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ, КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПЕРЕСТРОЕК ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ (МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ СЕКТОР)

ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Монголо-Охотский сектор восточной окраины Азии в мезозое отмечен активными тектоническими событиями, которые сопровождались становлением различных по вещественным характеристикам вулканических и плутонических комплексов. К середине 70-х годов сформировалось устойчивое представление, что эти комплексы локализуются в протяженные структуры – вулканогенные пояса [1]: Умлекано-Огоджинский, Северо-Большехинганский, Монголо-Забайкальский, Нижнезейский (рис. 1). Все эти пояса являются внутриконтинентальными, в отличие от Охотско-Чукотского или Восточно-Сихотеалинского вулканогенных поясов. Особое положение занимает Хингано-Охотский вулканогенный пояс, так как его северная часть окраинноконтинентальная. Надо отметить, что в зависимости от пред-

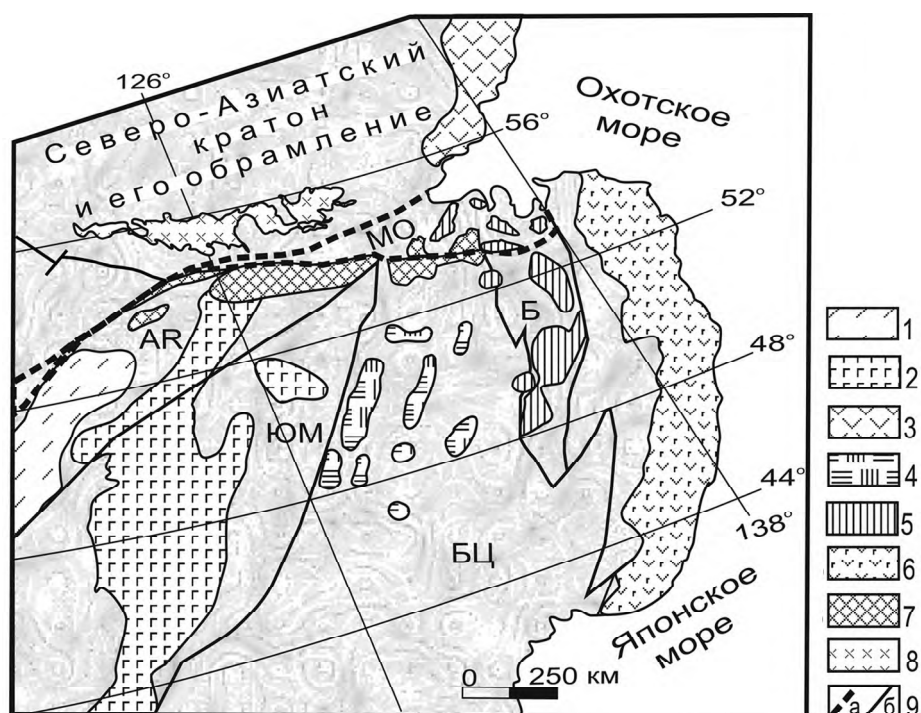


Рис. 1. Размещение вулканогенных поясов в пределах Монголо-Охотского сектора Восточной Азии. Вулканогенные пояса: 1 – Монголо-Забайкальский, 2 – Большехинганский, 3 – Охотско-Чукотский, 4 – Нижне-Зейский, 5 – Хингано-Охотский, 6 – Восточно-Сихотеалинский, 7 – Умлекано-Огоджинский. 8 – Монголо-Охотский орогенный пояс (МО); 9 – тектонические границы: а) Монголо-Охотского пояса, б) прочие. Террейны (коллаж террейнов): Аргунский (А), Южномонгольско-Хинганский (ЮМ), Бурей-Цзямусинский (БЦ), Баджальский (Б), Монголо-Охотский (МО). Схема составлена по [3, 6] с дополнениями автора.

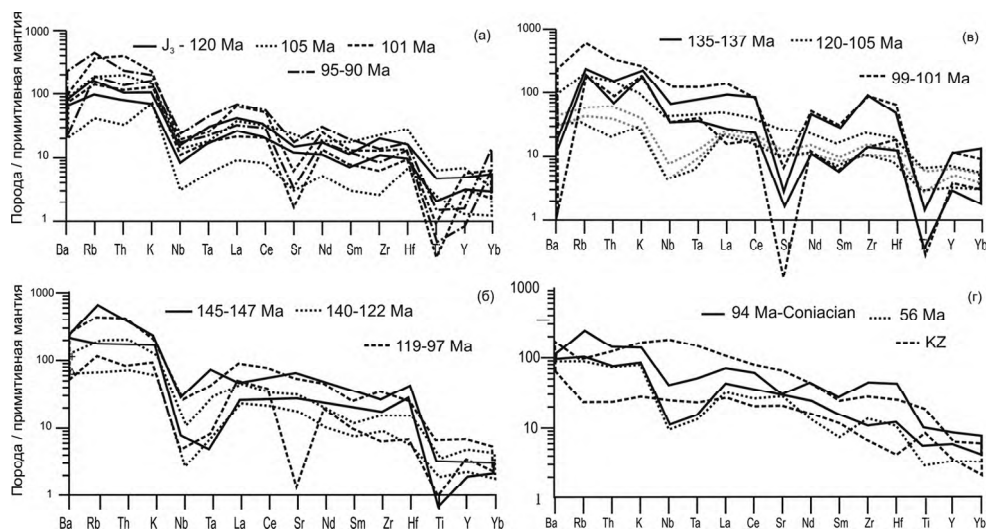


Рис. 2. Геохимические характеристики пород вулканических и плутонических комплексов: а) восточное окончание Монголо-Охотского пояса; б) южное и северное обрамление Монголо-Охотского пояса; в) Буря-Цзямусинский супертеррейн; поздне мел кайнозой. Перерасчёт к составу примитивной мантии по [10].

ставлений исследователей, комплексы, слагающие эти структуры, часто включались в состав различных поясов. Вулканоогенные пояса представлены мезозойскими образованиями, которые часто подстилаются угленосными осадками не древнее поздней юры. Датировки возраста пород вулкано-плутонических комплексов варьировали преимущественно в пределах 140–85 Ма. Вещественный состав рассматривался исключительно по петрохимическим характеристикам. В последнее 10-тилетие прецизионными методами получен значительный объём данных по геохронологии и геохимии пород региона. Это позволило конкретизировать этапы магматической деятельности, составы пород, сопоставить возможность сосуществования вулканических и плутонических комплексов в едином вулкано-плутоническом поясе.

В пределах восточного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса выделено 4 временных этапа: поздняя юра 120 Ма, когда формируются породы преимущественно кислого состава; 105 Ма андезиты гранодиориты, диориты; 101 Ма дациты, риолиты граниты; 95–90 Ма дациты, риолиты, трахириолиты граниты, субщелочные граниты [4]. Породы этих комплексов сопоставимы с образованиями известково-щелочных серий активных континентальных окраин (рис. 2а) с характерными геодинамическими особенностями для субдукции малайского типа по [2].

В южном и северном обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса в интервале 140–122 Ма назад [7] шло становление дифференцированного вулкано-плутонического комплекса, где значительная роль принадлежала плутонической составляющей. По своим геохимическим характеристикам эти породы соответствуют надсубдукционным образованиям известково-щелочных серий активных континентальных окраин андийского типа (рис. 2б). И, почти без перерыва (в геологи-

ческом понимании), 119 Ма назад этот магматизм сменяется формированием пород бимодальных вулcano-плутонических комплексов трахибазальт-риолитового состава. Бимодальный магматизм продолжался до начала позднего мела и сопровождал закрытие Монголо-Охотского бассейна [9]. На протяжении почти 20 Ма лет (до 97 Ма) характер магматизма не менялся и соответствовал внутриплитному. В начале позднего мела (94 Ма назад) становление бимодальных комплексов сменяется формированием трахиандезитов-шошонитов (рис. 2г). Наиболее ярко этот магматизм проявился в южном обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса.

В пределах Буреинско-Цзямусинского супертеррейна вулканическая активность проявилась 135 Ма назад формированием вулканитов трахириолитовой формации с характерными признаками пород внутриплитного магматизма (рис. 2в). В интервале 120–105 Ма формируется три вулканических комплекса андезитовой формации. Породы двух комплексов имеют сопоставимые геохимические характеристики, свойственные надсубдукционным вулканитам известково-щелочных серий активных континентальных окраин андийского типа. Начало их формирования соответствует формированию вулканитов с типичными характеристиками продуктов надсубдукционного вулканизма. В юго-восточном направлении они сменяются на андезиты, состав которых смещен к составу внутриплитных образований, но они сохраняют признаки надсубдукционных пород. Северную окраину супертеррейна также слагают породы андезитовой формации, но в них отмечается смещение геохимических характеристик к значениям пород, чье становление происходило в островодужной обстановке [5]. На границе раннего и позднего мела (101–99 млн. лет) формируется типично внутриплитный вулcano-плутонический комплекс риолитов – щелочных трахидацитов и, комагматичных им, гранитоидов. По своим петрогеохимическим характеристикам этот комплекс является аналогом пород с возрастом 135 Ма – внутриплитный. Как наиболее вероятный тектонический сценарий предполагается, что на границе раннего и позднего мела произошла коллизия Бурея-Цзямусинского и Баджальского террейнов.

Анализ этапов магматизма и его геодинамических обстановок показывает, что для каждой региональной тектонической единицы характерны собственные возрастные этапы магматизма с индивидуальным вещественным составом пород (рис. 2). И эти этапы не совпадают по времени формирования вулканических и плутонических комплексов, которые объединялись в вулcanoгенные пояса. Так на восточной окраине Монголо-Охотского орогенного пояса на протяжении длительного времени существовала субдукционная обстановка. Судя по положению магматических комплексов, вулканическая активность в период J_3 –120 Ма, затронула только территорию Ниланского террейна. Возможно, он представлял в этот период самостоятельную тектоническую единицу. И только в конце раннего мела – в начале позднего мела здесь происходили, судя по интенсивности магматической активности, катастрофические процессы, связанные с субдукцией Тихоокеанской плиты под континентальную окраину, т.е. под образования Монголо-Охотского орогенного пояса.

В обрамлении восточного звена Монголо-Охотского пояса почти в этот же период (J_3 –122 Ма) идет формирование магматитов, с геохимическими характеристиками надсубдукционных образований. Но в них проявился ряд отличий: повышенные содержания Y, Sr, более четкий Ta-Nb минимум. Эти отличия можно объяснить различными параметрами геодинамических обстановок: наклон субдуцируемой оке-

анической плиты, скоростью ее продвижения и т. д. В интервале 119–97 Ма формирование контрастного магматизма отражает импульсы закрытия Монголо-Охотского бассейна, которое прослеживается с запада на восток [8, 9] почти непрерывно.

Территория Буря-Цзямусинского супертеррейна абсолютно контрастна по характеру проявлению магматизма относительно двух первых структур. В интервале J_3 –135 Ма здесь формируются рифтогенные внутриплитные породы. В интервале 120–105 Ма, когда на востоке пояса наступает амагматичный период, а в его обрамлении идет становление контрастных комплексов, на территории супертеррейна формируются субдукционные образования, среди которых выделяются и островодужные вулканы. В конце раннего мела магматизм завершается становлением вулканоплутонического комплекса внутриплитного типа.

Позднемеловой магматический этап, возможно, является свидетельством начала деструкции Амурской плиты на юге и консолидированной составляющей обрамления Сибирской плиты на севере. Геохимические характеристики этих образований близки таковым значениям в породах, становление которых происходило пульсационно в кайнозое.

Геохронологические и геохимические характеристики магматизма, развитого в пределах рассматриваемой территории, указывают на то, что её региональные тектонические структуры в конце поздней юры – начале позднего мела были более разобщены, и поэтому каждый из них характеризуется собственными эволюционными этапами.

Литература

1. Вулканические пояса востока Азии. Геология и металлогения / Ред. А.Д. Щеглов. М.: Наука, 1984. 503 с.
2. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Владова Г.Л. и др. Зоны субдукции: действующие силы, геодинамические типы, сейсмичность и металлогения // Вестник ОГГГН РАН. 2000. Т.1, №2(12). Электр. версия. /www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/2-2000/subduction.htm#begin.
3. Гордиенко В.И., Климук В.С., Цюань Хень. Верхнеамурский вулканоплутонический пояс Восточной Азии // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 12. С. 1655–1669.
4. Дербек И.М. Схема формирования магматических комплексов Селитканской вулканоплутонической зоны восточного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса (Россия) по геохимическим данным // Геохимия. 2009. № 11. С. 1155–1172.
5. Дербек И.М., Агафоненко С.Г., Козырев С.К., Вьюнов Д.Л. Умлекано-Огоджинский вулканогенный пояс (проблемы выделения) // Литосфера. 2010. № 3. С. 70–77.
6. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса. // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
7. Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Козырев С.К. Геохронология и корреляция мезозойских магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12, № 6. С. 36–52.
8. Типы магм и их источники в истории Земли. Ч.2. Редкометальный магматизм: ассоциации пород, состав и источники магм, геодинамические обстановки формирования / Ред. Богатиков О.А., Коваленко В.И. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 280 с.
9. Derbeko I.M. Bimodal volcano-plutonic complexes in the frames of Eastern member of Mongol-Okhotsk orogenic belt, as a proof of the time of final closure of Mongol-Okhotsk basin. In: Updates in volcanology - A Comprehensive Approach to Volcanological Problems. In Tech. Rijeka, Croatia 2012. P. 99–124.
10. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the oceanic basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. N 42. P. 313–345.

Т.А. Емельянова, Е.П. Леликов

**ВЛИЯНИЕ СУПЕРПЛУМОВ НА ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ
ФОРМИРОВАНИЯ ЯПОНСКОГО И ОХОТСКОГО МОРЕЙ**

*ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

Японское и Охотское моря являются важными звеньями Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент–океан. Они включают этапы вулканизма от окраинно-континентальных вулканических поясов (ОКВП) до задуговых бассейнов (ЗБ) и островных дуг (ОД). Это дает возможность проследить эволюцию позднемезозойско-кайнозойского вулканизма и выявить возможные механизмы происхождения данных морей.

В Японском и Охотском морях выделяются два крупных цикла тектоно-магматической активизации – позднемезозойско-раннекайнозойский и позднекайнозойский. Вулканические породы первого цикла относятся к образованиям ОКВП и преобладают в Охотском море. Второй цикл непосредственно связан с формированием глубоководных котловин и ОД.

Соотношения Sm/Yb и La/Sm в позднемезозойско-раннекайнозойских вулканитах свидетельствуют о причастности этих пород к производным мантийного источника, представленного, главным образом, шпинелевыми перидотитами, но в источнике также присутствует гранат. На это указывают соотношения Lu/Hf, La/Yb и HREE – (Gd/Yb)_N составляют в среднем 1.42–2.34. Породы отличаются друг от друга разной степенью частичного плавления (СЧП), а, следовательно, и насыщенностью несовместимыми элементами (НЭ). Наиболее высокая СЧП свойственна раннемеловому базальт-андезитовому комплексу Охотского моря (2–6 %). Для эоценовых вулканитов СЧП составляет 0.5–3 %, для позднемеловых кислых пород обоих морей – 0.1–1 %. В целом все породы характеризуются повышенными LILE и LREE и пониженными HREE и некоторых HFSE – Ta, Nb и Ti, образующих отрицательные аномалии на многокомпонентных диаграммах. По соотношениям Zr/Y и Nb/Y раннемеловые базальт-андезитовые вулканиты Охотского моря и позднемеловые кислые породы Японского относятся к производным “плюмового” источника типа OPB (рис. 1 А).

Позднекайнозойская тектономагматическая активизация выразилась в проявлениях позднеолигоцен-раннемиоценового, миоцен-плиоценового и плиоцен-плейстоценового вулканизма. По соотношениям La/Sm, Sm/Yb, La/Yb и Lu/Hf вулканиты всех этапов так же, как и породы первого цикла, относятся к производным смешанного источника шпинелевых и гранатовых перидотитов. Однако между ними наблюдаются и существенные отличия. Позднеолигоцен-раннемиоценовые известково-щелочные андезитоиды и кислые вулканокластиты Японского моря и плиоцен-плейстоценовые вулканиты Курильской котловины характеризуются низкой СЧП (0.1–3 %), которая обуславливает повышенные концентрации LILE и LREE и La/Nb (2–4). Этим породам также свойственны пониженные содержания элементов группы Fe (Co, Ni, Cr, V), HREE и некоторых HFSE, особенно Ta, Nb и Ti (TiO₂ – менее 1 %), образующих отрицательные аномалии на нормализованных к хондриту многокомпонентных диаграммах. Отношения Zr/Y и Nb/Y свидетельствуют о принадлежности этих пород к “неплюмовым” источникам (рис. 1 Б).

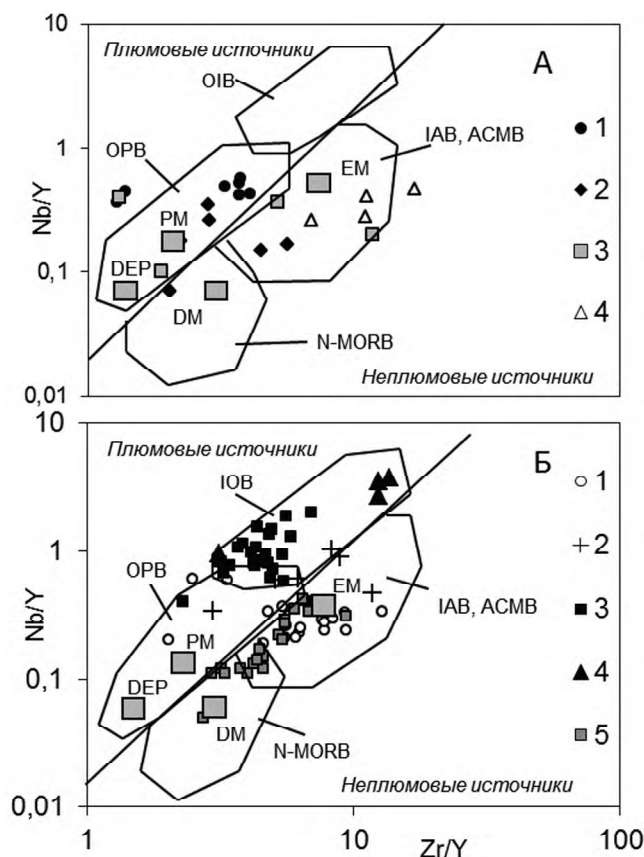


Рис. 1. Диаграмма $Zr/Y-Nb/Y$ по [1] для позднемезозойско-раннекайнозойских (А) и позднекайнозойских (Б) вулканитов Японского и Охотского морей.

А. 1 – раннемеловые; 2, 3 – позднемеловые; 4 – эоценовые. Б. Японское море: 1, 2 – позднеолигоцен-раннемиоценовые (1 – андезиты, 2 – вулканокластиты); 3 – миоцен-плиоценовые ОМ базальтоиды; 4 – плиоцен-голоценовые щелочные базальтоиды; Охотское море: 5 – плиоцен-плейстоценовые вулканиты Курильской котловины.

Миоцен-плиоценовые окраинноморские (ОМ) базальтоиды Японского моря отличаются от вышеописанных вулканитов повышенными концентрациями не только LILE и LREE, но и HFSE, в частности, Zr (200–400 г/т), Ti (TiO_2 – 2–3 %) и особенно Ta и Nb (основными элементами нижней мантии), которые на спайдер-диаграммах образуют положительную аномалию. Насыщенность расплава несовместимыми элементами обусловлена весьма низкой СЧП (0.05–0.1 %). Эти породы характеризуются значительно пониженными отношениями Zr/Nb (4.24–9.47), Y/Nb (0.54–1.74), La/Nb (0.6–0.9), La/Sm (2.7–3.41) и Lu/Hf (0.1–0.12). Все перечисленные химические свойства свидетельствуют о глубинной (плюмовой) природе ОМ базальтоидов Японского моря, что подтверждается диаграммой $Zr/Y-Nb/Y$ (рис. 1 Б), на которой фигуративные точки этих пород располагаются в области “плюмового” источника (OIB).

Таким образом, химические черты позднемезозойско-раннекайнозойских и позднекайнозойских вулканитов Японского и Охотского морей указывают на то, что в этот период в пределах япономорской и охотоморской окраины континента в плавлении принимали участие смешанные источники – шпинелевые и гранатовые перидотиты. Плавление происходило на глубине более 70 км. Явные признаки влияния суперплюма на генерацию магматических расплавов демонстрируют миоцен-плиоценовые ОМ (ОІВ) базальтоиды Японской (Центральной) котловины и плиоцен-голоценовые щелочные базальтоиды Цусимской котловины (рис. 1 А, Б). Последние, вероятно, относятся к установленной в пределах центральной и восточной Азии Центрально-Азиатской внутриплитовой провинции [2], активизация которой, начавшаяся в позднем олигоцене, продолжается до настоящего времени.

Расположение этой провинции таково, что она попадает в область влияния Северо-Азиатского суперплюма, деятельность которого началась в палеозое, и с ней связано формирование месторождений золота, платины и др. [3]. Существует точка зрения о том, что частицы самородных металлов образуются при взрыве газовых пузырей на границе ядро–мантия, в слое “D”, и являются реперами плюм-тектонических процессов [4]. Они насыщают супер-глубинные флюиды, которые отделяются от суперплюма и опережают его при подъеме к поверхности. Месторождения золота известны в пределах ОЧВП и ВСАВП, что позволяет расширить границы влияния Северо-Азиатского суперплюма к востоку и северо-востоку.

Тихоокеанский суперплюм достиг окраины континента лишь в позднем олигоцене. В районе Японской и юго-западной части Курильской котловины произошло его столкновение с Северо-Азиатским суперплюмом. Эта коллизия спровоцировала подъем апофизы Тихоокеанского суперплюма к поверхности, разрыв коры и формирование Японо-Курильской котловины. Начальный рифтогенез в позднем олигоцене–раннем миоцене сопровождался известково-щелочным вулканизмом (по периферии рифтовой зоны – кислым вулканокластическим), а максимальный в миоцене – щелочным вулканизмом типа ОІВ (ОМ базальтоиды).

Одним из доказательств наличия двух суперплюмов в пределах Японского моря, помимо выше приведенных, является разница в химическом составе вулканических пород. Щелочные базальтоиды Цусимской котловины относятся к производным Северо-Азиатского, а ОМ базальтоиды Японской котловины к продуктам Тихоокеанского суперплюма. Для первых характерны преобладание K_2O над Na_2O , более высокие содержания LILE, HFSE и LREE и более низкие некоторых HFSE (Y, Yb) по сравнению со вторыми (рис. 2 А, Б). Насыщенность расплавов несовместимыми элементами обеспечивается большей глубиной залегания магматического очага под мощной литосферой континентов, тем более, в пределах древних платформ, по сравнению с океанами и ОМ бассейнами с их менее мощной литосферой. Немаловажную роль в этом процессе играет возраст самих суперплюмов – более древнего палеозойского Северо-Азиатского и более молодого мезозойского Тихоокеанского.

В плиоцен–плейстоцене последний этап тектонической активности в пределах Японского моря и южной части Охотского, спровоцированной, вероятно, возобновившейся субдукцией, вызвал мощную вспышку рифтогенного и островодужного вулканизма, завершившую формирование глубоководных котловин и ОД в той форме, которая свойственна им сегодня.

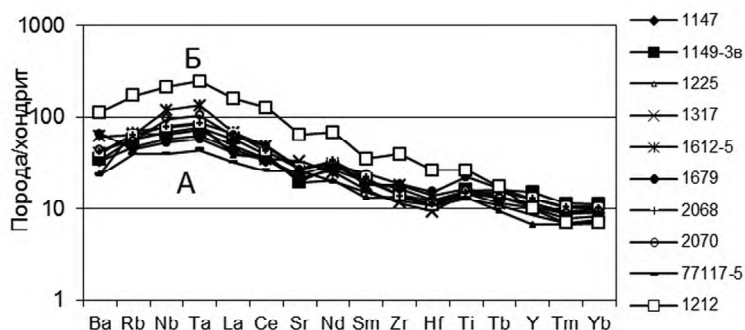


Рис. 2. Спайдер-диаграмма редкометалльных элементов для миоцен-плиоценовых ОМ базальтоидов Японской котловины (А) и плиоцен-голоценовых щелочных базальтоидов Цусимской котловины (Б).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ-ДВО, проект № 09-05-98602, ДВО РАН, проекты № 09-III-A-07-320, № 12-III-A-07-122 и ФЦП “Мировой океан”.

Литература

1. Войнова И.П., Зябров С.В., Приходько В.С. Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1994. Т. 13, № 6. С. 83–96.
2. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Абсолютные палеографические реконструкции Сибирского континента в фанерозое: к проблеме оценки времени существования суперплумов // Докл. РАН. 2011. Т. 437, № 1. С. 68–73.
3. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Северо-Азиатский суперплум и платиноность юго-востока России // Докл. РАН. 2011. Т. 436, № 3. С. 356–359.
4. Лукин А.Е. Самородно-металлические микро- и нановключения в формациях нефтегазоносных бассейнов – трассеры суперглубинных флюидов // Геофизический журнал. 2009. Т. 31, № 2. С. 61–91.

В.С. Жижерин, М.А. Серов

**ЛОКАЛИЗАЦИЯ СЕВЕРНОЙ ГРАНИЦЫ АМУРСКОЙ МИКРОПЛИТЫ НА
ТЕРРИТОРИИ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ**

ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Длительное время в геодинамике вызывает споры характер деформирования континентальной литосферы. В основном дискуссия развивается на примере Азиатских регионов, вовлеченных в коллизионный процесс Индийской и Евразийской плит. Основным камнем преткновения является вопрос: каким образом реализуется деформация Евразийской плиты под воздействием Индийского индентора, за счет субширотного выжимания блоков или утолщения коры?

Первая точка зрения основывается на том, что континентальная литосфера состоит из набора жестких блоков различного масштаба (микроплит, блоков, террейнов) и деформация локализуется в основном по межблоковым границам, выраженным в виде разрывных нарушений 1-го порядка пронизывающих литосферу на всю ее глубину. Согласно другому взгляду деформация подчиняется реологической модели нелинейно-вязкой жидкости и, следовательно, распределена по объему. Также существуют и промежуточные точки зрения, акцентирующие внимание на вариативные сочетания слабо и сильно деформируемых объемов литосферы.

Все эти представления оперируют двухмерным способом интерпретации взаимодействия литосферных плит, хотя последняя по определению является трехмерным объектом и соответственно ее физическая граница (рельеф поверхности раздела) должна иметь форму криволинейной поверхности. Однако, переход к одномерному трехмерному описанию геодинамических процессов, на данном этапе развития науки, не представляется возможным в силу недостаточности информации о состоянии изучаемых систем. А именно: неизвестность всего набора характеризующих геодинамический процесс параметров, многие параметры геодинамических процессов не могут быть определены непосредственно и выводятся на основе косвенных данных, привлекаемые для выяснения параметров косвенные геофизические данные зачастую имеют значительные погрешности.

В действительности, реологическая структура континентальной литосферы изменяется вместе с изменением ее мощности, что также влияет и на картину деформаций происходящих в земной коре. Как правило, жесткость нижней коры на континентах относительно выше в регионах, где литосфера тоньше, что делает деформации между верхней и нижней корой более “связанными”. Таким образом, литосфера ведет себя скорее как квази-твердое тело, для описания которого больше подходит первый подход. С другой стороны, нижняя кора в районах с более мощной литосферой относительно ослаблена, что делает деформации между верхней и нижней корой более “независимыми”. Под влиянием потока ослабленной нижней коры, процессы деформации в хрупкой верхней коре приобретают “непрерывную природу”, к описанию которой более применим второй подход. При средних значениях мощности литосферы, намного отстоящих от описанных двух крайних случаев, деформационная картина усложняется, и в этом случае нельзя отдать приоритет ни одной из описанных выше моделей [10].

Таким образом, для построения моделей структурообразующих геодинамических процессов необходимо привлечение материалов регионального геофизического изучения структуры литосферы (плотностные разрезы, сейсмичность, данные МТЗ, аномалии гравитационного поля, тепловой поток и др.). Затем, на основе различных способов моделирования, следует вычислить предположительные оценки параметров литосферы в изучаемом регионе, изученность которого геофизическими методами, к сожалению, довольно невелика. На последнем этапе, из набора альтернативных геодинамических моделей, по критериям наибольшего соответствия фактической информации выбирается оптимальная модель, максимально полно описывающая характер, масштаб и амплитуду происходящих деформационных процессов.

Для исследуемого региона одним из актуальных вопросов геодинамики является местоположение северной границы Амурской микроплиты, впервые выделенной в 1978 году Л.П. Зоненшайном с коллегами на основании распределения эпицентров землетрясений [2].

Согласно первоначальным представлениям авторов [1, 2], область сочленения Амурской микроплиты с Евразийской плитой проходит по поясу повышенной сейсмичности северо-восточного простирания вдоль оз. Байкал и затем субширотно протягивается вдоль Станового хребта до Удской губы Охотского моря. Северным ограничением пояса выступает Олекмо-Становая сейсмическая зона, южным Тукурингра-Джагинская, таким образом, ширина пояса на некоторых участках достигает 400 км.

В дальнейшем положение северной границы неоднократно пересматривалось, так, например, в работе [5] она соотносится с южной границей Монголо-Охотского орогенного пояса. В работе [3] вместо четкой границы выделяется некоторая буферная зона, расположенная между Становой и Монголо-Охотской системой разломов, и отделяющая Амурскую микроплиту от Евразийской плиты. В пределах этой зоны, по мнению авторов, по разрывным нарушениям различного ранга происходит интенсивное дробление земной коры на блоки, размеры которых зависят как от степени их жесткости, так и от градиента присутствующих тектонических напряжений. Подобные представления хорошо согласуются с тезисом о фрактальной делимости литосферы, в котором аналогом выделяемой области сочленения служат транзитные зоны взаимодействия плит 1-го порядка.

Анализ геолого-геофизических данных [8], также указывает на отсутствие единого разделительного элемента между Евразийской и Амурскими плитами. Граница их сочленения представлена в виде сложно построенной зоны шириной около 50 км, в пределах которой литосфера редуцирована до мощности в 100 км. На дневной поверхности эта область пролегает между Южно-Тукурингским и Желтулакским разломами. Приведенная в [8] геолого-геофизическая модель области сочленения двух плит отображает уменьшение мощности литосферы вблизи конвергентных границ, что противоречит классическим представлениям о коллизионном взаимодействии внутриконтинентальных областей. Однако это противоречие устраняется, если предположить попеременную природу эволюции выделяемой области, т.е. многократную смену режимов схождения-расхождения, которые происходили с различной во времени скоростью и изменяли характерные направления движения взаимодействующих плит и слагающих их блоков.

Важнейшими элементами строения «подвижных поясов» являются сутуры [7], которые маркируют зоны коллизионного взаимодействия литосферных плит и разделяют крупные блоки земной коры, отличающиеся по структуре и истории развития. Главным признаком сутур является наличие офиолитовых комплексов, но офиолиты Монголо-Охотского складчатого пояса претерпели интенсивную метаморфическую и тектоническую переработку, поэтому иногда наличие сутуры можно распознать только по резкому контрасту в геологическом строении блоков разделенных разломом. Исходя из таких представлений, область сочленения Евразийской и Амурской литосферных плит должна проходить в пределах Становой гранит-зеленокаменной зоны, что хорошо согласуется с данными приведенными в [4].

Различное картирование северной окраины Амурской микроплиты, в первую очередь, связано с критериями, по которым различными авторами выделяются области сочленения литосферных плит и блоков. Наиболее общий подход к выделению границ литосферных плит описан Гатинским с коллегами [1]. Согласно этому подходу, границы литосферных плит представляют собой транзитные зоны, в которых реализуются тектонические напряжения, возникающие при взаимодействии структур различной иерархии. Для таких зон характерно широкое развитие сейсмоактивных разломов являющихся маркерами делимости литосферы на блоки различной жесткости. Вектора горизонтальных скоростей присущие блокам подчиненного порядка часто значительно отличаются по азимуту и амплитуде от векторов характерных для взаимодействующих тектонических единиц высшего порядка. Величина выделяемой сейсмической энергии в этих зонах максимальна в области сочленения плит и постепенно убывает с удалением от их границ, коррелируя при этом с изменением характеристик векторов горизонтальных скоростей. Движения блоков преимущественно локализуется в пределах земной коры, иногда затрагивая мантийный слой литосферы. Мощность литосферы выделяемого блока прямо пропорциональна его степени жесткости и определяет характер присущих ему деформаций. Такие зоны относятся к наиболее нестабильным областям литосферы и представляют собой территории, обладающие максимальным потенциалом для возникновения природно-техногенных катастроф.

К подобным выводам можно прийти исходя из анализа данных приведенных в [9], где на основании геодезических, геологических и сейсмических данных показано, что кинематические характеристики взаимодействующих Евразийской и Амурской плит практически идентичны, однако зона их сочленения ярко выражена в градиентах поля напряжений, плотности разрывных нарушений и сейсмичности.

Проведенные нами на территории Верхнего Приамурья исследования движений земной коры методами космической геодезии [6] позволили получить векторное поле скоростей, характеризующее кинематику блоков в зоне предполагаемого сочленения Евразийской и Амурской плит. Однако на данном этапе исследования четко определить по кинематическим параметрам северную границу Амурской микроплиты не удалось. Скорее всего, в соответствии с изложенным выше подходом, она представляет собой довольно обширный участок, заключенный между Становым и Южно-Тукурингским разломами, в пределах которого происходит некогерентное изменение векторов скорости точек принадлежащих Евразийской плите к векторам, характеризующим Амурскую микроплиту.

Литература

1. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. и др. Блоковая структура и геодинамика континентальной литосферы на границах плит // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. 2008. Т. 1, № 11. С. 32–47.
2. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Тектоника плит Байкальской горной области и Станового Хребта // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240, № 3. С. 669–672.
3. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Николаев В.В., Семенов Р.М. Буферные сейсмогенные структуры между Евразийской и Амурской литосферными плитами на юге Сибири // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 55–61.
4. Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф., Романовский Н.П., Каплун В.Б., Горнов П.Ю. Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 2. С. 3–17.
5. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
6. Серов М.А., Жижерин В.С. Исследование современных движений блоковых структур вдоль северной границы Амурской литосферной плиты // Материалы III Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского, 11–15 февраля 2013 г., Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2013. С. 100–104.
7. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
8. Шевченко Б.Ф., Каплун В.Б. Глубинное строение и кинематика области сочленения Евразийской и Амурской литосферных плит (Монголо-Охотское звено) // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 6. С. 16–25.
9. Kreemer C., Holt W.E., Haines A.J. An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation // Geophysics Journal International. 2003. 154. P. 8–34.
10. Wang YanZhao et al. GPS-constrained inversion of present-day slip rates along major faults of the Sichuan-Yunnan region, China // Science in China Series D: Earth Sciences. 2008. V. 5, N. 9. P. 1267–1283.

А.М. Жирнов

**РАЗЛОМНО-БЛОКОВАЯ ДЕЛИМОСТЬ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ
ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА**

*ФГБУН Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН,
г. Биробиджан*

К настоящему времени достигнута высокая степень геологической изученности территории Дальнего Востока – за почти столетний период геологических съемок территории и обширных научно-исследовательских работ. Геологическое строение Приамурской геологической провинции и прилегающей с востока Окраинно-континентальной (Притихоокеанской) зоны приведено на рис. 1–2, по данным государственных геологических карт [2, 3]. Основные региональные разломы региона приведены по данным исследований в работах [1–11] и некоторым другим.

Амурская геологическая провинция (Амурский геоблок) охватывает материковую часть Дальнего Востока, восточную часть его составляет Окраинно-Континентальная или Островная зона окраинных морей и островов (Переходная зона к Тихому океану). Переходная зона отделяется глубоководным желобом от Тихоокеанской ультрамафитовой плиты.

Геологическое строение Амурской провинции весьма сложное. Она включает в себя юго-восточную часть Сибирской платформы, северную часть Китайской платформы (на юге) и серию древних гранитных массивов меридионального простирания, включающих остатки архейских перемычек или “мостов” (Большехинганская, Буреино-Ханкайская и Гонжинско-Манчжурская) между платформами. Кроме того, эта группа древних массивов представляет собой крупную поперечную или буферную зону, разделяющую Центрально-Азиатский тектонический пояс палеозойского широтного простирания (в интервале 40° – 45° с. ш.) и северо-восточные структуры Монголо-Забайкальского блока от Восточно-Азиатского (Окраинно-материкового) пояса (зоны) мезозойских вулканогенно-осадочных образований. В интервале меридианов 120° – 126° в.д.

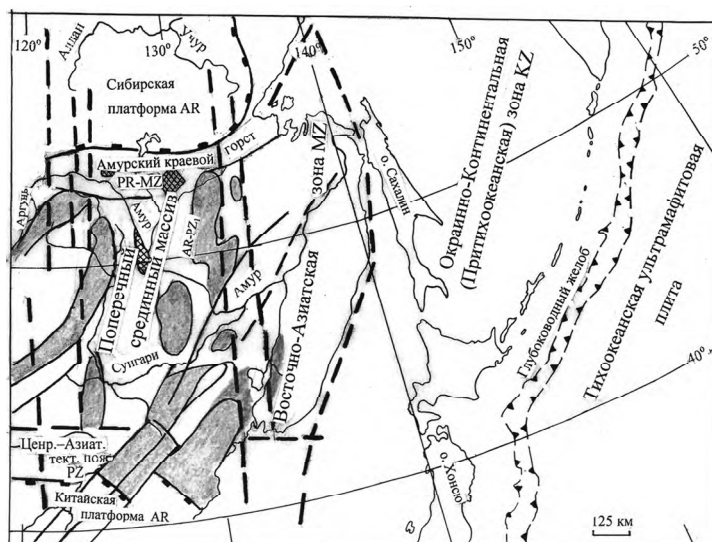


Рис. 1. Схема тектонического районирования территории Дальнего Востока.

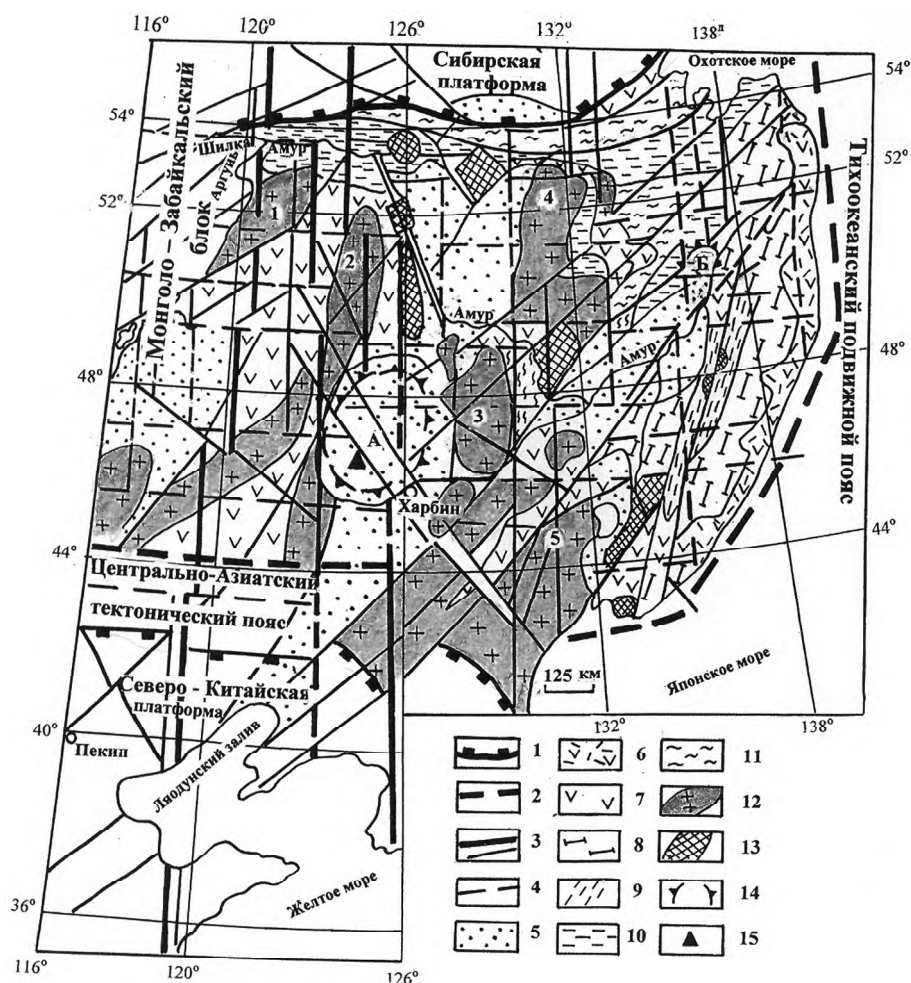


Рис. 2. Карта геологического строения Приамурья и основные разломы фундамента [1–11].

1 – границы древних платформ; 2 – Пограничная гравитационная и магнитная ступень в днище морей [Деменицкая, 1975; Манилов и др. 2001; и др.]; 3 – разломы и линеаменты, в т. ч. блок разделяющие (толстые); 4 – скрытые разломы под чехлом неоген-четвертичных отложений и в пределах молодых орогенных областей; 5 – неоген-четвертичные отложения; 6 – вулканиты Восточно-Сихотелинского вулканогенного пояса; 7 – мезозойские эффузивы, в разных частях территории; 8 – меловые отложения Сихоте-Алинской складчатой области; 9 – юрские отложения Сихоте-Алинской складчатой области; 10 – юрские отложения Амурского синклинория: Верхне-Амурского на западе, Нижне-мурского (Горинского) восточнее Буреинского массива; 11 – протерозой-палеозойские отложения (иногда с локальными блоками мезозойского мезозойского); 12 – архей-палеозойские гранитоидные массивы: 1 – Аргунский, 2 – Большехинганский; 3 – Уланхотский, 4 – Буреинский, 5 – Ханкайский; 13 – выступы докембрийских и палеозойских пород, обрамленные гранитоидами; 14 – границы грабено-сводовых структур: А – Дацинский нефтеносный свод, в Китае, Б – Комсомольский оловоносный свод, в России; 15 – Дацинское крупное месторождение нефти.

известна серия сближенных крупных разломов – линеаментов, отделяющих (наряду с интрузивными массивами) Приамурскую геологическую провинцию от Забайкальской и Монгольской геологических провинций, что отмечали ранее В.Г. Моисеенко, А.П. Сорокин (1986) и Л.И. Красный (1991).

Сибирская платформа обрамляется с юга Амазаро-Удской шовной зоной протерозой–палеозойского возраста и Амурским мезозойским синклинием или, в геоморфологическом плане – грабено-горстом длительного полициклического развития.

С востока Приамурье ограничивается Окраинно-Материковой зоной мезозойского северо-восточного простирания. Восточная граница Окраинно-Материковой зоны контролируется Охотско-Чукотским и Восточно-Сихотэ-Алинским вулканогенными поясами и крупнейшей, Пограничной, гравитационной ступенью, отделяющей мезозойского материка от кайнозойского Окраинно-континентальной (Переходной или Притихоокеанской) зоны [6, 9, 12].

Таким образом, Дальний Восток включает в себя две крупнейшие структуры разного геологического развития и структурного положения относительно Тихоокеанской ультрамафитовой плиты – Приамурскую материковую часть архей-мезозойского возраста и Окраинно-континентальную (Притихоокеанскую) часть, сформированную в активном геодинамическом режиме главным образом в кайнозое.

Большую роль в формировании геологических структур играли крупные разломы. Но многие из них еще не показаны на геологических картах. Поэтому вопросы тектонического районирования территории и выделения тектонических структур неоднозначны. Отсюда, важнейшее значение приобретает выявление скрытых региональных разломов, играющих как рудоконтролирующую роль, так и блоково-ограничительную роль, разделяя крупные геологические области и блоки с автономным тектоническим развитием (рис. 1, 2). Тем самым решается и задача более точного тектонического районирования территории.

Литература

1. Бельтнев Е.Б. Разрывная тектоника восточного сектора региона БАМ и ее влияние на размещение оруденения // Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. М.: Наука, 1982. С. 73–88.
2. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. М-б 1: 2500000 / Гл. ред. Л.И. Красный. 1986.
3. Геологическая карта Приамурья и прилегающей территории Китая. М-б 1: 2500000. Харбин, Санкт-Петербург, Благовещенск / Гл. ред. Л.И. Красный, Пэн Юнь Бяо. 1999.
4. Гришкян Р.И., Малышев Ю.Ф. Ортогональные разломы Алданского щита по результатам изучения геолого-геофизическими и аэрокосмическими методами // Тектоника Востока Советской Азии. Владивосток, 1976. С. 56–69.
5. Жирнов А.М., Бормотов В.А. Линеаменты и рудные гиганты Приамурья // Строение и эволюция Востока Азии: II Косыгинские чтения. Хабаровск, 1999. С. 42–57.
6. Ицксон М.И., Тихомиров Н.И., Шаталов Е.Т. Основные черты эволюции магматизма и связанной с ним минерализации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса // Особенности магматизма и метаморфизма на Советском Дальнем Востоке. Труды Сессии Отделения наук о Земле АН СССР на Дальнем Востоке. М.: Наука, 1968. С. 15–23.
7. Манилов Ф.И., Манилов Ю.Ф., Махнина В.А. Строение верхней части консолидированной коры Приамурья и сопредельных территорий по результатам редуцирования гравитационных полей // Тихоокеан. геология. 2001. № 2. С. 34–42.
8. Маслов П.А., Анохин В.М. Закономерности направленности линеаментов и разломов дна Российской части Японского моря // Тихоокеан. геология. 2009. № 2. С. 3–16.
9. Металлогения Дальнего Востока России. Изд-во ДВИМСА. Хабаровск. 2000. 217 с.
10. Онухов Ф.С., Бормотов В.А., Алексеенко Л.С., Рыбас О.В. Основные черты дизъюнктивной тектоники Восточной Азии: анализ радарного космоснимка // Тектоника и глубинное строение Востока Азии: VI Косыгинские чтения. Хабаровск. 2009. С. 71–74.
11. Сухин М.В., Шапочка И.М. Ортогональная система линеаментов восточной части БАМ // Тихоокеан. геология. 1987. № 4. С. 87–92.
12. Татаринцов П.М. Условия образования рудных и нерудных полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 370 с.

И.Л. Жуланова

**НЕОПЛАТФОРМЫ В ТЕЛЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА: ОХОТСКОЕ
МОРЕ, АЛАЗЕЙСКИЙ “ТРЕУГОЛЬНИК”**

*ФГБУН Северо-восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,
г. Магадан*

1. Под Северо-Азиатским кратоном принято понимать жесткую докембрийскую палеоструктуру. В данном случае термин “кратон” используется в общем значении (согласно Г. Штилле: часть земной коры, потерявшая пластичность и способная только к германотипным деформациям [1. С. 28]) и отнесен к ясно очерченному в современной структуре Северной Евразии мегаблоку, включающему Сибирскую платформу и тесно примыкающие к ней мезо-кайнозойские складчатонадвиговые пояса крайнего Северо-Востока Азии (СВА) с входящим в контуры последнего Охотоморским геоблоком. Трактовка кажется правомерной, поскольку на неотектоническом этапе вся эта территория была трансформирована в жесткое орографическое сооружение, что подчеркивается сосуществованием здесь динамически контрастных – восходящих и нисходящих – морфоструктур.

2. Среди восходящих морфоструктур СВА преобладают кольцевые, в свою очередь подразделяющиеся на унаследованные и новообразованные [2]. Из новообразованных наиболее выразителен Центрально-Коряжский свод (массив г. Ледяной), концентрический орографический рисунок которого дискордантно наложен на северо-восточный (циркум-тихоокеанский) геолого-структурный план субстрата. Этот пример – убедительное свидетельство эндогенной (плюмовой в широком смысле) природы восходящих кольцевых морфоструктур СВА.

3. Гораздо более сложна проблема происхождения нисходящих (депресссионных) морфоструктур (что, заметим, касается не только рассматриваемого региона, но и планеты в целом). Более или менее единообразно трактуются лишь небольшие межгорные впадины, и широко признается роль рифтогенеза, но уже его факторы и масштабы понимаются далеко не одинаково. Самые же острые дискуссии связаны с крупными депрессионными морфоструктурами. В пределах оконтуренной территории это котловина Охотского моря и Восточно-Сибирская низменность, восточная часть которой выступает как самостоятельный элемент, именуемый здесь Алазейским “треугольником”. Его основание подчеркивается ориентированным на северо-запад Момским хребтом, южная (юго-восточная) боковая сторона – долиной Колымы на отрезке северо-восточного направления (от места впадения р. Ожогина до устья), северная, восток-северо-восточная, – кряжами Полоусный и Улахан-Сис.

4. Территория Алазейского “треугольника” занимает центральную (основную) часть знаменитой Колымской платформы – первой выделенной на северо-восточной окраине России тектонической структуры с именем собственным (рис. 1). Споры вокруг ее природы составили особую страницу в истории изучения региона, широко освещены в печати, но до сих пор по существу не завершились. Если говорить в самом общем виде, представления эволюционировали от тех, которые сейчас принято называть фиксистскими (Колымская платформа, по С.В. Обручеву, или Колымский срединный массив, по Н.С. Шатскому – жесткий элемент с древним фундаментом, окруженный зонами мезозойской складчатости), через “новую гео-

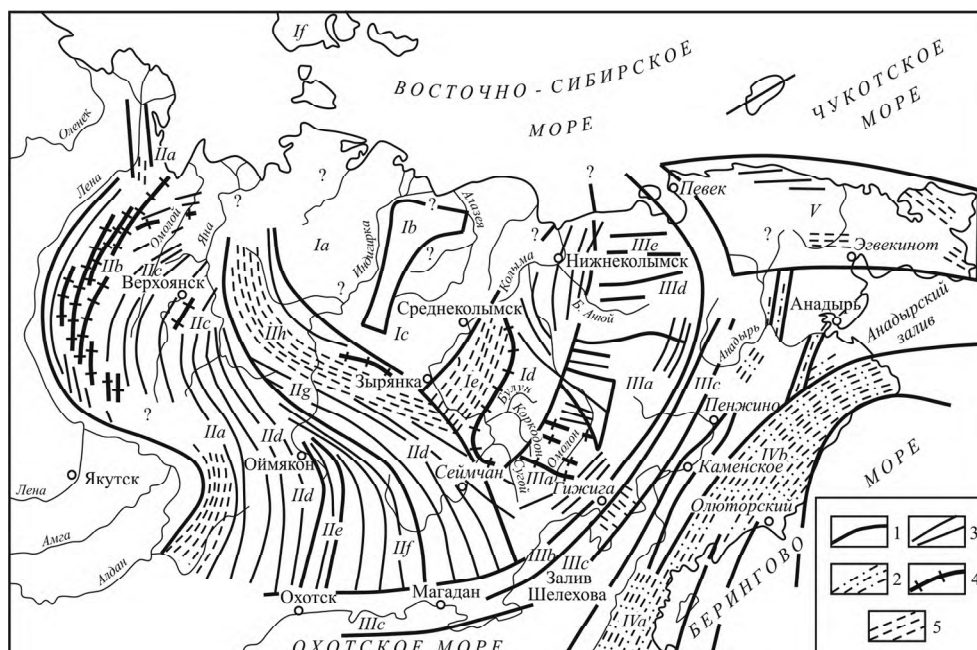


Рис. 1. Схема тектоники Северо-Востока Азии. Составил С.В. Обручев, 1934 (цит. по [3, рис. 32]). 1 – кайнозойские разломы и надвиги, 2 – альпийские (третичные) складки, 3 – киммерийские складки, 4 – варисские складки, 5 – каледонские и докембрийские складки. Римскими цифрами обозначены тектонические структуры, латинскими буквами при них орографические элементы, в частности: I – Колымская платформа, Ib – Алазейское плато.

синклиналию теорию” А.В. Пейве (когда вскрытые на Алазейском плоскогорье позднедокембрийско-палеозойские и раннемезозойские формации были идентифицированы как эвгеосинклинальные), к интерпретации с позиций тектоники литосферных плит, а затем её дочерней ветви – аккреционной тектоники. Согласно последней, бывшая Колымская платформа представляет собой морфологически обособленный коллаж террейнов тихоокеанской и арктической принадлежности, вошедший в результате среднеюрской амальгамации в состав Колымо-Омолонского супертеррейна [4].

5. В дискуссиях о тектонической (геодинамической) природе “Колымской платформы” морфоструктурный аспект практически никакой роли не играет. И тем более никогда она не сопоставлялась с наиболее крупной депрессионной морфоструктурой СВА – Охотоморской котловиной. Между тем сравнительный палеотектонический анализ позволяет, как представляется, рассматривать названные морфоструктуры в качестве гомологов в классе, который И.К. Туезов назвал неоплатформами [5].

6. Известно, что авторство термина “неоплатформа” принадлежит В.Е. Хаину. Будущий лидер отечественной тектоники предложил его в одной из своих ранних работ (1954) для платформ с послегерцинским фундаментом, наряду с послепалеозойскими платформами, послепротерозойскими палеоплатформами, послекаледонскими мезоплатформами (цит. по [6, с. 8]). Однако эта многоступенчатая классификация не смогла потеснить разработанное задолго до того Н.С. Шатским деле-

ние платформ на древние (эпикарельские, отчасти эпибайкальские) и молодые (эпи-палеозойские и эпимезозойские). И.К. Туезов, спустя 30 лет, посчитал целесообразным вернуться к термину “неоплатформа” для того, чтобы подчеркнуть специфику современного устройства западно-тихоокеанских окраинных морей (в первую очередь – Охотского).

7. Типоморфная особенность строения неоплатформ в трактовке И.К. Туезова – сочетание гетерогенного складчатого фундамента, сложенного главным образом мезозойскими комплексами (при возможном присутствии любых других – докембрийских, каледонских, герцинских), и кайнозойского осадочного чехла, дислоцированного заметно слабее, чем одновозрастные отложения прилежащих к морям складчатых областей. Местами в разрезе чехла обособляется (по геофизическим данным) промежуточный этаж – предположительно палеогеновый.

8. Указанная публикация И.К. Туезова сопровождалась небольшой дискуссией, но в дальнейшем к вопросу о неоплатформах никто как будто бы не возвращался. Это понятно: к началу 90-х годов совершенствование концепции геосинклиналей и платформ оказалось практически полностью вытеснено из круга актуальных геологических проблем тектоникой литосферных плит. Тем не менее и сегодня в понятии о неоплатформах видится рациональное зерно. Оно – в привлечении внимания к тектоническому событию, обусловившему возникновение на рубеже мезозоя и кайнозоя в жестком теле Северо-Азиатского кратона двухэтажных тектонических сооружений с продолжающимся вплоть до настоящего времени нисходящим режимом развития.

9. Для целей палеотектонической реконструкции неоплатформ региона эталонным объектом выступает Охотское море, уровень изученности которого достаточно высок. Из достоверно установленных особенностей наиболее важно в данном случае разделение структуры дна котловины на две части – Северо- и Южно-Охотоморскую, разделенные Кашеваровским линеamentом северо-западного простирания (рис. 2). Северо-Охотоморский фрагмент с его треугольной формой и приближенным к основанию обширным Центрально-Охотским сводом, севернее которого располагается впадина ТИПРО, аналогичен по этим признакам Алазейскому депрессионному “треугольнику”, на медиане которого, ближе к основанию, также расположено поднятие, где на дневную поверхность выходят упомянутые выше позднекембрийские - мезозойские образования. Южно-Охотоморский фрагмент, на первый взгляд, не имеет аналога в структуре “Алазейской неоплатформы”, но если детально рассмотреть геологическое строение южной окраины Колымского террейна (Колымской платформы), параллели намечаются. Но этот вопрос – дело будущего исследования.

10. В настоящее время укажем на другой аспект родства рассматриваемых структур – историко-тектонический. Он заключается в весьма вероятной раздвиговой природе, как Алазейской неоплатформы, так и Северо-Охотоморского фрагмента Охотской. Эта идея впервые была сформулирована автором при рассмотрении процессов становления и последующей эволюции в фанерозое древних кристаллических комплексов СВА. Раскол, согласно предложенной модели, испытали в предпозднерифейское время (на гренвильском тектоническом рубеже) две крупнейшие гнейсово-купольные структуры, сформированные к концу раннего протерозоя на притихоокеанской окраине СВА – Охотский и Омолон-Тайгонский мегасводы [8, рис. 49, 50]. Представляется закономерным, что раздвижки располагались сим-

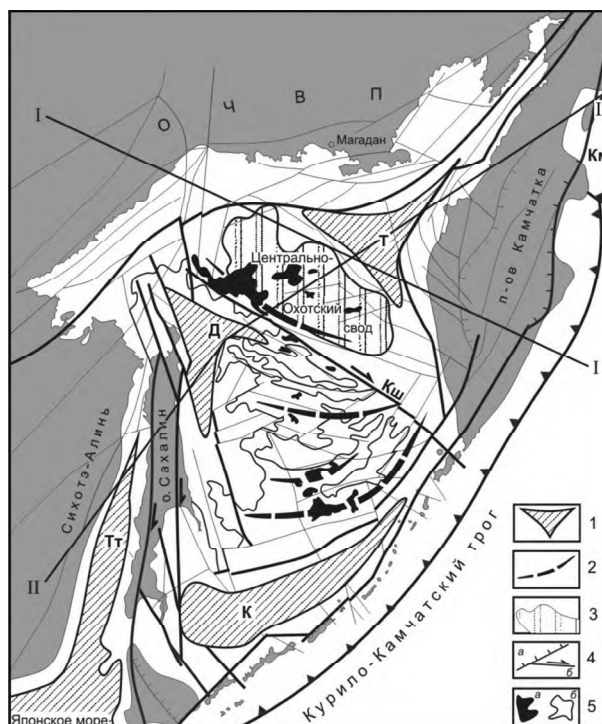


Рис. 2. Схема строения Охотоморской микроплиты, по [7]. 1 – впадины (Т – ТИНО, Д – Дерюгина, К – Курильская), 2 – реликты палеодуг, 3 – Центрально-Охотский свод; 4 – разломы (а – надвиги, б – сдвиги), Кш – Кашеваровская линейная зона, 5 – коренные выходы дна моря. I-I, II-II: профили (не показаны).

метрично относительно ядер мегасводов: от Омолон-Тайгоносского двигались (сползали) в сторону современной Арктической котловины фрагменты его северной периферии, от Охотского была отодвинута к юго-востоку (с заметным левосторонним сдвигом) его южная окраина, в современной структуре представленная кристаллическим комплексом Срединно-Камчатского хребта [8–11].

Литература

1. Структура континентов и океанов (терминологический справочник) / Под ред. Ю.А. Косыгина, В.А. Кулындышева, В.А. Соловьева. Изд. 2-е, перераб. и доп. М.: Недра, 1979, 511 с.
2. Смирнов В.Н. Морфотектоника областей горообразования северо-востока Азии: Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. М.: МГУ, 1995. 41 с.
3. Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. Кн. 2. 536 с.
4. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 3. С. 7–41.
5. Туезов И.К. Неоплатформы // Тихоокеан. геология. 1984. № 4. С. 71–73.
6. Гарецкий Р.Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М.: Наука, 1972. 300 с.
7. Чехов А.Д. Глубинная структура и механизм формирования Охотоморской литосферной микроплиты // Современное состояние наук о Земле: Материалы междунар. науч. конф., посвященной памяти В.Е. Хаина. М.: Изд-во Геолог. фак-та МГУ, 2011. С. 2024–2029.
8. Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 304 с.
9. Жуланова И.Л. Ранний докембрий в структурах Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей: сравнительная характеристика, закономерности эволюции // Докембрий в фанерозойских складчатых областях. СПб.: Наука, 1992. С. 158–171.
10. Герман Л.Л. Древнейшие кристаллические породы Камчатки - архейские гранулиты или контактовые роговики // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 2. С. 129–134.
11. Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Фундамент тихоокеанских активных окраин. М.: Наука, 1987. 209 с.

Е.Г. Иволга, Ю.Ф. Манилов

ДИЗЬЮНКТИВНЫЕ СТРУКТУРЫ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ КОНТИНЕНТ-ОКЕАН ЮЖНОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Введение

Рассматриваемая территория включает прибрежную часть континента от Магадана до Владивостока, Охотоморский и Япономорские регионы. В тектоническом отношении – это коллаж разновозрастных тектонических структур, включающий относительно стабильные кратоны и массивы, аккреционно-коллизонные системы, вулканоплутонические пояса, рифтогенные системы. Геолого-геофизическая изученность региона неравномерная, наиболее изученными регионами является Хоккайдо-Сахалинская и Сихотэ-Алинская аккреционно-коллизонные системы. В настоящее время схем тектонических разломов отдельных частей региона существует множество, однако они выполнены либо для моря, либо для континентальной окраины, в то время как дизьюнктивным системам областей взаимодействия континент-океан уделено внимания недостаточно.

Цель данных исследований – изучить соотношение разрывных структур непосредственно в области сочленения океан–континент.

Основная сложность составления региональных карт разрывной тектоники состоит в том, что в науке не выработан единый подход к их составлению. План разрывных структур, как правило, основывается на изучении неоднородностей используемой информации. Поэтому разрывные структуры по геоморфологическим данным только частично совпадают со структурами выделяемыми по геофизическим или геологическим данным и т. д. Композиция разрывных нарушений на тектонических картах – это результат субъективной увязки геологической информации с другими видами информации на основе превалирующей тектонической концепции. Отсюда понятно, что наиболее объективной может быть схема разрывных структур, основывающаяся на единообразной информации.

Методика

В качестве исходной информации выбрана карта гравитационного поля масштаба 1:5 000 000. Это обусловлено несколькими причинами. Во-первых – это площадная информация, равномерно покрывающая и континентальную и морскую часть территории. Во-вторых – гравитационное поле отражает изменение физической среды на достаточно большую глубину. В третьих в гравитационном поле блоковая делимость литосферы отражается достаточно надежно, а межблоковые границы достаточно контрастно проявлены. Исходя из гипотезы всеобщей относительной подвижности концентрических оболочек Земли, согласно которой “...каждая из оболочек составляет автономную динамическую систему” [6] можно предположить, что структурный план на разных уровнях литосферы будет различаться. Поэтому исследования были нацелены на разноуровневый анализ поля. Для этого использован комплекс спектрально-корреляционного анализа данных “Коскад - 3D” [3]. По результатам обработки исходной информации поля для разных уровней по-

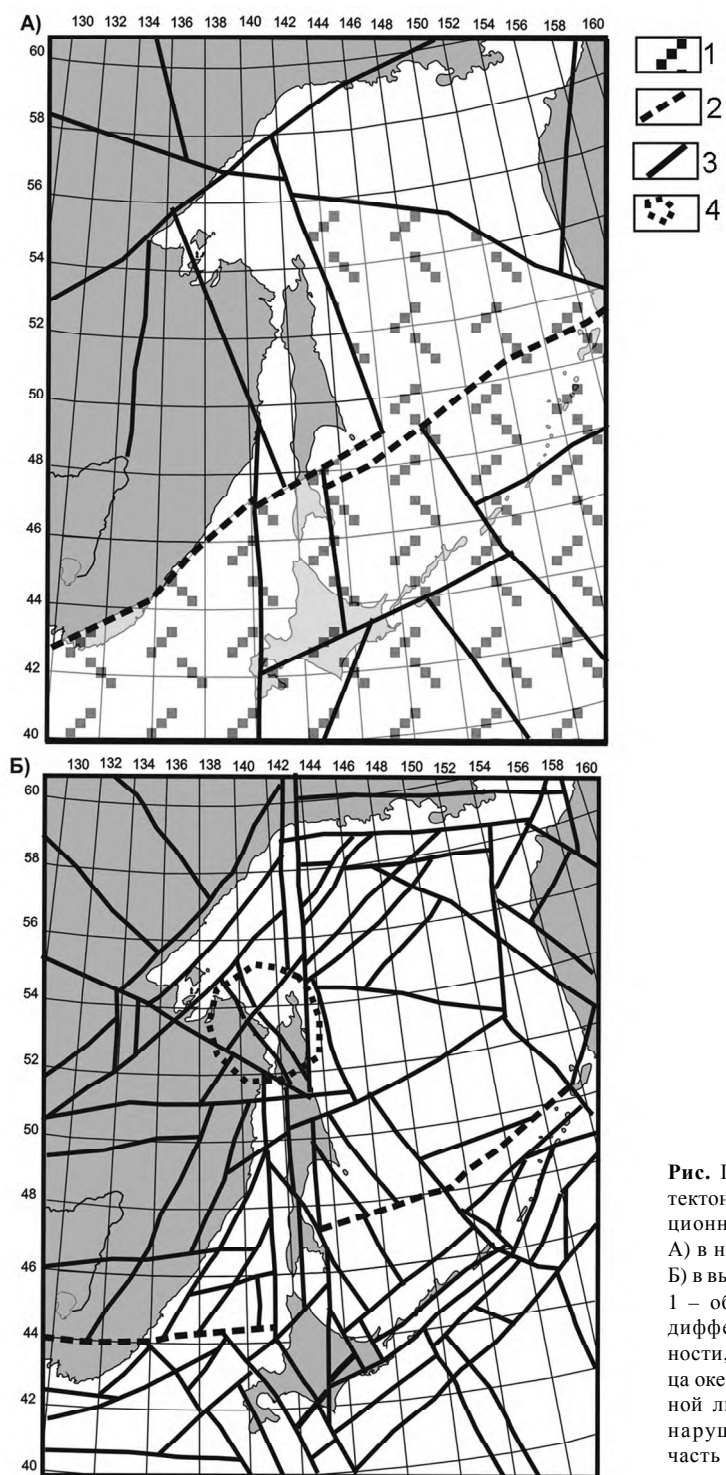


Рис. Проявленность разрывной тектоники в аномалиях гравитационного поля разной частоты А) в низкочастотных аномалиях; Б) в высокочастотных аномалиях. 1 – область литосферы сильно дифференцированной по плотности, 2 – предполагаемая граница океанической и континентальной литосферы, 3 – разрывные нарушения, 4 – центральная часть предполагаемой сводово-купольной структуры.

строены схемы дизъюнктивной тектоники, определены статистические характеристики поля, выполнено статистическое зондирование которые позволяют изучить взаимодействие разрывных структур континента и океана на разных глубинных уровнях.

Особенность низкочастотной составляющей поля, отражающей неоднородности поля на глубинах 150 км заключается в том, что для этого уровня преобладающим направлением разрывных структур является северо-восточное и меридиональное (рис. А). Северо-восточное направление приурочено к широкой области перехода от низкоплотной к высокоплотной литосфере, а меридиональное - представляет собой относительно узкое внедрение низкоплотной литосферы по меридиану 142° (Сахалин-Хоккайдо). По уровню поля территория делится на два блока: северо-западный пониженной плотности и юго-восточный – повышенной. Граница проходит по линии 42° на западе и 50° с.ш. на востоке. На глубине 90–100 км северо-восточный разлом (продолжение Пограничного) срезает меридиональный, разворачивая ее северную часть на северо-запад [4]. На этом уровне зарождается запад-северо-западная система нарушений, простирающаяся от Камчатки до Алданского щита. На уровне 60–70 км четко оформляется северо-западная область простирающаяся от Курил до Джугджурского массива, а на более высоком уровне уже в коре в пределы Алданской плиты. В эту область входит большая часть Сахалина от зал Анива на север и прибрежная часть Сихотэ-Алиня. В дальнейшем происходит формирование серии оперяющихся северо-восточных систем, которые в свою очередь делят тело самой плиты на блоки [4, 7]. На этом уровне обособляется Восточно-Сихотэ-Алинский блок в связи с которым формируется север-северо-восточная система нарушений. На глубине 10–15 км на севере вдоль Охотского побережья начинают проявляться субширотные разломы. На глубине 5–7 км четко выделяется северо-восточная Шантарская дизъюнктивная система, связанная, вероятно, с молодым кайнозойским рифтогенезом [1].

В поле высокочастотной составляющей указанные системы нарушений проявляются более густой сетью. Здесь также наблюдается деление территории на две области: юго-восточную высокодифференцированную по интенсивности поля и северо-западную, менее дифференцированную, с границей 42–50° с.ш.. Юго-восточная часть территории состоит из разно направленных разно плотностных блоков. Низкоплотные блоки: Южноприморская зона Сихотэ-Алиня, о-в Хоккайдо, особенно южная его часть, часть Тихого океана за пределами Курильских островов. Высокоплотные блоки: южная часть Японского моря, Тихоокеанское побережье юга Хоккайдо, Южно-Охотская впадина Охотского моря, Тихоокеанское побережье Камчатки. Преобладающим направлением разрывных структур этой части территории в океане – северо-западное, разделенных на блоки северо-восточными разломами, а на континенте – субширотное. Северо-западная часть территории, как на континенте, так и в пределах Охотского моря в интенсивности поля выражена как единая, в пределах которой выделяются положительные и отрицательные гравитационные аномалии с некоторым понижением интенсивности с запада на восток. Это указывает на то, что для этой территории в целом, вероятно, характерна континентальная литосфера. Отрицательные аномалии здесь отражают конструктивные процессы в литосфере (Становой, Баджалский, Сихотэ-Алинский, Южно-Сахалинский, Камчатский минимум) связанные с орогенезом или внутриплитным интрузив-

ным магматизмом. Положительные аномалии, отражающие деструктивные процессы в литосфере (Алданский, Шантарский, Средне-Амурский, Дерюгинский, Шелехова-Тинро). Указанная выше граница четко фиксируется в дисперсии поля, согласно на карте которой территория делится на две области – с высокой на юге и низкой на севере дисперсией. На карте ассиметрии и эксцесса поля она выражается линейными зонами максимальных значений указанных характеристик.

От острова Хоккайдо до 52° с.ш Северного Сахалина, вдоль Западно-Сахалинского поднятия проходит меридиональная система разрывных нарушений. Она разделяет Сихотэ-Алинскую север-северо-восточную орогенную систему от северо-западной Охотской, являясь своеобразной шовной областью [2]. В дисперсии – это узкая зона пониженной дисперсии, а в ассиметрии и эксцессе – линейные максимумы. По восточному побережью Сахалина от полуострова Шмидта по 142-му меридиану южнее о-ва Хоккайдо протягивается зона повышенной дисперсии, что вероятно может быть обусловлено проявлением магматизма и высокой тектонической расслоенностью в склоновой области впадины Дерюгина.

Северный Сахалин находится в области воздействия северо-восточной Баджал-Северо-Сахалинской и северо-западной Охотской систем разломов, а по о-ву Шмидта находится исключительно под влиянием северо-западной системы.

Геологическое истолкование главной северо-восточной границы раздела 42–50° может быть истолковано либо как граница между океанической и континентальной литосфер, либо как фронтальная граница подвига океанической литосферы под континентальную. По меридиану 148° наблюдается выступ литосферы повышенной плотности, который может отражает блок максимального продвижения океанической плиты в сторону континента, обусловившего формирование северо-западных нарушений в океане и раскрытие меридиональной Хоккайдо-Сахалинской системы разломов. Примечательным является тот факт, что на глубоких уровнях она обозначается узкой зоной низкоплотной литосферы, которая к верхним горизонтам расширяется, образуя блок переходной (континентальной) коры.

Литература

1. Геология и нефтегазоносность Охотско-Шантарского осадочного бассейна / Варнавский В.Г., Жаров А.Э., Кириллова Г.Л. и др. Владивосток: ДВО РАН, 2002. 148 с.
2. Гранник, В. М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Институт морской геофизики и геологии. Владивосток: Дальнаука, 2008. 297 с.
3. Никитин А.А., А.В. Петров Теоретические основы обработки геофизической информации: Учебное пособие, 2-е издание. М.: ООО “Центр информационных технологий в природопользовании”, 2010. 114 с.
4. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000 М. / Отв. ред. Н.А.Богданов, В.Е.Хаин. Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей. М., 2000. 193 с.
5. Петрищевский А. М., Злобин Т. К. Плотностная неоднородность тектоносферы Охотоморского региона // Ученые записки Сахалинского государственного университета. Сб. научных статей. Вып. 4 / Под ред. Злобина Т.К. Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2004. С.10–20
6. Хаин В.Е. Расслоенность Земли и многоярусная конвекция как основа подлинно глобальной геодинамической модели // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308, № 6. С. 1437–1440.
7. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 276 с.

А.В. Кудымов

**ПОСТАККРЕЦИОННАЯ КИНЕМАТИКА НАИЛЬДИНСКОГО РАЗЛОМА
НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ РАЗЛОМНОЙ СИСТЕМЫ ТАН-ЛУ**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им.Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Под Наильдинским разломом понимается нарушение, прослеживающиеся в северо-восточном направлении, вдоль р. Амгунь (в среднем и нижнем его течении), от ручьев Большой и Малый Наильдин до ручья Люга. Он представляет собой, вероятно, также как и Киселевский и некоторые другие разрывы данного направления региона [7, 8], северо-восточную часть мощной разломной системы Тан-Лу и ограничивает ее с севера. На всех последних мелкомасштабных картах [1, 2, 12] он без названия показан до зоны Лимурчанского разлома. Однако, на аэрофотоснимках и по нашим структурным данным, он “сечет” его и прослеживается, также как и Киселевский и другие подобные нарушения, дальше, на северо-восток. Причем, описанный ранее Киселевский разлом [8], разделяя Центрально-Сихотэ-Алинский и Лимурчанский разломы, рассекает по сути единую разрывную структуру, без особых видимых смещений, также как и рассматриваемый разрыв пересекает Лимурчанский разлом.

Кинематика Наильдинского разлома изучалась в береговых обнажениях р. Амгунь, с восточной и западной стороны от Лимурчанского разлома. Для расшифровки кинематики разлома использовался анализ поясов распределения зеркал скольжения по методу В.Н. Даниловича [6], а также анализ восстановленных полей напряжений [5, 10].

При изучении зеркал скольжений, с западной стороны от Лимурчанского разлома (береговые обнажения р. Амгунь, выше устья руч. Им), в юрских осадочных породах установлен слабо выраженный полого погружающийся на юго-восток пояс распределения зеркал скольжения, который отражает движение вдоль Наильдинского разлома. Плоскость сместителя разлома этого пояса круто погружается в северо-западном направлении, под углом 70° . Движение по отмеченному сместителю было горизонтальное и ориентированно в юго-запад – северо-восточном направлении. Близкие данные получены и при изучении зеркал скольжения с восточной стороны от Лимурчанского разлома, в нижнемеловых отложениях береговых обнажений р. Амгунь, ниже руч. Карташева. Здесь зафиксирован довольно четкий пологопогружающийся на север-северо-восток пояс распределения зеркал скольжения. Он отражает пологое сдвиговое движение по крутопадающему (78°) на юг-юго-запад сместителю (вектор движения ориентирован в восточном направлении под углом 8°).

И так, изучением зеркал скольжения в осадочных породах юры и нижнего мела, как выше руч. Им так и ниже руч. Карташева, расшифровано главное движение по северо-восточному Наильдинскому разлому, как сдвиговое. Об этом красноречиво свидетельствуют, преимущественно пологие тектонические штрихи ориентированные на юго-запад и юго-запад-запад. Причем, субгоризонтальное сдвиговое смещение зафиксированное выше руч. Им (к западу от Лимурчанского разлома), осуществлялось по круто погружающемуся на северо-запад сместителю, а по

логое движение установленное ниже руч. Карташева (к востоку от Лимурчанского разлома) – по крутому падающему на юг–юго-восток сместителю.

В тех же береговых обнажениях р. Амгунь, в 20 местах, с помощью ориентировок тектонических зеркал и штрихов скольжений с установленной кинематикой смещений [10] восстановлены локальные поля напряжения. Реконструированные поля напряжения разделены на сдвиговые [13], с крутыми ориентировками промежуточной оси и поля с крутыми ориентировками осей сжатие или растяжение. Выше устья р. Им, зафиксировано зеркало скольжения с пересекающимися тектоническими штрихами. Пологие падающие штрихи в нем сдвигового поля напряжения, также как на Северном Сихотэ-Алине, в Бута-Коппинском районе [9], являются наиболее ранними.

Наибольшее количество локальных полей напряжений сдвигового типа восстановлено с восточной стороны от Лимурчанского разлома (ниже устья руч. Карташева), а наименьшее – с западной стороны от указанного разлома (выше устья руч. Им). Реально все же сдвиговое поле напряжения в этот период было характерно для обеих частей Наильдинского разлома, поскольку там и там преимущественным распространением пользуются пологие ориентировки тектонических штрихов. В подтверждение этого, на диаграмме изолиний концентраций полюсов тектонических зеркал скольжения, выше устья руч. Им, круто падающий локальный максимум плотности полюсов зеркал скольжений, расположенный чуть северо-западнее центра, точно совпадает с осью пояса распределения полюсов этих зеркал скольжений. Он, согласно экспериментальным и натурным данным [11], совпадает с промежуточной осью главного нормального напряжения (поле напряжения сдвигового геологического типа [13]). Другие ориентировки осей главных нормальных напряжений в локальных полях сдвигового типа – пологие. Причем, в одних – оси сжатия сосредоточены в северо-восточном, а в других – в северо-западном секторах. В первом случае Наильдинский разлом приобретает черты левого сдвига. Левосдвиговое смещение по разлому подтверждает и соответствующий подворот слоев, практически в тех же обнажениях где и реконструировались поля напряжения. В обстановке частных сдвиговых полей напряжения с осями сжатия ориентированными в северо-западных направлениях, смещение по Наильдинскому разлому трактуется как правостороннее. Об этом свидетельствует и кинематика нарушений, опережающих рассматриваемый разлом. А именно, левосдвиговая – по северо-западным дизъюнктивам (в юрских осадках, в районе устья руч. Верхн. Бульдикан) и правосдвиговая – по северо-восточным нарушениям (правосторонние складки в юрских отложениях, между руч. Бол. Наильдин и руч. Мал. Наильдин).

Согласно более раннему изучению Киселевского разлома в районе с. Киселевка [8] считаем, что сдвиговые смещения по Наильдинскому разлому также первоначально было левосторонним, как и по Киселевскому нарушению.

Среди восстановленных локальных полей напряжений с крутыми осями сжатия или растяжения, резко преобладают поля надвигового геологического типа [13] (крутая ориентировка среднестатистической оси растяжения). Причем данный тип поля напряжения по ориентировкам двух других осей напряжений разделяется на два вида. Пологие среднестатистические оси первого – наиболее представительного вида ориентированы: ось сжатия в юго-восточном, а промежуточная ось в северо-восточном направлениях. Пологие среднестатистические оси второго вида поля

на-пряжения имеют противоположенные первому виду ориентировки – промежуточная ось направлена в юго-восточном а ось сжатия в северо-восточном направлениях. В соответствии с выше охарактеризованными полями напряжения Наильдинский разлом приобретают соответствующие кинематические характеристики. Так в условиях первого вида надвигового поля напряжения Наильдинский разлом становится взбросом, причем с праводвиговой составляющей.

Локальные поля сбросового типа восстановлены лишь только в четырех точках. Они характеризуются крутыми ориентировками осей сжатия и пологими осями растяжения и промежуточной. В обстановке сбросового поля напряжения Наильдинский разлом и оперяющие его нарушения приобретают черты сбросов.

И так, показано, что Наильдинский северо-восточный разлом, пересекающий Лимурчанский дизъюнктив отчетливо имеет сдвиговый характер. Причем, на раннем этапе – левосторонний, позднее правосторонний. Интересно то, что при этом, сколь значительных смещений Лимурчанского разлома не происходит.

Наиболее приемлемое объяснение вышеотмеченного парадокса следующее. Амплитуда сдвигового перемещения (левостороннего или правостороннего) по рассматриваемому разлому возможно реализовывалась не столько в перемещении бортов разлома а сколько в приоткрывании синхронных раздвиговых структур (pull apart basin). Примером таких структур (впадин), контролирующих разломы северо-восточного простирания системы Тан-Лу, к юго-западу от рассматриваемой территории, могут служить Верхнеамгуньская, Хогду-Горинская, Эльга-Горинская и Омгуньская впадины [4]. Наиболее ярким представителем подобной структуры является Верхнеамгуньская впадина. Она простирается в северо-восточном направлении на 80 км при ширине 15 км. Осадочное выполнение впадины представлено эоцен-миоценовой угленосной молассой и изучена она до глубины 500 м. Залегание слоев осадков прогиба практически горизонтальное, и только в северо-западной части впадины отмечаются незначительные деформации. Северо-западный борт впадины имеет тектоническое ограничение и контролируется Хинганским разломом [4]. Изученный Наильдинский, разлом по своему направлению, может быть северо-восточным продолжением Хинганского разлома и по сути – являться единой разрывной структурой. Северо-западный борт Верхнеамгуньской впадины вдоль Хинганского разлома опущен до глубины 2000–2500 м (сброшен), а юго-восточный приподнят почти до дневной поверхности [4].

И так, полученные данные по Наильдинскому разлому, а также учитывая геодинамическую историю Тихоокеанской окраины Азии [4], можно предположить, что в период сдвиговых деформаций по всей разрывной структуре, (включая Хинганский разлом) заложилась и формировалась Верхнеамгуньская впадина. В пост-миоценовое время осадки прогиба вблизи Хинганского разлома испытали сбросовые дислокации, а на юго-восточной окраине – взбросовые.

Литература

1. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1: 25 000 000. СПб.: ВСЕГЕИ, 1996.
2. Геологическая карта Хабаровского края. Масштаб 1: 500 000. ФГУГГП “Хабаровскгеология”, 2003.
3. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000. Лист М-53 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Хабаровск: Объясн. зап. СПб: Изд-во СПб картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 376 с.+3 вкл.
5. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
6. Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск, 1961. 48 с.
7. Кириллова Г.Л., Анойкин В.И. Структура Амуро-Горинского фрагмента позднемезозойской Восточно-Азиатской аккреционной системы // Докл. РАН. 2011. Т. 436, № 1. С. 64–68.
8. Кудымов А.В. Кайнозойские поля напряжения в зоне Киселевского разлома Нижнего Приамурья // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, №. 6. С. 49–56.
9. Кудымов А.В. Структурообразование в зоне северо-восточного фрагмента Колумбинского разлома (Северный Сихотэ-Алинь) // принята к печати в ж-ле Тихоокеан. геология.
10. Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. С. 69–72.
11. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: ИКЦ, 2007. 406 с.
12. Схема геолого-структурного районирования Хабаровского края, Еврейской автономной области и сопредельных территорий. Масштаб 1: 2 500 000. ФГУГГП “Хабаровскгеология”. Дальневосточная региональная межведомственная стратиграфическая комиссия ФГУГП “Дальгеофизика”, 2005.
13. Anderson E. M. The dynamics of faulting – Edinburg: Oliver and Boyd, 1951. 206 p.

В.С. Куликов, Я.В. Бычкова, В.В. Куликова

**ЛЕГЕНДАРНЫЙ МАТЕРИК БЬЯРМАЛАНД (СЕВЕР ВЕП) КАК ФРАГМЕНТ
ГИПОТЕТИЧЕСКОГО НЕОАРХЕЙСКОГО СУПЕРКОНТИНЕНТА “КЕНОРЛЕНД”**

*Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
РАН, г. Москва*

Тектоническое районирование Севера Восточно-Европейской платформы (ВЕП) на начало раннего палеопротерозоя (2.5 Ga) вызывает значительные трудности, связанные с размерами всей территории, существующей неоднозначной геологической и геофизической информацией и ограниченными данными по геохронологии региона. Особенно это касается районов, расположенных к востоку от Фенноскандинавского щита и перекрытых мощным чехлом рифейских и фанерозойских образований.

Авторы, имея значительный опыт работ на ЮВ окраине щита и соответствующие материалы по геологии, тектонике, магматизму, геофизике и геохронологии, решили по-новому оценить историю Севера ВЕП, принимая во внимание уже существующие современные подходы к геодинамической истории региона [1, 5, 7, 8, 10 и др.]. Широко развитые в регионе палеопротерозойские интрузивные мафит-ультрамафиты совместно с вулканитами, образуя три крупные магматические провинции (КМП): сумийскую, ятулийскую и людиковийскую [10], становятся реперами для дальнейшего анализа его геодинамики. Особенности развития архейской коры в Фенноскандии позволяют поставить вопрос о существовании в ее пределах неоархейско-палеопротерозойского микроконтинента (“материка”), который являлся частью гипотетического суперконтинента Кенорленда, завершение формирования которого, по [5], произошло ~ 2.75 Ga. Образование самостоятельной части – крупного массива (“материка”) континентальной, в основном, архейской коры, произошло при обособлении или распаде суперконтинента в палеопротерозое [12] около 2.5 Ga. Современные его границы дискуссионны, но сохранившаяся после интенсивных свекофенских и тиманских тектонических событий его часть на площади около одного миллиона кв. км читается более отчетливо на тектонических и других картах и ряде схем [7–9] (рис.1 и 2).

В рамках современной географии массив ограничивают: на северо-западе каледониды Норвегии, северо-востоке тиманиды юга Баренцева моря и Тиманского кряжа, юго-востоке Солигаличский рифейский авлакоген, юго-западе – свекофенниды Приладожья, Центральной Финляндии и Северной Швеции. Две трети территории “материка” расположены в пределах Фенноскандинавского щита (Карельская, Беломорская, Кольская, Мурманская и Норботтен провинции), а остальная часть относится к фундаменту Русской плиты в Мезенской и Московской синеклизах Архангельской и Вологодской областей. Этому впервые выделяемому раннепалеопротерозойскому микроконтиненту предлагается дать имя “Биармийский (Бьярмийский или БМ) материк” по названию народа (биармы, бьярмы) [13]. Бьярм, биарм употреблявшийся викингами этноним, обозначавший жителей страны Бьярмаланд, расположенной, скорее всего в районе впадения в Белое море реки Северная Двина, примерно на месте современного Архангельска (существует и ряд иных версий, в соответствии с которыми Бьярмаланд мог располагаться в различных местах Севера Восточной Европы).



Рис. 1. Схема расположения “Легендарного материка Кенарленд”.

Бьярмаланд, расположенной, скорее всего в районе впадения в Белое море реки Северная Двина, примерно на месте современного Архангельска (существует и ряд иных версий, в соответствии с которыми Бьярмаланд мог располагаться в различных местах Севера Восточной Европы). По сообщениям викингов бьярмы говорили на языке, похожем на язык “терфиннов” (“лесных финнов”, живущих в лесах саамов), то есть языке финно-угорской группы. Вероятнее всего, это тот же этнос, который известен в русских источниках как чудь заволочкая и который рас-

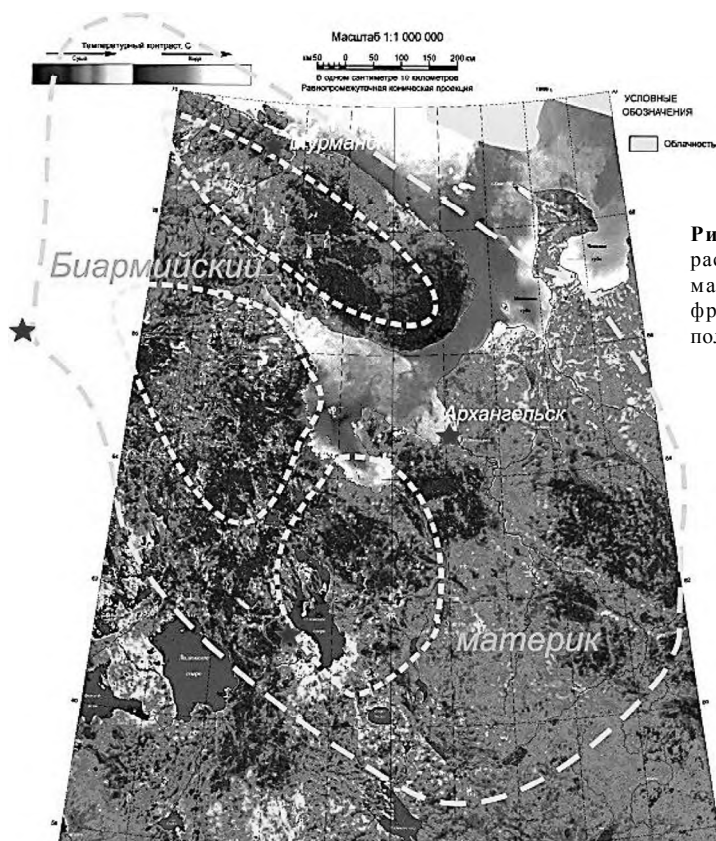


Рис. 2. Схема возможного расположения “Легендарного материка Кенерланд” на фрагменте схемы теплового поля Земли.

селялся в период с 4 по 9 век н.э. по берегам реки Северная Двина и побережью Белого и Баренцева морей [2, 3, 6 и др.]. Биармы фактически проживали и общались с соседними скандинавами и славянами в центральной части БМ, которая в исландских сагах называлась Бьярмия.

Фрагменты БМ характеризуются общностью своего геологического строения, где отчетливо выделяются два структурных этажа: нижний архейский фундамент и верхний протоплатформенный чехол. В фундаменте доминируют ТТГ, пестрые комплексы зеленокаменных поясов и целый спектр гранитоидов, сформированных около 2.7 Ga, а также разновозрастные метаморфиты. В палеопротерозойском чехле с возрастом 2.5–1.8 Ga широко развиты осадки (кварциты, карбонаты, углеродсодержащие сланцы) и вулканы (пикриты, коматиитовые базальты, базальты, андезитовые базальты, реже риодациты) с явными признаками континентальной, шельфовой или рифтогенной природы.

Спецификой ранней стадии становления БМ на фоне разрушения Кенорленда является широкое распространение мафит-ультрамафитового магматизма в пределах Фенноскандии в интервале 2.5–2.4 Ga под воздействием сумийского (Бьярмийского – ?) суперплюма и его дочерних плюмов (например, Виндибелт) [4]. Коматиитовые расплавы плюмов на границе с архейской корой, претерпев значительную контаминацию, сформировали переменной мощности (до первых километров) ан-

дерплейтинговый слой. Его последующая кристаллизация обеспечила создание подкорового основания, которое способствовало сохранению на БМ длительного (от 2.4 до 1.9 Ga) протоплатформенного режима. БМ завершил самостоятельное развитие как единой структуры около 1.9–1.8 Ga, что подчеркивается многочисленными однотипными изотопными возрастами разных по составу и характеру метаморфизма пород, и остался одним из крупных ядер более молодых мезо- и неопротерозойских суперконтинентов Колумбии и Родинии и их составной части континента Балтика [11 и др.].

Выделение на Севере ВЕП в раннем палеопротерозое единой крупной тектонической структуры предполагает корректировку существующих представлений о развитии архейского Беломорского подвижного пояса, который являлся в то время составной частью БМ и находился в режиме протоплатформы, о чем свидетельствуют составы сумийской и ятулийской КМП Беломорья.

Особо необходимо подчеркнуть положение будущей фанерозойской Архангельской алмазоносной провинции – ААП [1] в центральной части БМ на севере ВЕП. Здесь выявлено более 60 трубок кимберлитов и других щелочно-ультраосновных пород, слагающих кимберлитовые поля. Наиболее известные алмазоносные поля (Золотицкое и Верхотинское) локализованы в центральных частях провинции. Возможно, это свидетельствует о справедливости “правила Клиффорда” с необходимыми уточнениями.

Остается открытым вопрос относительно длительности существования Биармийского плюма, его размеров и состава, что позволяет оптимистично обосновывать данную гипотезу.

Литература

1. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия, минералогия) / Под ред. О.А. Богатикова. М., Изд-во МГУ, 1999. 524 с.
2. Джаксон Т.Н. Исландские королевские саги о Восточной Европе (С древнейших времен до 1000 г.). М.: Наука, 1993. 303 с.
3. Киркинен, Х. О связях биармов и Скандинавии в средние века / Х. Киркинен. Скандинавский сборник. Тартуский. гос. ун-т. Таллинн, 1981. Вып. 26. С. 87–97.
4. Куликов В.С., Бычкова Я.В., Куликова В.В., Коптев-Дворников Е.В., Зудин А.И. Роль глубинной дифференциации в формировании палеопротерозойского лавового плато коматитовых базальтов Синегорья (ЮВ Фенноскандии) // Петрология. 2005. № 5. С. 516–537.
5. Лубнина Н.В. Восточно-Европейский кратон от неогархей до палеозоя по палеомагнитным данным: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. М.: МГУ, 2009. 40 с.
6. Мейнандер, К.Ф. Биармы /Финно-угры и славяне: Докл. первого советско-финляндского симпозиума по вопросам археологии 15–17 нояб. 1976 г. Л., 1979. С. 35–40.
7. Милановский, Е.Е. Тектоническая карта России и сопредельных территорий. М-ба 1:4 000 000. М., 2007.
8. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный Мир, 2001. 606 с.
9. Geological map of the Fennoscandia shield. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and the orth-West Department of natural Resources of Russia. Main compilyry: Koistinen T., Stephens M.B., Bogachev V. et al., Helsinki. 2001.
10. Kulikov V.S., Bychkova Ya.V., Kulikova V.V., Ernst R. The Vetryny Poyas (Windy Belt) subprovince of southeastern Fennoscandia: An essential component of the ca. 2.52.4 Ga Sumian large igneous provinces/ / Precambrian Research 2010, 183. P.589601.
11. Puchkov V. The Odyssey of Baltica Supercontinent Symposium // Espoo: GSF, 2012. P. 121–122.
12. Williams, H., Hoffman, P. H., Lewry, J. F., Monger, J. W. H., Rivers, T., 1991. Anatomy of North America: thematic geologic portrayals of the continents. Tectonoph. 187. P. 117–134.
13. <http://wiki-linki.ru/Page/284114>

Е.П. Леликов, Т.А. Емельянова

**ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ФУНДАМЕНТА КУРИЛЬСКОЙ
ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ**

*ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

В составе Курильской островной системы выделяются три крупных структурных элемента: фронтальная область, Большая Курильская гряда и тыловая зона, примыкающую к Большой Курильской гряде в виде подводных вулканических хребтов со стороны Охотского моря. Фронтальная область включает тихоокеанский склон Курильской дуги в составе подводного хребта Витязя и островов Малой Курильской гряды. Она непосредственно граничит с Тихоокеанской плитой и в ее пределах на поверхность морского дна выходят породы фундамента всей островной системы. Проблема фундамента Большой Курильской гряды решалась на основании единичных находок метаморфических и интрузивных пород встречающихся в виде ксенолитов в лавах Курильских островов [1]. На основании этих данных К.Ф. Сергеев [2] предполагал под этой грядой наличие складчатого фундамента герцинского или мезозойского возраста, переработанного последующими тектоническими движениями, а по Б.И. Васильеву [3] весь островной блок и хребет Витязя, являются частью складчатой области, сформированной в результате заключительных этапов мезозойского орогенеза.

На подводных структурах тихоокеанского и охотоморского склонов дуги на хребте Витязя и Броутоновской группе вулканов установлены выходы терригенных и интрузивных пород, прослеженные на многие километры геофизическими методами и драгированием [3, 4, 5, 6], которые могут быть отнесены к фундаменту островодужной системы. Кроме того, изотопные данные палеогеновых вулканитов этого хребта указывают на участие древнего корового материала в магмагенерации. Величины двухстадийного модельного возраста, T_{DM2} варьируют в широких пределах, от нуля в базитах до 0.77 млрд лет в дацитах. Модельный возраст дает представление о времени поступления вещества из мантии или возраст протолита. Это может указывать на присутствие докембрийских пород в источнике кислых вулканитов Витязя [7].

Гранитоиды подводного хребта Витязя

В верхней части тихоокеанского склона Курильской дуги выделяется подводный хребет Витязя, который отделяется от Большой Курильской гряды междугорным прогибом. В процессе геологического изучения хребта в 37 (2005 г.), 41 (2006 г.) и 52 (2010 г.) рейсах НИС “Академик М. Лаврентьев”, нами было установлено широкое развитие гранитоидов в пределах этой структуры.

На основании определения (ИГЕМ РАН) радиоизотопного возраста (таблица) здесь выделяются граниты позднемелового и эоценового возраста.

Гранитоиды позднемелового комплекса. Биотит-роговообманковые граниты сложены плагиоклазом (An_{20-25}) 25–35 %, калиевым полевым шпатом (10–12%), кварцем (15–25 %), роговой обманкой до 10 % и биотитом до 7 %. В меланократовых разновидностях гранитов содержание кварца до 15 %, а роговой обманки составляет 15–18 %. В биотит-роговообманковых гранит-порфирах порфиновые выделения (40–45 %) представлены олигоклазом (An_{13}) – 25–30 %, зернами калишпата (10–15 %), кварца (20–25 %), биотита (до 7 %) и роговой обманки, а основная масса сложена олигоклазом, кварцем,

№ пробы	Широта	Долгота	Интервал драгирования, м	K%±σ,%	⁴⁰ Ar _{рад} ±σ, нг/г	Возраст ±1.6σ, млн лет
41-23-22	45° 48.06'	151° 03.00'	880–650	3.60±0.04	20.03±0.14	78.5±2.0
37-19-3	47° 42.908'	154° 22.670'	1800–1500	3.80±0.04	19.8±0.2	74.0±2
37-17-11	47° 42.690'	154° 23.208'	1770–1500	4.46±0.05	15.41±0.16	49.2±0.15

Примечание. 41-23-22, 37-19-3 – позднемеловые граниты: 41-23-22 – мусковитовый, 37-19-3 – биотит-роговообманковый; 37-17-11 – эоценовый биотит-роговообманковый гранит.

калишпатом и биотитом. Субщелочные роговообманковые граниты сложены калишпатом 40–45 %, альбитом 10–15 %, кварцем 10–15 %, роговой обманкой 5 % и вторичными минералами: эпидотом 10 %, мусковитом 10–15 %, хлоритом 15–20 %. Биотитовые граниты состоят из калишпата-пертита 35–40 %, кварца 30–35 %, зонального плагиоклаза – 10–15 %, биотита 7–10 %, магнетита 5 %. Кварцевые диориты – мелкозернистые породы, состоящие из кристаллов плагиоклаза (30 %), зерен калиевого полевого шпата (до 10 %), кварца (15 %), роговой обманки (8–10 %) иногда с включениями пироксена, биотита (7–8 %), титаномагнетита (до 1 %). Биотит-роговообманковые порфиридные гранодиориты состоят из зонального плагиоклаза – 25–35 %, кварца до 10 %, калиевого полевого шпата до 10 %, биотита 10–12 %, роговой обманкой до 15 %, авгита 7 %, титаномагнетита 3–4 %, апатита, топаза, флюорита. Биотит-клинопироксеновые граносиенит-порфиры сложены вкрапленниками (40–45 %) плагиоклаза (An₄₈₋₅₆) – 35–40 %, клинопироксена 10–15 %, биотита 10 %, оливина 5–7 %. Присутствует калишпат – 10–15 %, топаз до 5 %, апатит, титаномагнетит до 10 %.

Эоценовый комплекс. К нему отнесены глыбы среднезернистых массивных гранитов, поднятые при драгировании на станции 37-17. Это биотит-роговообманковые гранит-порфиры сходные с позднемеловыми гранитами, отличаясь от них меньшим количеством вкрапленников (до 30 %), сложенных кристаллами плагиоклаза (25–30 %), зернами калиевого полевого шпата (20–25 %), кварца (20–25 %), биотита (до 8 %), роговой обманки и микропегматитовой структурой основной массы.

Гранитоиды Броутоновской группы вулканов

Эта группа подводных вулканов занимает центральное положение в пределах Курильской островной дуги между островами Симушир и Уруп на продолжении Броутоновского хребта, вдающегося в Курильскую глубоководную котловину Охотского моря. Вулканы находятся в зоне изгиба вулканического фронта Большой Курильской дуги. Этот изгиб совпадает с изменением характера поля напряжений, определенным по механизмам очагов землетрясений [4]. В пределах фронтальной области дуги на подводном хребте Витязя этот изгиб проявляется в виде зоны активного растяжения и деструкции. Наиболее отчетливо выраженной зоной деструкции является рифтогенная структура грабена Буссоль, пересекающая островной склон Курильской дуги. Вулканические постройки Броутоновской группы в виде цепочки из восьми вулканов, ориентированных перпендикулярно к Курильской дуге прослеживаются от островов Черные Братья в сторону Курильской котловины [4].

На горе Обручева и Вавилова наряду с базальтами и андезитами подняты породы мезозойского фундамента Курильской дуги: песчаники, алевролиты, диориты, гранодиориты, граниты и сиениты позднемелового возраста [4, 5].

Диориты сложены плагиоклазом (75–80 %) двух генераций: зональные кристаллы андезина An₃₈₋₄₂ и зерна без двойников, роговой обманкой и редкими зернами квар-

ца. В кварцевых диоритах содержание кварца до 10 % и наряду с роговой обманкой присутствует пироксен до 20 %. Среди гранодиоритов выделяются пироксен-рогово-обманковые и биотит-роговообманковые разновидности. Первые – порфировидные породы, сложенные плагиоклазом An_{32-38} до 50 %, пироксеном до 15 %, роговой обманкой (5–10 %), кварцем до 15 % и калишпатом до 15 %. Вторые состоят из плагиоклаза (45–50 %), кварца до 30 %, биотита и роговой обманки до 15 % и калишпата. В граносиенитах калишпат преобладает или находится в равных количествах с плагиоклазом (35–40 %), кварца не более 10 %. Биотит роговообманковые граниты сложены плагиоклазом (An_{25-27}) до 45 %, калишпатом до 30 %, кварцем до 20 %, биотитом и роговой обманкой, замещенных хлоритом и эпидотом. В биотитовых гранитах калишпат до 40 %, плагиоклаз (An_{24-26}) – 35 %, кварц 25 %, биотит 2–3 % [5].

Ксенолиты роговообманковых диоритов и плагиогранитов

Ксенолиты диоритов, представленными угловатыми обломками (8–10 см в поперечнике) собранными в лавах вулкана Мильна остров Симушир [1]. Это полнокристаллические порфировые породы, сложенные плагиоклазом An_{50} до 48 %, роговой обманкой до 22 %, пироксеном, рудным минералом до 3 % и вторичными: хлоритом до 14 % и кристобалитом до 13 %. Ксенолиты плагиогранитов также установлены на острове Симушир в современных лавах вулкана Горящая Сопка. Внешне это розовато-серая, хрупкая порода, в которой видны зерна полевого шпата и кварца. Наблюдается частичное расплавление породы с появлением вторичного стекла (11.4 %). Сохранившиеся зерна плагиоклаза (до 66 %) и кварца (до 15 %) имеют заливчатые очертания, указывающие на их вторичное расплавление [1].

Основные результаты

Курило-Камчатская островная дуга находится в зоне субдукции, в которой происходит погружение Тихоокеанской плиты под Азиатский континент и преобладающим типом напряжений здесь является сжатие. Проведенное нами изучение геологического строения хребта Витязя позволило определить состав и возраст пород фундамента и осадочного чехла этой структуры [6, 7]. Наиболее древние вулканогенно-осадочные отложения, установленные на хребте Витязя, отвечают позднемиоценовому - раннепалеоценовому времени, а среди интрузивных пород – позднемиоценовые гранитоиды. Однако изотопные данные могут свидетельствовать об участии древнего докембрийского корового материала в источнике эоценовых вулканитов. Возможно, область хребта Витязя представляла собой окраину континента, где вплоть до плиоцен-плейстоцена накапливались продукты эрозии древних пород [7].

На основании изучения гранитоидов трех возрастных комплексов фундамента Курильской островодужной системы установлены черты их сходства и ряд различий. Сходство, прежде всего, определяется единым дефференциальным рядом пород от диоритов до лейкогранитов и сиенитов, формирующих гранитоидные массивы в сходной геодинамической обстановке. На дискриминационных геохимических диаграммах Y-Nb и Rb-(Y+Nb) [8] изученные гранитоиды попадают в поле вулканических дуг и синколлизийных пород.

По рубидий-стронциевому отношению основная часть интрузивных образований попадает в поле производных островодужной и континентальной толеитовой магмы, группируясь в районе линий вулканитов Курило-Камчатской островной дуги. Всем им присуще наличие отрицательной Ta-Nb аномалии, низкое менее 0.5 Sr/V отношение характерное для гранитов Охотского моря [5]. Кроме того, по ряду признаков описыва-

емые гранитоиды, особенно Броутоновской группы близки поздне меловым магматическим породам Охотского моря, что может свидетельствовать о структурном единстве мезозойского фундамента Охотского моря и Курильской островной дуги.

Наряду с этим породы различных структурных зон и возрастных комплексов обнаруживают геохимические особенности. Высококалиевые гранитоиды хребта Витязя отличаются более высоким содержанием Rb, Ba, Pb, особенно отчетливо проявленного в эоценовых породах от гранитоидов Броутоновской группы. Это связано с геохимическим родством этих элементов с калием и их изоморфным вхождением в калийсодержащие минералы. Последние, характеризуются более высокими содержаниями Sr, Co, Ni по сравнению с породами Витязя. При сходном характере фракционирования редкоземельных элементов во всех группах пород содержание LREE для броутовских гранитоидов ниже, чем для пород хребта Витязя, в которых отмечается также отрицательная европиевая аномалия, не выраженная в породах Броутоновской группы. Отрицательное значение европиевой аномалии, вероятно, связано с влиянием окислительного режима условий формирования этих малоглубинных интрузий. На диаграмме Si/Al – Fe+Mg/Al, отражающей зависимость глиноземистости биотита от щелочности расплава [9], биотиты обоих комплексов хребта Витязя попадают в V группу щелочности, что свидетельствует о высокой активности щелочей в процессе кристаллизации магмы.

Разновозрастные гранитоиды фундамента Курильской островной системы различаются параметрами общей щелочности, калиевости, концентрациями Rb, Sr, Ba, Cs, которые возрастают от более древних гранитов Броутоновской группы к молодым эоценовым породам хребта Витязя, т.е. намечается гомодромная направленность магматизма от позднего мезозоя к палеогену.

Гранитоиды из различных структур фундамента Курильской островной системы представляют собой гипабиссальные образования производные андезитовой магмы, обладающие многими общими петрогеохимическими чертами, что обусловлено, их формированием на континентальной коре в коллизионных геодинамических условиях, связанных с напряжением сжатия при перемещении и погружении Тихоокеанской плиты под Азиатский континент.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ-ДВО, проект № 09-05-98602, ДВО РАН, проект № 12-III-A-07-122 и ФЦП “Мировой океан”.

Литература

1. Федорченко В.И., Родионова Р.И. Ксенолиты в лавах Курильских вулканов. Новосибирск: Наука, 1975. 138 с.
2. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы М.: Наука, 1976. 240 с.
3. Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга–желоб М.: Наука, 1979. 105 с.
4. Авдейко Г.П., Волюнец О.Н., Антонов Ю.А. и др. Каталог подводных вулканов Курильской островной дуги М.: Наука, 1992. 528 с.
5. Леликов Е.П., Маляренко А.Н. Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1994. 266 с.
6. Леликов Е.П., Цой И.Б., Емельянова Т.А. и др. Геологическое строение подводного хребта Витязя в районе “сейсмической брешы” (Тихоокеанский склон Курильской островной дуги)//Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 2. С. 3–15.
7. Емельянова Т.А., Костицын Ю.А., Леликов Е.П. Геохимия вулканитов подводного хребта Витязя на тихоокеанском склоне Курильской островной дуги // Геохимия. 2012. № 3. С. 316–332.
8. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element distribution diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. Part 4. P. 956–983.
9. Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 3. С. 20–37.

В.В. Лепешко, Ю.И. Мельниченко

**ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ АЛЬТИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ
ГЕОДИНАМИКИ АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОГО СОЧЛЕНЕНИЯ**

*ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

Альтиметрические данные могут служить основой для изучения последовательности и условий формирования структур земной поверхности методом сравнительного анализа их парагенезов. Структура и генезис рельефа связаны с процессами выравнивания и деформаций земной поверхности. Это отражается в особенностях, закономерностях и тенденциях строения частей поверхности. Такие особенности строения, закономерно связанные с определёнными процессами формирования земной коры, называют парагенезами структур или структурными парагенезами [3, 5]. Особенности строения – результат отличия локальных геодинамических условий, формирующих участки поверхности. Закономерности строения обусловлены достаточной интенсивностью и длительностью направлений региональных и глобальных геодинамических процессов. Тенденции строения указывают на определённые тенденции развития участков земной поверхности. По ним можно судить о динамике формирования всей поверхности Земли. Конечная цель исследований разнообразия структур поверхности – получение кинематических и геодинамических характеристик эволюции земной поверхности региона.

Исследования включают в себя четыре этапа работ: 1 – обработка альтиметрических данных, 2 – выявление структурных парагенезов по результатам обработки, 3 – районирование по разнородным критериям и показателям, 4 – проведение сравнительного анализа, обобщения, построение моделей. Цифровой массив необходимых альтиметрических данных можно найти в Интернете. Применимы для исследований несколько программ. Они различаются детальностью, интерактивными возможностями и ценой. Авторами применялись данные программы ETOPO 1' (сайт: http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi). Доступ к ним бесплатен. Точность соответствует усреднению на одноминутную трапецию.

Данные ETOPO 1' представлены в текстовом формате. Они применимы для работы с программами, обслуживающими этот формат. Сегодня популярнейшая из них “SURFER”. Эта программа может строить изображения рельефа в изолиниях, контурах и различных трёхмерных объёмных проекциях с выбранным направлением “подсветки”. Для расширения оперативных возможностей, массив данных ETOPO 1' переведён из текстового формата в цифровой в программе “EXCEL”. Эта программа позволяет быстро – в сотни раз быстрее ручного способа – строить профили рельефа и различные графики при решении статистических задач. Картографический образ [1] изучаемых объектов может быть отображён очень разнообразно [6], что умножает возможности разностороннего изучения объектов земной поверхности.

Таким образом, составляется комплект карт рельефа и аномалий гравитационного поля региона в виде подсвеченных поверхностей и в изолиниях. Карты изогипс служат основой для морфометрического анализа и синтеза данных. Скульптурные карты рельефа и аномалий гравитационного поля с “подсветкой” изображают “вид с высоты” на поверхность. Они делают очевидными многие распределения и пространственно-

Тенденции выявляются и изучаются статистическими методами [2, 6]. Эффективны для детализации и обобщений карты распределений средних высот (H_{cp}) и стандартных отклонений (h^2) с осреднением на элементарную трапецию с площадью 2.5×2.5 или 1×1 градус. Они строятся в программе "EXCEL" Распределения H_{cp} показывают, в каких гипсометрических интервалах проявлялись или сохранялись тенденции, например, спрединга, выравнивания и усложнения земной поверхности. Выбор окна осреднения и статистический анализ зависят от поставленной задачи. Распределения стандартных отклонений характеризуют степень расчленённости участков земной поверхности и их пространственно-временные взаимоотношения. Карты распределений статистик H_{cp} и h^2 делают наглядными количественные характеристики тенденций строения и взаимоотношений больших и малых участков поверхности.

Затем проводится сравнительный анализ парагенезов структур рельефа, геофизических полей, геологического строения. Тенденции строения и развития объектов земной поверхности выявляются и подтверждаются с помощью статистических методов [2]. Для изучения объектов регионального масштаба и более крупных рационально строить схемы, характеризующие распределения параметров рельефа для трапеций с площадью 1×1 и 2.5×2.5 градуса. Изменяя шаг горизонталей, можно получить как более подробную, так и более общую картину распределений больших и малых форм поверхности. Таким образом, выясняются морфометрические и, аналогично, гравиметрические закономерности структуры поверхности земной коры, характеризующие те или иные черты её эволюции. На картах различной спецификации структурные парагенезы отражены определенными структурными рисунками.

Для выявления участков земной поверхности, различающихся историей развития деформаций, строятся карты концентраций признаков деформаций в рельефе, геологическом строении и геофизических полях. На основе сравнительного анализа этих карт строятся схемы эволюции земной поверхности.

На рис. приведён фрагмент карты концентраций форм и элементов рельефа Западно-Тихоокеанской переходной зоны. В масштабе рисунка плохо различимы ориентировки мелких форм и их элементов, зато хорошо различаются участки по концентрации элементов структурных рисунков. Ориентировки и концентрации элементов структурного рисунка являются признаками направлений и интенсивности деформаций земной поверхности. Там где преобладали процессы эрозионного и аккумулятивного выравнивания концентрация форм низкая. Это материковые равнины, шельф и относительно слабо деформированные участки океанского дна.

В местах, где тектонические деформации развивались интенсивно, с тенденцией поперечного сжатия–продольного растяжения, концентрация форм максимальна. Это островодужные системы с прилегающими желобами. Здесь, при формировании современного рельефа преобладало нормальное сжатие в северо-западном и встречном ему направлениях.

К средней концентрации можно отнести рельеф окраинных морей, их складчатое обрамление, горные системы Монголо-Охотской складчатости. Строение этих участков поверхности имеет признаки смены направлений сжатия–растяжения и интенсивности деформаций. Градация подразделений концентрации может быть более подробной. Здесь приведён простейший, но наглядный в данном масштабе вариант.

Выявление признаков тектонического контроля в строении земной поверхности проводится путём анализа и синтеза структурных рисунков карт рельефа (в

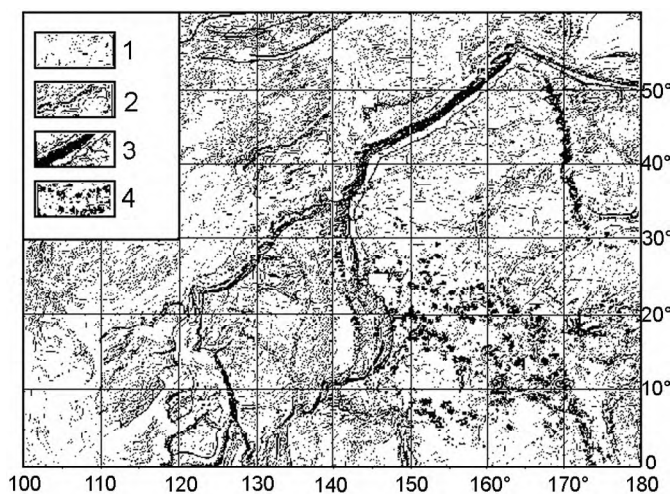


Рис. Карта концентраций форм и элементов рельефа земной поверхности Западно-Тихоокеанской переходной зоны.

1–3 – участки с разной концентрацией форм рельефа: 1 – с низкой, 2 – средней, 3 – высокой; 4 – подводные на слабо расчленённой поверхности океанского дна.

изолиниях и “рельефных” образах, с разными ракурсами, подсветки). Изучение эволюции поверхности строится на выявлении и анализе структурных рисунков, отражающих парагенезы тектонических процессов, формировавших рельеф. Выделяются структурные парагенезы по признакам сходства и различия воздействия экзогенных и эндогенных процессов: расчленённости, гипсометрического уровня рельефа, форм и ориентировок его элементов. Синтез ассоциаций парагенезов структур объединяет парагенезы по сходству в пределах больших участков поверхности.

Более сложные объекты представляют комплексные парагенезы структур и ассоциации таких парагенезов, характеризующие развитие больших участков поверхности. Комплексные парагенезы включают разнородные логически связанные показатели. Например, фрактальные и взаимосвязанные структурные рисунки рельефа, гравиметрических и магнитных полей. В ассоциации такие парагенезы структур объединяются по общему для них признаку или группе признаков формирования поверхности. Например, поверхность выравнивания или складчатость, или гетерогенное поднятие и т.п.

Авторами парагенетический анализ структур земной поверхности по альтиметрическим данным применялся при изучении объектов разных масштабов: для акватории залива Петра Великого, морей и суши Азиатско-Тихоокеанского сочленения [2–4].

Литература

1. Берлянт А.М. Образ пространства: Карта и информация. М.: Мысль, 1986. 240 с.
2. Казанский Б.А. Особенность рельефа Западно-Тихоокеанской зоны перехода // Пятый Всерос. симпоз. “Физика геосфер”: Материалы докладов. Владивосток: Дальнаука, 2007. С. 174–177.
3. Лепешко В.В., Белоус О.В. О полях деформаций в зоне Азиатско-Тихоокеанского сочленения // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы XLI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2008. С. 490–495.
4. Лепешко В.В. Мельниченко Ю.И. Тектоника и шельфы Японо-Охотоморского региона // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: Материалы XXXIV тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 389–392.
5. Расцветаев Л.М. Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С.145–197. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 340).
6. Суханов В.В. Научная графика на компьютере. Владивосток: Дальнаука, 2005. 335 с. ISBN 5-8044-0599-3.

**Ю.И. Мельниченко¹, Г.З. Гильманова², О.В. Рыбас²,
В.Т. Съедин¹**

**ИССЛЕДОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИИ ДНА ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ С
ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЦИФРОВЫХ МОДЕЛЕЙ РЕЛЬЕФА**

¹ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток

²ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Изучения природы тектонических движений океанской литосферы сильно ограничено возможностями применяемых в океанологии методов. Прежде всего, это методы геофизических измерений, выявляющие аномалии гравитационного и магнитного полей, редко используемые методы термометрии. Геологические методы, такие как бурение дна океанов (несколько сотен скважин на Мировой океан) и отбор каменного материала (драгирование дна) имеют отношение к вещественному составу коры. Отсутствуют непосредственные наблюдения тектонической структуры (геологическое описание разрезов коры в обнажениях). Это в условиях континентальной суши составляет основу геодинамических построений, создающих представление об эндогенных процессах. Поэтому тектоника плит, основанная преимущественно на геофизических данных, не способна сегодня объяснить многие явления, проявляющиеся в области взаимодействия континентальных и океанических структур.

В этом отношении широкие возможности открывают методы структурного анализа тектонического рельефа океанского дна. В морфологических и морфометрических свойствах поверхностных форм, которые представляют реализованные, как бы “застывшие”, деформации коровых блоков, зашифрованы характерные особенности тектонических процессов [1]. В интерпретации с геолого-геофизическими данными они раскрывают природу новейших движений коры [2, 3]. Главный интерес при изучении тектонических движений представляют крупные линейные и кривые скоростей движения земной поверхности, проявляющиеся в линеаентах. Локальные изломы свидетельствуют об изменении вектора скоростей. Появление цифровых моделей рельефа и вычислительных программ позволяет сопоставить структурные и пространственно-временные связи современных, новейших и древних латеральных и вертикальных движений [4, 5]. Наше исследование проведено с целью выяснения возможностей батиметрического (гипсометрического) анализа цифровой модели рельефа морского дна для дешифровки тектонической природы океана, поскольку вся его геодинамическая эволюция фиксируется в рельефе дна.

В этой работе приводятся результаты исследования деформации коры Филиппинского моря (ФМ), проведенного на основе статистического анализа цифровой модели рельефа дна. В этом отношении впадина ФМ представляет идеальный объект. Особенность его геотектонического положения состоит в том, что в системе окраинных морей Западно-Тихоокеанской переходной зоны “континент-океан” литосфера морской впадины находится в области сочленения континентальных и океанических плит и испытывает с их сторон разные геодинамические напряжения, направленные в сторону впадины. Результатом служит хотя бы деление впадины хребтом Кюсю-Палау на две практически равные западную и восточную части (рис. 1). В их пределах выделяются другие неоднородности земной коры. Поэтому

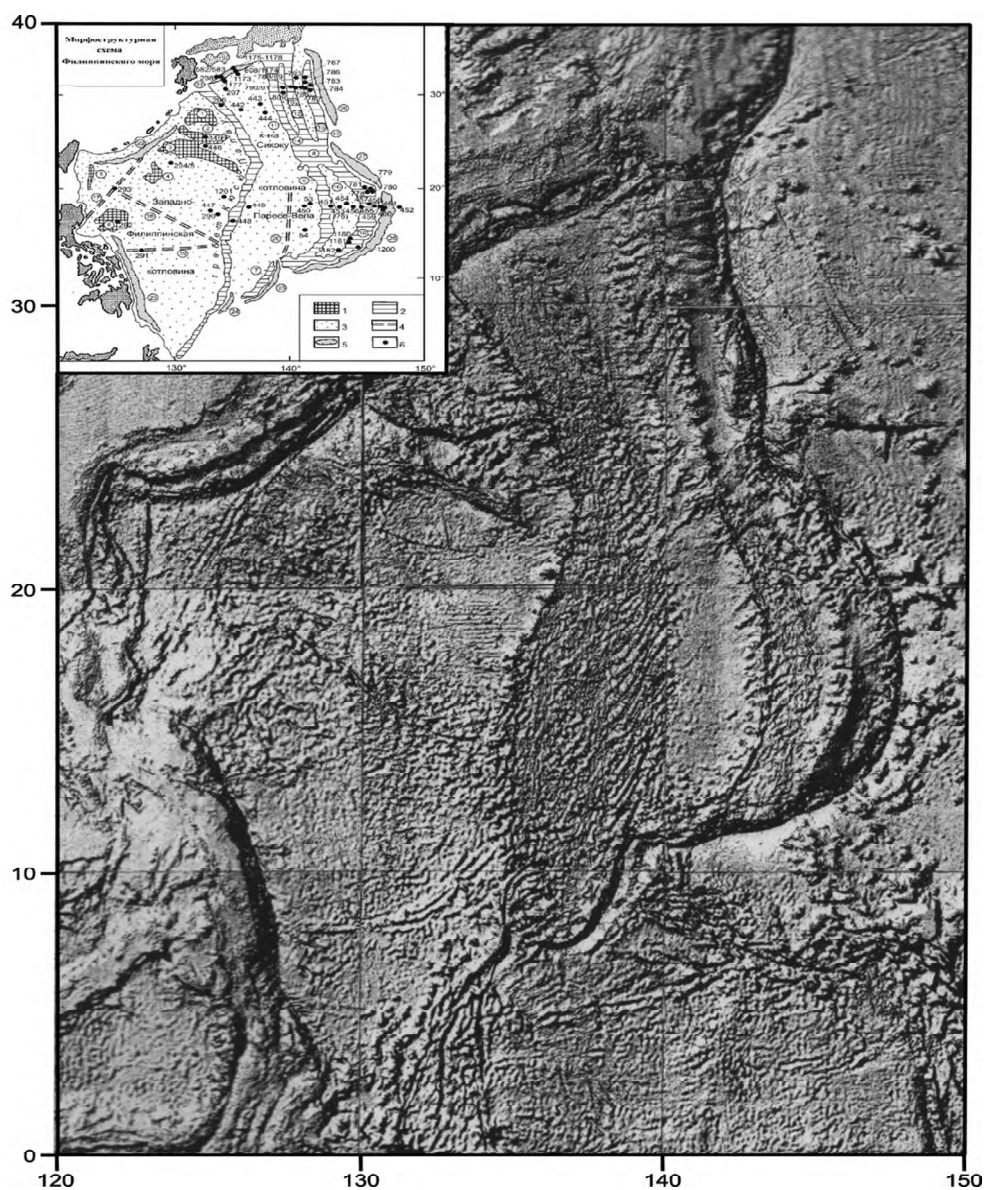


Рис. 1. Поле деформации дна Филиппинского моря и его обрамления по базе данных ETOPO' (http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi) в формате "SURFER". Во вставке морфоструктура ФМ.

1 – изометричные поднятия, 2 – линейные хребты, 3 – равнины котловин, 4 – разломы, 5 – глубоководные желоба, 6 – скважины глубоководного бурения.

вопрос о происхождении и геодинамике ФМ однозначно не решается. Однако все исследователи признают определяющую роль тектонических и магматических процессов в поэтапной эволюции впадины [6].

При изучении структуры впадины использованы данные космической альтиметрии (база ETOPO') и радарной съемки (база SRTM-03), данные батиметрии и

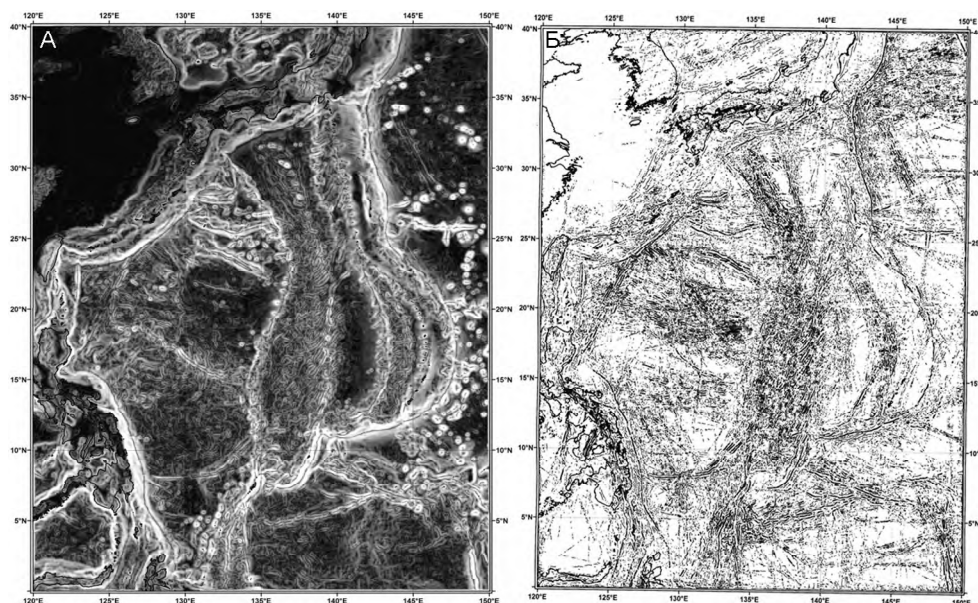


Рис. 2. Модуль градиента рельефа дна Филиппинского моря (по SRTM-03), масштабный параметр $t=49$ (А) и линеаменты (Б) по модулю градиента рельефа (окно расчета 64).

геолого-геофизические материалы. Составленная цифровая модель рельефа впадины обработана на компьютере в реализации алгоритма программы О.В. Рыбаса. Результат обработки – цифровая модель модуля градиента рельефа (модель МГР) изучалась на выделение разнообразных структурных и статистических параметров. Это линеаменты, распределение плотности штрихов – элементарных линеаментов, линии вытянутости роз-диаграмм, ориентировка дизъюнктивной сети и другие, представляющие текстурные характеристики изображений рельефа на моделях и отражающие деформации крупных блоков земной коры (пример на рис. 2). Все эти статистические характеристики рельефа получены с помощью программы WinLESSA. Они обладают разной степенью информативности в отношении палеогеодинамического режима отдельных областей, но вместе составляют целостную картину движения коры ФМ.

Морфометрические характеристики (распределение средней высоты H и стандартного отклонения, показывающего расчлененность поверхности) подтверждают преобладающую роль дизъюнктивных дислокаций коры [2, 3]. Они проявляются в теневой скульптуре и сети линеаментов (рис. 1, 2), характеризующих высокую дискретность поверхности коры. Характерно отсутствие признаков пликативных дислокаций, что отличает сдвиговую деформацию океанической базальтовой коры. Линии вытянутости линеаментов показывают вектора геодинамических напряжений.

Структурная интерпретация результатов цифрового преобразования рельефа проводилась по методике, применяемой при изучении континента [5]. Она заключается, прежде всего, в пространственной привязке выделенных линеаментов и парагенезов к геологическим структурам. В поле деформации ФМ в структуре преобразованного рельефа мы наблюдаем элементы вязкого тектонического течения

объемных масс коры согласно простиранию региональных линеаментов. Преобладает латеральная сдвиговая составляющая течений. В западной части ФМ она имеет запад – северо-западные направления, в восточной части – северо-восточные до субмеридиональных и северо-северо-западные, также до субмеридиональных. Неоднородности коры контролируют морфологию и структуру различных типов деформаций. В зоне Центрального разлома они отвечают природе структурного шва (линейный вал с рифтом в осевой части). Мощные линейные деформации (нормальные по отношению к Центральному разлому) наблюдаются в центральной части хребта Кюсю-Палау. Выделяется трансрегиональный линеамент 130° в.д. В западной части ФМ ближе к границам геоблоков наблюдаются элементы плюмовой тектоники, просвечивают очаговые структуры глубин литосферы, обусловленные подъемом масс базальтового слоя тектоносферы. Здесь в зонах конвергенции горизонтальные течения коры преобразуются в вертикальное движение масс, следствием которого становится формирование островодужных шовных структур.

Таким образом, исследование морфометрических характеристики рельефа дна, содержащихся в цифровых моделях, показывает, что ФМ по характеру деформаций и структурному плану представляет собой обособленный своеобразный участок крайней западной части Тихого океана. Его западная часть наследует линейные (разломные) структуры океана, которые обновлялись в новейший кайнозойский период развития ФМ. Его восточная часть развивалась в условиях резко изменившейся геодинамической обстановки и является новейшей наложенной структурой. Создается представление, что не движение плиты ФМ, а потоки объемных масс литосферы, формирующиеся под влиянием сходящихся плит, инициирует геодинамические напряжения в пределах региона и его границ.

Материалы исследования в целом показывают высокую эффективность геодинамической интерпретации цифровых моделей рельефа океанского дна. Геологическая интерпретация результатов батиметрического анализа является задачей дальнейших исследований.

Литература

1. Рогожин Е.А. Блоковое строение земной коры Северной Евразии // Физика Земли. 2004. № 10. С. 81–94.
2. Мельниченко Ю.И., Лепешко В.В., Изосов Л.А. Зона перехода континент-океан в Азиатско-Тихоокеанском поле деформаций // Физика геосфер: Пятый Всерос. симпоз. (матер. докл.). Владивосток: Дальнаука, 2007. С. 405–417.
3. Лепешко В.В., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И. Опыт применения данных спутниковой альтиметрии для анализа парагенезов структур рельефа: Материалы XIV Совещания географов Сибири и Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 587–588.
4. Рыбас О.В., Гильманова Г.З. Применение теории масштабируемого пространства для выделения и анализа структур рельефа по радиолокационным данным // Исслед. Земли из космоса. 2011. № 6. С. 45–52.
5. Гильманова Г.З., Шевченко Б.Ф., Рыбас О.В., Диденко Е.Ю., Головей С.В. Линейные геологические структуры юга Алдано-Станового щита и восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: геодинамический аспект // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 1. С. 61–70.
6. Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И. Тектономагматические этапы Филиппинского моря и эволюция его впадины. Физика геосфер: Седьмой Всерос. симпоз. (матер. докл.). Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 405–417.

М.Л. Мишин¹, В.В. Акинин², Е.А. Рябова¹

**ПРОБЛЕМА ПРОСТРАНСТВА СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ И ГИПАБИССАЛЬНЫХ
ГРАНИТОИДОВ**

¹ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

²ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт
ДВО РАН, г. Магадан

Морфологические и структурные особенности близповерхностных интрузий определяются исключительно вязкостью и подвижностью магмы. Последняя в свою очередь зависит от дегазированнойности и глубины ее формирования. В вулканических поясах в близповерхностном уровне можно выделить субвулканическую и гипабиссальную зоны. Среди субвулканических интрузий выделяются субинтрузии идиоморфного и ксеноморфного типов [2].

Субинтрузии ксеноморфного типа распространены во внутренних зонах вулканических поясов и приурочены к апикальным частям вулкано-купольных структур кислого состава. Это тела преимущественно блоковой формы, как правило, с вертикальными стенками и горизонтальной подошвой и кровлей. Площадь таких блоков не превышает 500 м². Петрографическим признаком интрузий ксеноморфного типа является отсутствие ксенолитов и равновесный состав вкрапленников и основной массы – котектоидный тип [3]. В апикальных частях куполов сосредоточены наиболее крупные тела с элементами кровли, например, купола Красивый, Средне-Нютский и Короткинский. Структурные данные позволяют сделать вывод об образовании субинтрузий ксеноморфного типа в условиях растяжения при куполообразовании путем заполнения магмой пространства переместившихся блоков вмещающих пород. Отсутствие ксенобрекчий, ксенолитов и тонких инъекций расплава во вмещающие породы, а также прямолинейный характер контактных поверхностей, указывают на высокую вязкость магмы. В практике геологических исследований субинтрузии ксеноморфного типа часто ошибочно трактуются как экстрезивные образования.

Субвулканические интрузии идиоморфного типа – это лакколито-образные тела мощностью до 3–5 км, площадью до 1800 км². Они распространены главным образом во внешних зонах окраино-континентальных поясов и пространственно тесно связаны с полями игнибритов эвтектоидного типа [1]. Главная особенность пород эвтектоидного типа – неравновесный химический состав вкрапленников с основной массой. Последняя независимо от валового состава пород имеет кварц-полевошпатовый состав, отвечающий гранитной эвтектике. Вкрапленники в этих породах представлены двумя парагенезисами: ранний парагенезис близок по составу к габбро (основной плагиоклаз, пироксены и редко амфибол), поздний парагенезис близок по составу с основной массой. Соотношение габбрового и гранитного парагенезиса вкрапленников определяется валовым химическим составом пород. Например, в дацитах Тарынского массива вкрапленники представлены одним габбровым парагенезисом, а в риолитах Яурина массива – одним гранитным.

Изученные субвулканические массивы независимо от размеров и химического состава имеют большое сходство. Имеющиеся между ними различия связаны главным образом с уровнем эрозионного среза (рис. 1).

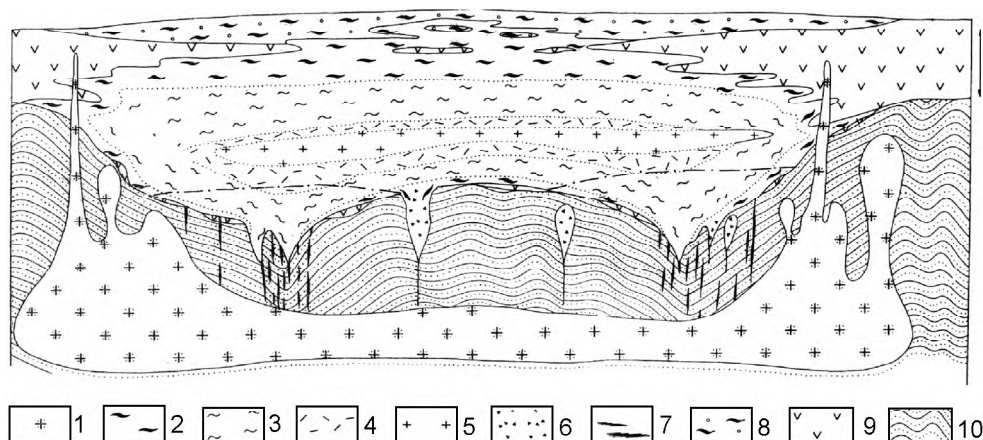


Рис. 1. Обобщенная модель субинтрузива идиоморфного типа.

1 – гранит-порфиры второго этапа; 2–7 – субинтрузивные породы, 2 – с игнибритовыми структурами; 3 – с флюидальными массивными структурами, 4 – крупновкрапленниковая разность, 5 – гранит-порфиры (гранодиорит-порфиры), 6 – взрывные брекчии и туффзиты, 7 – дайки риолитов; 8 – прикровлевые игнибриты и пирокластические отложения ранней стадии; 9 – породы вулканогенного чехла; 10 – породы фундамента. Сплошной линией показаны резкие границы, точками-фациальные, штрихпунктирной линией показано положение переходной фельзит-порфировой фации в Каменушинском субинтрузиве.

Субинтрузии имеют чащеобразную форму с относительно крутыми бортами (до 90° , в среднем 30°) и пологой подошвой, осложненной центральным куполом. Кровля, судя по положению фации водораздельных игнибритов, имела выдержанное горизонтальное залегание. За счет центрального купола ось максимальных погружений подошвы смещена ближе к его периферии и имеет кольцевую форму. Вблизи контакта вмещающие породы нередко раздроблены и сопровождаются инъекциями субвулканических пород, мощность которых колеблется от десятков метров до первых сантиметров.

Эндоконтактовая зона субинтрузивов образована стекловатыми породами с игнибритовыми структурами. К центру игнибриты сменяются породами с флюидальными и массивными структурами основной массы. В центральных частях массивов обычно присутствуют безкорневые тела гранит-порфиров, реже – гранитов.

Симметричная зональность массивов относительно контактов и центральной гранит-порфировой фации свидетельствует об образовании фациальной гаммы пород как единой остывающей единицы.

В Тарынском массиве установлены скиолиты вмещающих пород размером до десяти метров, сопровождающиеся шлейфом ксенолитов. В центральной части схожий шлейф ксенолитов пересекает практически весь массив на исследованную глубину. Эти данные, а также насыщенность пород ксенолитами, позволяют предполагать образование таких субинтрузий не только за счет просадки вмещающих пород, но и путем их дезинтеграции и замещения на месте (*in situ*).

Интрузии гипабиссального уровня также, как и субвулканические породы, приурочены к вулканическим поясам. Однако тесной связи с конкретными типами вулканических пород не отмечается. Более того, гипабиссальные интрузивы, как

правило, моложе близких им по составу вулканитов. Гипабиссальные интрузивы по петрографическому составу и структурным данным также достаточно близки друг другу. В качестве типичных примеров рассмотрены структура и состав Сизинджинского и Бирушинского массивов.

Сизинджинский массив расположен на стыке Куйдусунской и Ульинской зон Охотско-Чукотского пояса. U-Pb (TIMS) возраст циркона из гранитоидов и диоритов массива – 90–91 млн лет. Бирушинский массив расположен на западном Сихоте-Алине на стыке Сихоте-Алинского и Сунгари-Селитканского вулканических поясов. U-Pb (SHRIMP-RG) возраст циркона из монцонита Бирушинского массива – 88 ± 1 млн лет (средневзвешенное значение, СКВО = 0.9, $p = 0.3$).

В отличие от абиссальных гранитоидов гипабиссальные интрузии имеют резкие контакты. А от субвулканических их отличает отсутствие стекловатых фаций и многофазность. Для решения проблемы пространства гипабиссальных интрузий решающее значение имеют состав и структура ксенолитов.

В гипабиссальных интрузиях выделяются два типа ксенолитов: ороговикованные вмещающие породы и эндогенные ксенолиты, представленные мелкозернистыми магматическими породами по составу от габбро до кварцевого диорита. По составу эндогенные ксенолиты всегда основнее вмещающих их гранитоидов.

В Сизинджинском массиве северо-западный фланг сложен терригенными породами Верхоянского комплекса, а юго-восточный – меловыми вулканогенными породами. Ксенолиты вмещающих пород четко разделены пространственно: линия, разделяющая вулканические и терригенные ксенолиты, проходит вдоль осевой части массива.

Элементы залегания слоистости в терригенных ксенолитах и в терригенном обрамлении массива имеют одинаковое залегание (рис. 2 а, б).

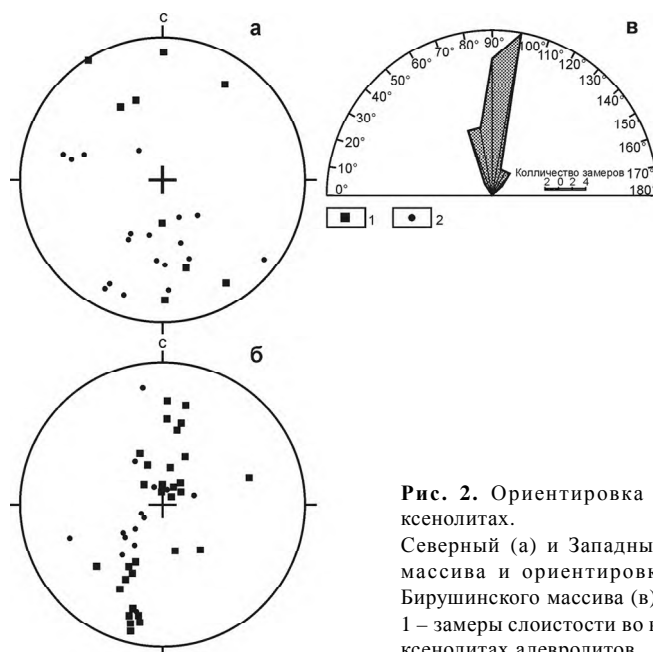


Рис. 2. Ориентировка слоистости и линейности в ксенолитах.

Северный (а) и Западный (б) фланги Сизинджинского массива и ориентировка линейности в ксенолитах Бирушинского массива (в).

1 – замеры слоистости во вмещающих алевролитах, 2 – в ксенолитах алевролитов.

Эндогенные ксенолиты имеют преимущественно круглую форму, но эта округлость связана не с транспортировкой, а обусловлена, скорее всего, поверхностным натяжением, возникающим на границе сред с разной вязкостью, поскольку между круглыми ксенолитами отмечаются перемычки в виде шлиров реститовых минералов, а также встречаются ксенолиты в форме гантелей.

Иногда в гранитоидах отмечаются крупные септы (блоки), сопровождающиеся шлейфом мелких ксенолитов. В таких ксенолитовых “супах” зерна плагиоклазов и амфиболов обычно имеют хорошо выраженную однонаправленную ориентировку.

В отличие от Сизинджинского массива Бирушинский имеет зональное строение с центральным интрузивом, образованным монцонитами. Вмещающими породами монцонитов являются ороговикованные субвулканические монцонит-порфиры и микродиориты. Субвулканические породы по-видимому полностью выполняли Бирушинскую структуру.

В Бирушинском массиве ксенолиты образуют комплиментарную серию: пироксеновые рогавики, афировые мелкозернистые микродиориты, мелко-среднезернистые монцо-диориты, среднезернистые диориты. Мелкозернистые диориты отличается трахитовая структура, обусловленная ориентированным расположением лейст плагиоклаза и темноцветных минералов. Экспериментально [1, 5] такие структуры были получены при воздействии кремне-щелочных флюидов на амфиболиты. Специфика Бирушинского массива заключается в том, что весь спектр продуктов преобразования ксенолитов можно наблюдать на ограниченной площади и нередко в одном ксенолите. В зональных ксенолитах происходит последовательная смена рогавиков микро-диоритами с трахитовыми структурами, затем - монцодиоритами, и, наконец, среднезернистыми монцонитами, с полным подобием последних по составу и структуре монцонитам самого массива. В этом же направлении растет зернистость пород. Прямых петрографических признаков плавления монцонит-порфиров не установлено. Возможно, это связано с близостью химического состава монцонитов с монцонит-порфирами. Некоторым подтверждением данного вывода служит состав биотита в ксенолитах, а также распределение церия в породах массива.

Массовые замеры линейности в вертикальных полках карьера показали выдержанную северную ориентировку в интервале 90–100° (Рис. 2 в).

Приведенные в работе данные указывают на то, что т.н. ксенолиты микродиоритов в Сизинджинском и Бирушинском массивах являются неперемещенными реститами гранитизированного субстрата, что говорит об образовании гранитоидов на месте.

Литература

1. Жариков В.А., Ходоревская Л.И. Гранитообразование по амфиболитам // Петрология. 2006. Т. 14, № 4. С. 339–358.
2. Мишин Л.Ф. Морфология и фациальный состав субвулканических интрузий оловоносных вулканических зон Востока ССР // Тихоокеан. геология. 1989. № 2. С. 39–51.
3. Мишин Л.Ф. Субвулканические интрузии кислого состава. М.: Наука, 1994. 208 с.
4. Мишин Л. Ф. Эвтектоидный и котектоидный петрографические типы вулканических и субвулканических пород кислого состава окраинно-континентальных вулканических поясов (на примере Востока Азии) // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, №. 2. С.69–85.
5. Ходоревская Л.И. Гранитизация амфиболитов. 2. Основные закономерности физических и химических явлений при процессах фильтрации флюида через породу // Петрология. 2003. Т. 11, №. 3. С. 321–331.

П.Л. Неволин, В.П. Уткин, А.Н. Митрохин

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ГРАНИТИЗАЦИЯ ПРИ СТАНОВЛЕНИИ
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ**

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Считается, что граниты формируются в земной коре, главным образом, как продукт внедрения магмы во вмещающие породы. Другие суждения обосновывают магматическое или метасоматическое преобразование в гранитоиды самих вмещающих пород – процесса гранитизации. Существует много точек зрения на природу гранитизации [1, 7]. Чаще в основу ставятся процессы палингенеза, анатексиса, метасоматоза, регионально-метаморфические, ультраметаморфические. Сюда же следует отнести и выводы [2], обосновывающие модель формирования гранитных интрузивов *in situ* путем плавления за счет энергии складчатости на примере Памира. Там при самых хороших условиях наблюдения не картируются подводные каналы, а также следы внедрения плутонов, но наблюдаются постепенные (в десятки километров) переходы плутонов во вмещающие породы.

При исследовании структур рудных районов и месторождений Приморья нами неоднократно примечалось сходство ориентировок элементов строения интрузивов и вмещающих каркасов. Наши наблюдения того времени интрузивов по существу, подтверждали выводы некоторых приморских геологов [3, 4 и др.] о распространенности гранитизации в Приморье. Так, В.П. Уткин установил, что мобильность эндогенных флюидов управляется развитием структур растяжения, содвигового и соскладчатого типов [5]. Однако на фоне тонкой изученности вещества, знания о структурах и структурировании интрузивов в Приморье все еще остаются недостаточными.

Теперь мы проводим целенаправленные структурные исследования связи гранитизации и тектонических структур. Главное внимание уделяется изучению мезоуровневых структурных рисунков в разрезах, планах, картах методами анализа диаграмм, графических построений и прямых наблюдений. Мы выделяем микро- (приборный), макро- (визуальный), мезо- (планы, региональные карты) и мегауровень (глобальный).

Установлено, что тектонические структуры Приморья - производные трех периодов воздействия латерального сжатия, ориентированного по-разному. В каждом периоде устанавливается 2–3 эпизода активизации сжатия. Меридиональное сжатие протерозойско-раннепалеозойского периода (PR) отражено в широтных структурах габбро-гранито-гнейсовых и метапелитовых блоках Ханкайского массива. Субширотное сжатие средне-позднепалеозойского периода (PZ) обусловило доминантную близмеридиональную ориентировку структур палеозойских образований. Структурный план мезозойско-кайнозойского геодинамического периода (MZ) сформирован при воздействии (ССЗ) сжатия. Для каждого периода есть интрузивы, изученные в поле наиболее детально. Причем все изученные в поле массивы “запечатаны” в антиформных сводах, и, следовательно, занимают позицию согласную с формами магмоконтролирующих складок.

Особенность в том, что формирование внутренних рисунков интрузивов во многом происходит по законам организации складчатых форм продольного сжатия. Складчатые формы – не единственная форма организации элементов массива.

вов, но, вероятно, наиболее информативная, позволяющая перейти к характеристике внешней и внутренней динамики массива.

Все подробно изученные массивы характеризуются наличием первичных и вторичных складчатых форм.

Первичные складки – теньевые, сохранившие свои морфологию и ориентировку после гранитизации вмещающего каркаса, как элементов этой структурной конструкции. В Рязановском массиве в таких складках фрагментами сохранились уникальные образования – “гранит-алевролитовый флишоид”. В нем есть все атрибуты элементарного флишевого ритма, вплоть до градационной слоистости. Гранитизирована и превращена в биотитовый лейкогранит только песчаниковая часть ритма. Такие яркие явления нечасты. Обычно первичные складки в гранитах приходится расшифровывать. Как правило они лучше видны на выветрелых поверхностях коренных обнажений. Теньевые складки почти везде ориентированы также как складки вне массива. Видимо, магма не имела структурообразующей силы. Значит, это есть эффект замещения, в первую очередь, вероятно, наиболее благоприятных по вещественному составу и физическому состоянию пород (пористых, трещиноватых). Эти физсвойства пород как раз и свойственны разуплотненным сводам антиформ.

Вторичные складки (псевдоскладки) незначительно отличаются ориентировкой от первичных и присутствуют в той или иной мере почти в каждом из исследованных интрузивов. Складки эти обычно ярко обозначены продуктами второй, третьей и т.д. фаз. Но наведены они системой сопряженных сколов по той же, что и первичные, схематике – продольным сжатием. Попробуем объяснить свою точку зрения на схеме (рис. 1Б, В). Пусть анизотропия среды обусловлена первичной неоднородностью гранитизируемой среды – S_0 . Скорее всего, это сохранившаяся теньевая неоднородность вмещающих (слоистость и сланцеватость). Допустим также, что благодаря новым импульсам u_1 , образуются две главные системы сопряженных сколов – S_1 и S_2 , по типу чистого сдвига; S_1 и S_2 кинематически являются надвигами. Как правило, одна из двух сопряженных систем сколов развита интенсивнее. Угнетенные сколы превосходятся длиной, частотой проявления и, видимо, амплитудой надвигания доминантных сколов и при этом могут испытывать приоткрывание и заполнение магматическим материалом. К тому же, вероятно, образуется зона растяжения (S_3), субпараллельная направлению максимального сжатия в плоскости $\sigma_1\sigma_2$. В ее пределах и происходит приоткрывание готовых, вначале угловатых сколовых форм, достаточное для их аплитизации. Приоткрытые сколы превращаются в псевдоскладчатые жилы и дайки. При дальнейшем сжатии горной массы зона S_3 постепенно изгибается, занимая положение $S_3^1 \rightarrow S_3^2 \rightarrow S_3^3$. Изгиб S_3 способствует росту пористости и микротрещиноватости, благоприятных для замещения.

Возвращаясь к смене геодинамических периодов, скажем, что при ней образование нового структурного плана – при изменении направления главного сжатия – происходит также путем импульсного наложение встречных сколов. При дальнейших импульсах сжатия сколовые элементы псевдоскладчатых форм приобретают изогнутые формы и превращаются по существу в нормальные складки. Образованные именно таким путем мезозойские антиформы, наложенные на палеозойские складки, также контролируют юрские и меловые интрузивы.

Обращаем внимание на то, что сколы в интрузивах, изогнутые последующими импульсами в складки, выполнены чаще скрытокристаллическим, кварцполе-

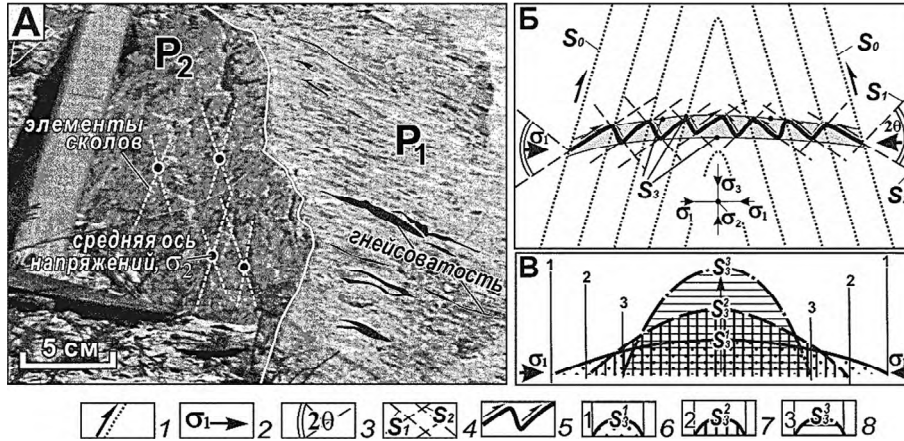


Рис. 1. Гнейсификация гранитов (А); механизмы вторичной складчатости (Б) и модель поэтапного искривления сколово-складчатой зоны разуплотнения (В) при пологом положении средней оси напряжения (s_2).

1 – траектории сланцеватости (S_0) протокаркаса, стрелки – доминирующие тенденции смещения; 2 – направление главного продольного сжатия; 3 – угол сопряжения 2α ; 4 – сопряженные сколы S_1 и S_2 ; 5 – аплитизированные псевдоскладчатые формы в зоне разуплотнения, ограниченной поверхностями (S_3); 6–8 – предполагаемое искривление зоны S_3 с последовательным сводообразованием за три импульса сжатия: 6 – первый, 7 – второй, 8 – третий.

вошпатовым, аплитовым и другим жильным материалом. Поэтому вторичные складки часто контрастны. Природа стремится к залечиванию сколов. Однако есть повод судить о том, что преобразование вещества происходит уже на стадии наведения сколовых напряжений σ_2 , но до момента скалывания. Под микроскопом иногда удается наблюдать эффекты размытой линейности или слоеватости, иногда совсем плохо улавливаемые ($M=1$ мм–1 см) “раскристаллизованные” полосы, почти параллельные аплитизированным сколам, видимо, как раз в области σ_2 . Этот эффект можно рассматривать как универсальность принципа разрушения Кулона-Мора. Причем в геологической среде он может рассматриваться не только как деформационный момент, но и как ступень созидания структуры новой магматической формации.

Сюда же относится еще одна интересная и, на наш взгляд, важная, особенность. Связь тектоники и вещества подчеркивается положением средней оси деформации – σ_2 . Она параллельна доминанте кристаллических удлинений в размытых полосах гранитоидов. Почти во всех гранитоидах палеозойских интрузивов можно проследить несколько стадий упорядочивания – или линейаризации, вплоть до гнейсирования. Здесь главное в том, что кристаллические удлинения и гнейсоватость параллельны средней оси деформации. Еще один момент. Гнейсоватость проявлена только в плоскостях параллельных средней оси – σ_2 (рис. 1А). В ортогональных же плоскостях нет никакой гнейсоватости. Причем характерно, доминанта σ_2 , определенная по ориентировке гнейсоватости, по шарнирам складчатых форм (первичных и вторичных), по линиям пересечения сопряженных сколов, совпадает. В этом плане показателен рисунок по [Noakes, 1957], приведенный В. Ярошевским [6] (рис. 2). Автор его показывает как иллюстрацию горстообразования под воздействием магмы. Но на самом деле картинка, напротив, иллюстрирует типичный ско-

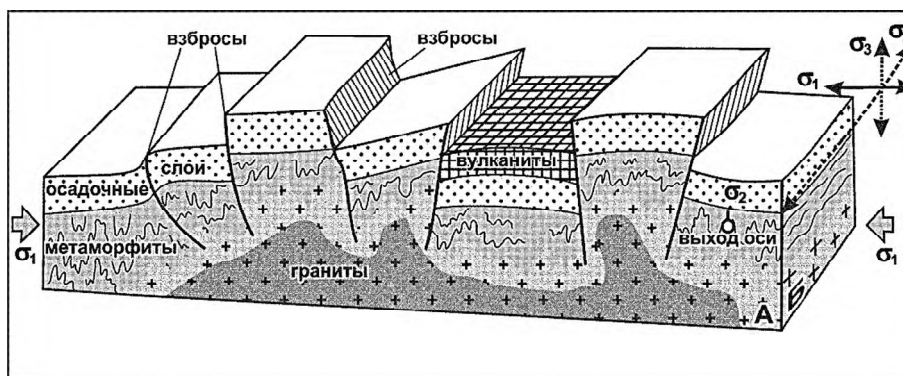


Рис. 2. Магмоконтролирующий свод при латеральном сжатии по [Noakes, 1957 г.] с дополнениями.

ловый горст латерального сжатия. Наши аргументы. Нет ни единого сброса. При любом вертикальном воздействии эндо- (очаговые структуры) или экзогенном (астроблемы) образование сбросов неизбежно. Однако же Ноуксом в плоскости А была отрисована в сущности типичная складчатость продольного сжатия. Согласно ее рисовке показано закономерное – взбросовое – выжимание блоков. Самое характерное то, что в срезе (Б) параллельном σ_2 закономерно нет складчатого рисунка. Следовательно, и здесь видно, что магма пассивно выполняла область разуплотнения, причем наверняка сообразно с первичной складчатостью. На наш взгляд, эта картинка (рис. 2), хорошо иллюстрирует типичную схему динамики магмоконтролирующей тектонической структуры.

Приведенный материал позволяет судить о приоритетности динамической тектоники и ее производных форм в позиционировании и структурировании интрузивных массивов.

Литература

1. Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 2. С. 56–69.
2. Магницкий В.А., Мухамедиев Ш.А., Хасанов Р.Х. О возможном плавлении пород при интенсивном складкообразовании // Докл. РАН. 1998. Т. 363, № 5. С. 682–686.
3. Размахнин Ю.Н., Размахнина Э.М. О роговиковых полях Сихотэ-Алиня и их структурно-металлогеническом значении // Минеральные фазы гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966. С. 242–252.
4. Сапрыкин Е.П. Метаморфогенно-гидротермальное рудообразование. М.: Наука, 1980. 172 с.
5. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и оруденение. М.: Наука, 1989. 166 с.
6. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981. 245 с.
7. Harme M. The history of the petrologic study in Finland // Bull. Geol. Surv. Finl. 1986. N 336. P. 41–78.

Т.Н. Палечек¹, Н.В. Цуканов², А.В. Соловьев¹, Д.П. Савельев³

**ВОЗРАСТ И СОСТАВ ТЕКТОНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ
ЮЖНОГО СЕГМЕНТА КРОНОЦКОЙ ПАЛЕОДУГИ (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)**

¹ФГБУН Геологический институт РАН, г. Москва

²ФГБУН Институт океанологии РАН, г. Москва

³ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский

Проблема возраста и корреляции тектоно-стратиграфических комплексов, слагающих террейны Восточной Камчатки актуальна до настоящего времени. Это обусловлено сильной тектонизацией пород, отсутствием стратиграфических соотношений между различными толщами, сильно фациальной изменчивостью, а также слабым обоснованием возраста. Поэтому появление новых данных о возрасте и составе пород, дает возможность провести корреляцию между разрозненными толщами и восстановить условия их формирования, а также уточнить геодинамическую обстановку формирования террейнов. Мел-палеогеновые образования Восточной Камчатки входят в состав трех крупных террейнов – Ачайваям-Валагинского, Ветловско-Говенского и Кроноцко-Командорского (рис., врезка) [1, 2]. До настоящего времени возраст толщ, слагающих Ветловско-Говенский террейн и южный сегмент Кроноцко-Командорского террейна (п-ов Шипунский) остается дискуссионным. В районе Шипунского п-ова (Вахильское поднятие и Шипунский п-ов и мыс Налычева) (рис.) обнажаются тектоно-стратиграфические комплексы, участвующие в строении Кроноцко-Командорского и Ветловско-Говенского террейнов Восточной Камчатки.

В структуре Шипунского п-ова и Вахильского поднятия (рис.) тектонически совмещены различные, разновозрастные структурно-вещественные комплексы, формировавшиеся в пределах вулканической дуги (шипунская, налычевская толщи и кроноцкая серия) и океанического или окраинноморского бассейна (ветловский комплекс). В результате тематических работ в районе бухты Бечевинской, в устье р. Вахиль и на озере Островном были изучены образования шипунской толщи и ветловского комплекса. В ходе работ были отобраны образцы на микрофауну радиолярий и для изучения геохимического состава и возраста магматических пород этих комплексов.

Представительные комплексы радиолярий были выделены из 26 образцов, отобранных из шипунской толщи и ветловского комплекса. Данные радиоляриевого анализа свидетельствуют о кампанском возрасте вмещающих отложений. Из шипунской толщи, обнажающейся на юго-восточном борту бухты Бечевинской (рис.), были отобраны два образца амфиболовых андезитов. К-Аг датировки амфибола из этих андезитов (76.5 ± 6.5 и 61.9 ± 4.5 млн лет) соответствуют кампану (K_2 km) и палеоцену (P_1).

Новые данные о возрасте магматических комплексов позволяют говорить о двух этапах активного вулканизма в пределах южного сегмента Кроноцкой палеодуги: кампан-палеоценовом и эоценовом. Кампанский возраст начала активного вулканизма в этой части Кроноцкой дуги обоснован впервые и хорошо согласуется с началом вулканической деятельности в других ее сегментах [5, 6]. Кампан-па-

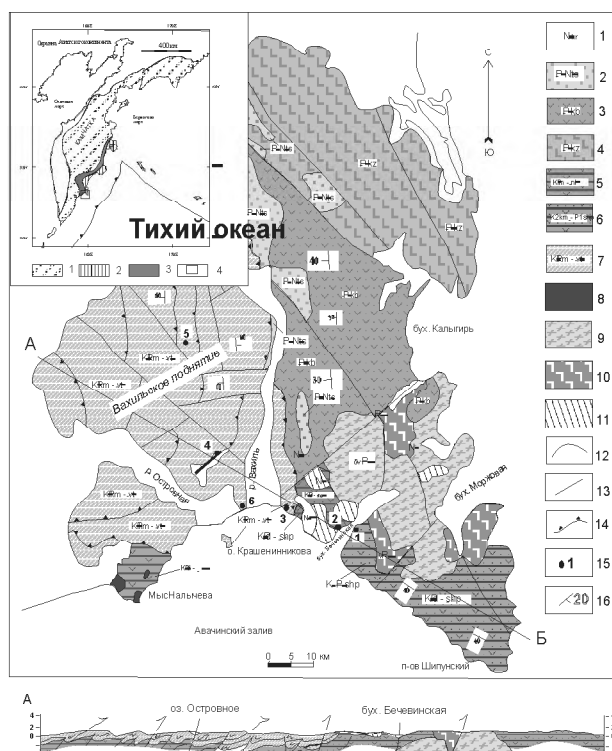


Рис. Геологическая схема Шипунского п-ова по [3, 4] с изменениями и добавлениями авторов: 1 – корниловская серия (миоцен); 2 – тюшевская серия (олигоцен-миоцен); 3 – кубовская свита (эоцен); 4 – козловская свита (эоцен); 5 – налычевская толща (маастрихт–палеоцен); 6 – шипунская толща (кампан–палеоцен); 7 – ветловский комплекс (кампан–эоцен) 8–9 – шипунский габбро-гранодиоритовый интрузивный комплекс (эоцен): 8 – гранодиориты, кварцевые диориты, 9 – габбро; 10 – субвулканические тела андезитов налычевской толщи; 11 – базальты, долериты (миоцен); 12 – геологические границы; 13–14 разрывные нарушения: 13 – недифференцированные, 14 – надвиги; 15 – места отбора образцов (1–2 – бухта Бечевинская, 3 – устье р. Вахиль, 4 – оз. Островное, 5 – г. Лехова, руч. Базылева, 6 – Мыс Налычева, падь Широкая); 16 – элементы залегания. На врезке: 1–3 – Кроноцко-Командорский; 4 – положение района работ.

леоценовый этап магматизма в южном сегменте Кроноцкой палеодуги характеризуется излиянием дифференцированных серий пород, относящихся как к толеитовой, так и к умеренно калиевой известково-щелочной сериям островных дуг. При этом формирование этих магматических комплексов происходило синхронно. Такой тип вулканизма характерен только для южного сегмента Кроноцкой палеодуги и отличается от одновозрастного вулканизма северных сегментов (п-ова Камчатский Мыс и Кроноцкий), где в кампане-палеоцене происходило формирование пород толеитовой и высокоглиноземистой толеитовой серий [7]. Проявление известково-щелочного вулканизма типично для Ачайваям-Валагинской палеодуги кампан-палеоценового возраста [1]. По времени проявления и характеру магматизма образования южного сегмента Кроноцкой палеодуги сходны с образованиями Ачайваям-Валагинской палеодуги.

Эоценовый этап вулканизма широко проявлен во всех сегментах Кроноцкой палеодуги и магматические комплексы представлены породами слабо дифференцированной высокоглиноземистой толеитовой серией и характеризуются сходным химическим составом [8].

Полученные нами данные о поздне меловом возрасте вулканогенной толщи ветловского комплекса позволяют предполагать, что ветловский океанический (окраинноморский?) бассейн существовал, по крайней мере, с кампанского времени. Нахождение в ветловском аккреционном комплексе тектонических пластин, сложенных как кампанскими вулканогенно-кремнистыми образованиями, так и известняками и кремнями палеоцен-эоценового возраста, свидетельствует, что океаническая обстановка в этом бассейне существовала, по крайней мере, до эоцена. Следовательно, ветловский окраинный бассейн существовал с позднего мела (кампана) по эоцен, а, возможно, и дольше. Геохимические данные по магматическим породам ветловского комплекса подтверждают данные [9] о принадлежности этих пород к океаническим толеитам. Кремнисто-вулканогенные образования, где эффузивная часть представлена толеитовыми базальтами N-MORB типа, описаны в бухте Моховой (окрестности г. Петропавловск-Камчатский) [9, 10]. Полученные нами данные о кампанском возрасте вулканогенной части ветловского комплекса позволяют рассматривать образования бухты Моховой как фрагмент океанической коры ветловского океанического (окраинноморский?) бассейна. Видовой состав микрофауны радиолярий поздне мелового возраста, выделенных из пород ветловского комплекса, сходен с комплексами, выделенными из кремнистых пород шипунской толщи, и позволяет сделать вывод, что это был единый бассейн.

Сложная покровная и чешуйчато-складчатая структура ветловского комплекса, породные ассоциации, участвующие в его строении свидетельствует, что он формировался как аккреционная призма при Ачайваям-Валагинской дуге, а после ее коллизии с континентальной окраиной, вдоль этой окраины. Формирование аккреционной призмы сопровождалось накоплением олистостромовых горизонтов с верхнемеловыми олистолитами в палеоцен-эоценовом матриксе. Ветловский комплекс как геологическое тело надвинут на слабо деформированные олигоцен-миоценовые отложения тюшевской серии, а вся структура перекрывается угленосными отложениями миоценовой корниловской серии [3, 4].

Выводы

1. Установлен кампанский возраст для вулканогенно-осадочных комплексов южной части Шипунского п-ова, являющегося южным сегментом Кроноцкой палеодуги. Магматические породы этих комплексов относятся к толеитовой и известково-щелочной сериям островных дуг.

2. Получены новые данные о кампанском возрасте пород, участвующих в строении ветловской аккреционной призмы. Установлено, что в строении ветловской призмы участвуют наряду с палеоцен-эоценовыми кремнисто-карбонатными океаническими образованиями, кампанские и кампан-маастрихтские вулканогенно-кремнистые комплексы и туфогенно-осадочные отложения с олистостромовыми горизонтами, содержащими олистолиты поздне мелового (кампанского) возраста.

3. Сходство видовой состава комплексов радиолярий из различных фрагментов ветловского комплекса и шипунской толщи позволяет говорить о едином бас-

сейне осадконакопления (островная дуга и задуговой бассейн), который существовал с позднего мела (кампана).

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 11-05-00086, № 13-05-00485, Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 4 и 6.

Литература

1. Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В. и др. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // Геология и Геофизика. 2009. Т. 50. № 8. С. 863–880.
3. Карта полезных ископаемых Камчатской области. Масштаб 1:500 000 / Гл. редакторы: Литвинов А.Ф., Патока М.А., Марковский Б.А. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист N-57. Масштаб 1:1 000 000 / Гл. редакторы: Литвинов А.Ф., Марковский Б.А. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
5. Разницын Ю.Н., Хубуная С.А., Цуканов Н.В., Тектоника Восточной части Кроноцкого п-ова и формационная принадлежность базальтов (Камчатка) // Геотектоника. 1985. № 1. С. 88–101.
6. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Палечек Т.Н. Новые данные о составе и строении аккреционной призмы п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 2. Вып. 12. С. 42–50.
7. Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Савельев Д.П., Федорчук А.В. О гетерогенности составов островодужных образований Кроноцкого и Камчатскомьского сегментов Кроноцкой палеодуги (Камчатка) // Докл. РАН. 2008. Т. 418, № 2. С. 232–236.
8. Хубуная С.А. Высокоглиноземистая плагитолейтовая формация островных дуг. М.: Наука, 1987. 167 с.
9. Цуканов Н.В., Федорчук А.В. Офиолитовые комплексы в аккреционной структуре Восточной Камчатки // Петрология и Металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М. Научный Мир, 2001. С. 159–169.
10. Савельев Д.П., Палечек Т.Н., Портнягин М.В. Кампанские океанические кремнисто-вулканогенные отложения в фундаменте Восточного Камчатского вулканического пояса // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 2. С. 46–54.
11. Бахтеев М.К., Палечек Т.Н., Тихомирова С.Р., Морозов О.А. Кампанские радиоларии северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10, № 4. С. 52–61.

А.Ю. Песков, А.Н. Пересторонин, А.Н. Диденко, В.А. Гурьянов

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОРОД АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА (Ю-В СИБИРСКОГО КРАТОНА). СТАНОВЛЕНИЕ ЕДИНОГО СИБИРСКОГО КРАТОНА В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Согласно террейновой концепции, Сибирский кратон состоит из серии террейнов: Тунгусский, Анабарский, Олекменский, Алданский и Становой [4, 6]. К концу палеопротерозоя из них сформировались две тектонических провинции (супертеррейна) – Ангаро-Анабарская и Алдано-Становая. Позднее они объединились в Сибирский кратон.

Вопрос о времени и кинематической модели его становления остаётся открытым, в том числе из-за отсутствия надёжных палеомагнитных данных по датированным палеопротерозойским породам Алдано-Становой провинции.

Ранее мы получили такие данные для Улканского прогиба. Рассчитано два основных палеомагнитных полюса: по гранитам улканского комплекса из Улканского массива ($Plat = -42.1^\circ$, $Plong = 69.4^\circ$, $dp = 3.4^\circ$, $dm = 5.6^\circ$) и вулканитам элгэтэйской свиты улканской серии ($Plat = -7.4^\circ$, $Plong = 10.5^\circ$, $dp = 2.8^\circ$, $dm = 4.6^\circ$) [3]. Установлено, что намагниченность в породах первична. Полученные палеомагнитные полюса сопоставлены с ТКМП Сибирского кратона на вторую половину палеопротерозоя с учетом поправки за разворот Алдано-Становой провинции относительно Ангаро-Анабарской провинции в палеозое во время раскрытия Виллойского рифта [5]. Определено, что на время образования гранитов и намагниченности в них эти провинции были тектонически когерентны, т.е. Сибирский кратон существовал. Это подтверждается палеомагнитными исследованиями палеопротерозойских кортландитов кунманьёнского комплекса из Меридиональной дайки Курумканского ареала малых интрузий мафит-ультрамафитов (ЮВ Алдано-Становой провинции). В кортландитах выделена древняя компонента намагниченности. Рассчитанный по ней палеомагнитный полюс ($Plat = -46.7^\circ$, $Plong = 72.9^\circ$, $dp = 14.7^\circ$, $dm = 9.0^\circ$) близок к палеомагнитному полюсу, полученному по гранитам Улканского массива. U-Pb возрасты цирконов из этих гранитов (1730–1725 млн лет) и вебстеритов кунманьёнского комплекса из соседнего с Меридиональной дайкой пластообразного тела (1700 ± 12 млн лет, [1]) также близки. Это связано, вероятно, с близким временем формирования цирконов в породах и близким их географическим положением во время кристаллизации минералов с первичной намагниченностью. Палеомагнитный полюс, рассчитанный по высокотемпературной компоненте намагниченности в вулканитах элгэтэйской свиты улканской серии, не совпадает с ТКМП Сибири по [2]. Это может свидетельствовать о том, что на время образования вулканитов (1732–1840 млн лет) Алдано-Становая (или, возможно, лишь Восточно-Алданский террейн) и Ангаро-Анабарская провинции не были тектонически когерентны. За интервал времени между образованием вулканитов элгэтэйской свиты и гранитов Улканского массива (12–110 млн лет) произошел разворот Алдано-Становой провинции (или, возможно, лишь Восточно-Алданского террейна) относительно Ангаро-Анабарской провинции на 70° против часовой стрелки, и на время 1730–1725 млн лет провинции объединились в Сибирский кратон.

Литература

1. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Петухова Л.Л., Потоцкий Ю.П., Соболев Л.П. Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита // Докл. РАН, 2009, Т. 425, № 3. С. 505–508.
2. Диденко А.Н., Козаков И.К., Дворова А.В. Палеомагнетизм гранитов Ангаро-Канского выступа фундамента сибирского кратона // Геология и геофизика, 2009. № 1. С. 72-78.
3. Диденко А.Н., Песков А.Ю., Гурьянов В.А., Пересторонин А.Н., Косынкин А.В. Палеомагнетизм Улканского прогиба (юго-восток Сибирского кратона) // Тихоокеан. геология № 1. 2012. С. 31–54
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с. Кн. 2. 334 с.
5. Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V. New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar-Angara blocks // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 276, Is. 3–4, P. 229–242.
6. Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: A preliminary assessment // Archean Crustal Evolution / Ed. By K.C. Condie. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 411–459.

С.П. Плетнев¹, М.Е. Мельников², Т.Е. Седышева²

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР (ТИХИЙ ОКЕАН)

¹ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

²Государственный научный центр Федерального государственного унитарного геологического предприятия “Южморгеология”, г. Геленджик

Магеллановы горы – дугообразная цепь подводных вулканических гор, длиной более чем 1200 км, разделяет Восточно-Марианскую котловину на две впадины: Пигафета и Сайпан. На западе они граничат с Марианской системой желобов, а на юго-востоке – с поднятиями Больших Каролинских и Маршалловых островов. Их линейная протяженность по широте на 1200 км, приуроченность к зоне субдукции на западе и расположение на наиболее древнем участке океанической коры в Мировом океане давно привлекает внимание исследователей как модельного объекта для проверки различных геодинамических построений.

В период 2002–2010 гг. силами ГНЦ “Южморгео” при участии авторов были проведены геолого-геофизические исследования Магеллановых гор с борта нис “Геленджик” Комплексные работы (батиметрическая съемка многолучевым эхолотом, геоакустическое, магнитное и фототелевизионное профилирование; сбор каменного материала драгами и погружными буровыми установками) значительно расширили представления о геоморфологии и геологии исследуемого района. В частности, было обосновано разделение Магеллановых гор на Западное и Восточное звено.

Геологический разрез Магеллановых гор сложен вулканитами, осадочными породами мезозоя–кайнозоя и в нем можно выделить три структурно-формационных яруса. Нижний ярус сложен преимущественно вулканитами (толеиты, океаниты, плагиобазальты), характерными для островов и поднятий, и встречен до глубин 3000 м. Второй ярус образуют субщелочные и щелочные базальтоиды (пикриты, оливинные базальты и трахибазальты). Они залегают в виде лавовых потоков небольшой мощности и широко распространены выше 3000 м. По мнению И.Н.Говорова [1], возраст горных сооружений исследуемого района позднеюрский - раннемеловой. Это хорошо согласуется со средне- и позднеюрским возрастом плит соседних котловин. Имеющиеся данные по абсолютному датированию базальтов на Магеллановых горах варьируют от барремского до маастрихтского возраста. Третий ярус сложен, преимущественно, осадочными породами мела и кайнозоя, которые по органическим остаткам микро- и макрофауны подразделены на возрастные комплексы: апт-сеноманский, сантон-маастрихтский, верхнепалеоцен-эоценовый, средне (?) - верхнемиоценовый. Рыхлые осадки сформированы в плиоцен-четвертичное время. Более детальная характеристика данных возрастных комплексов нами дана ранее [2,5], и она же послужила основой геологического анализа развития Магеллановых гор.

Главную роль в истории Магеллановых гор, вероятно, сыграли тектонические события на рубеже юры–мела или чуть ранее, когда в результате деформации океанической плиты, ее отдельные блоки начали воздыматься на 3000–3500 м. В это же время происходит мощное вулканическое излияние, и формируются основные морфологические черты будущих гайотов. Дальнейшее рельефообразование в апте - палеогене было обусловлено сложным взаимодействием процессов вулканизма, изменением уровня моря, абразией и рифообрастанием.

На основе соотношения мелководных и глубоководных биотрассеров установлены трансгрессивные и регрессивные фазы в развитии гайотов Магеллановых гор, которые нашли свое отражение в цикличности формирования типоморфных горных пород. Трансгрессии (поздний альб–сеноман, поздний кампан–средний маастрихт, поздний палеоцен–эоцен, поздний кайнозой) и регрессии (апт, коньяк–сантон, поздний маастрихт–ранний палеоцен) контролировали темпы и характер седиментации. В регрессивные эпохи расширяются площади мелководного осадконакопления, а в мелу возникают даже перерывы седиментации.

В меловой истории гайотов Магеллановых гор отчетливо фиксируются следы двух (позднеальб–сеноманской и позднекампан–маастрихтской) трансгрессий. Они по времени совпадают с высоким стоянием уровня моря на окраинах континента [4], что доказывает их эвстатическую природу. Судя по бентосным фораминиферам, вершины будущих гайотов в мелу были у поверхности океана и эвстатические изменения контролировали смену рифовых экосистем пелагическими. В апте и начале альба на гайотах Федорова, Бутакова, Альба и Ита-Май-Тай накапливались терригенные конгломераты, гравелиты и песчаники, что в сочетании с коррелятными им глубоководными фациями в соседних котловинах Сайпан (СКВ. 585 DSDP) и Пигафета (СКВ. 801 ODP) указывает на существование архипелаговой системы островов и большой амплитудой перепада глубин от вершин до дна. Ранний мел был периодом активной абразии вулканических вершин во всей Мид-Пацифике, а ее средняя скорость оценивается до 1.5 км в миллион лет [5]. Многие современные вершины подводных гор покрыты шапками меловых рифогенных известняков разной мощности. Конфигурацию и рельеф вершинных поверхностей подводных гор определяли прочность пород, наличие окаймляющих коралловых рифов и скорость опускания вулканической постройки. Современным гомологом меловых гайотов могут быть острова Французской Полинезии и Гейш, где амплитуда рельефа вершинной поверхности составляет сотни метров. Надо полагать, что выравнивание вершинного плато гайотов происходило не только в результате абразии, но и за счет аккумуляции осадков в пониженных участках рельефа. Такова была палеогеографическая обстановка в районе Магеллановых гор накануне первой трансгрессии.

Восточнее Магеллановых гор, на ряде гайотов Мидпацифики (СКВ. 865 ODP), кораллово-рудистовые экосистемы активно развивались в период с баррема по сеноман, сформировав карбонатную платформу с мощностью до 2 км. На Магеллановых горах наиболее древние коралловые постройки имеют аптский возраст (Федорова, Ита-Май-Тай, Бутакова). Метахронность в появлении первых рифостроителей можно объяснить возможной денудацией доаптских известняков на Магеллановых горах, но не подтверждается отсутствием органики этого возраста в соседних котловинах. Вероятно, это различие было связано с более поздним выходом вершин Магеллановых гор к поверхности океана.

Позднеальб–сеноманская трансгрессия на Магеллановых горах развивалась на фоне глобального термохрона. Океаны были галокалинными и тепловодными [6]. Термальный вертикальный градиент был нейтральный, а придонные водные массы были заражены аммиаком, сероводородом и метаном. В океанах возникали условия аноksии. Одно из таких событий нами зафиксировано во второй половине сеномана (событие MCE-1) на гайотах Бутакова, Говорова и Маровой [5].

Позднекампан–маастрихтская трансгрессия зафиксирована на большинстве изученных гайотов Магеллановых гор. Ход трансгрессии, по-видимому, не был единым циклом, а прерывался регрессией и падением придонных температур. Изотопные данные

по белемниту с гайота Геленджик показали низкие температуры в раннем маастрихте, равные 9–10°C [7].

Анализ глобального тренда уровня океана в кайнозой указывает на его регрессивный характер. Кайнозойские “трансгрессивные” фазы в развитии Магеллановых гор отмечены в периоды: поздний палеоцен–ранний эоцен, вторая половина среднего–начало позднего эоцена и поздний кайнозой. О трансгрессиях этого времени на Магеллановых горах можно говорить только условно, так как их вершины уже располагались ниже уровня моря. Однако типоморфность осадочных пород “трансгрессивных” фаз в мелу и палеогене свидетельствует о сходстве условий их седиментации. На Магеллановых горах отмечен повсеместный перерыв осадконакопления в олигоцене. Пелагическая седиментация на гайотах возобновляется в миоцене, но уже в более глубоководных условиях, чем в палеогене.

Время первой палеогеновой трансгрессии на Магеллановых горах хорошо совпадает с эпохой глобального термохрона на рубеже палеоцена и эоцена. Вторая трансгрессия тоже соотносится с пиком тепла, но он был менее интенсивен по сравнению с ранним. Позднекайнозойская “трансгрессивная” фаза отмечена тем, что на гайотах впервые формируются фации глубоководных осадков.

Помимо аптского времени, эпохи вулканической активности фиксируются по присутствию туфов и туффитов на гайотах Федорова, Грамберга, Ита-Май-Таи и Альба в маастрихте, среднем эоцене и миоцене.

Анализ рудного разреза кобальтомарганцевых корок на Магеллановых горах позволил от его подошвы к кровле выделить четыре возрастные генерации: слой I-1 – поздний палеоцен–ранний эоцен, слой I-2 – средний–поздний эоцен, слой II – миоцен и слой III – плиоцен–четвертичного возраста. Показано, что развитие рудных корок – процесс длительный и дискретный во времени. Так, перерыв между образованием слоев I-2 (средний эоцен) и II (поздний миоцен) составляет около 25 млн лет.

Особенностью “трансгрессивных” фаз на Магеллановых горах было то, что их начало сопровождалось резкими изменениями условий палеосреды, обусловленными глобальными природными процессами более высокого порядка. На сквозной характер этих процессов и широкий охват ими всей географической среды указывает перманентное нарастание слоев кайнозойского разреза рудных корок) и синхронность вторичного вулканизма на гайотах Магеллановых гор с началом трансгрессивных фаз. Хотя проблема генезиса рудных образований вызывает много споров, на Магеллановых горах их рост определенно связан с активизацией эндотермизма самих гайотов и резкой сменой океанологической среды.

Литература

1. Гайоты Западной Пацифики / Волохин Ю.Г., Мельников М.Е., Школьник Э.Л. и др. М.: Наука, 1995. 308 с.
2. Мельников М.Е., Плетнев С.П., Седышева Т.Е. и др. Первые данные о геологическом строении гайота Бутакова, Магеллановы горы, Тихий океан // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. Вып. 19. С. 231–249.
3. Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 272 с.
4. Найдин Н.П., Похиалайнен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А. Меловой период: палеогеография и палеоокеанология. М.: Наука, 1986. 242 с.
5. Плетнев С.П., Мельников М.Е., Смирнова О.А., Пунина Т.А., Захаров Ю.Д. Новые биостратиграфические данные по гайотам Магеллановых гор (Тихий океан) // Труды XV Всерос. микропалеонтологического совещ. (Геленджик, 12–16 сентября 2012). М., 2012. С. 132–135.
6. Vogt P.R. Volcanogenic upwelling of anoxic, nutrient-rich water. A possible factor in carbonate-bank reef demise and benthic faunal extinctions? // Bull. Geol. Soc. Amer. 1989. V. 101. P. 1225–1245.
7. Zakharov Y.D., Melnikov M.E., Pletnev S.P. et al. Supposed deep-water temperature fluctuations in the Central Pacific during latest Cretaceous time: first evidence from isotopic composition of belemnite rostra // Cephalopods – Present and Past. Tokyo: Tokai University Press. 2010. P. 267–285.

**Е.В. Скляр¹, А.В. Лавренчук², А.Б. Котов³, А.М. Мазукабзов¹,
А.Е. Старикова², В.С. Федоровский⁴**

**ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ СИЛИКАТНЫХ И КАРБОНАТНЫХ РАСПЛАВОВ В
КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЕ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЯ: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ**

¹ФГБУН Институт Земной коры СО РАН, г. Иркутск

²ФГБУН Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

³ФГБУН Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

⁴ФГБУН Геологический институт РАН, г. Москва

Одной из основных особенностей коллизионных систем является повышенный теплоток, вызывающий процессы высокотемпературных преобразований пород, вовлеченных в тектогенез на ниже- и среднекоровом уровне, а также их частичное или полное переплавление. Это явление хорошо обосновано геологическими наблюдениями на многочисленных объектах и экспериментальными исследованиями. Что касается процессов частичного или полного плавления, то рассматривается только силикатная система, для карбонатных пород такая возможность не обсуждается. Отчасти это обусловлено тем, что (1) экспериментальные данные подтверждают высокие (нереальные для коровых условий) температуры плавления для карбонатитов в “сухих” условиях (см. например, [13]), отчасти (2) невозможностью проследить все стадии плавления, как в случае силикатных пород вследствие специфики минерального состава, а отчасти (3) почти полным отсутствием корректно описанных случаев интрузивного внедрения карбонатов, не обладающих ярко выраженной карбонатитовой минералого-геохимической спецификой. Между тем, условия плавления карбонатных пород в присутствии водного флюида те же самые, что и для силикатных пород, и примеры интрузивного внедрения “коровых” карбонатных расплавов также есть, что мы и постараемся показать в настоящей работе.

(1) Еще в ранних экспериментах с карбонатной системой, было показано существенное различие между температурой плавления в “сухих” и “мокрых” условиях, аналогичное силикатным системам. Температура плавления кальцита в присутствии водного флюида составляет около 700°C при давлении 1 кбар и $X_{CO_2} = 0.6$ [8, 13], плавно снижаясь по мере роста давления (рис. 1А). Лимитирующим является именно соотношение CO_2 и H_2O во флюиде, но в интервале $X_{CO_2} = 0-0.8$ температура не будет превышать 800°C (рис. 1В). Это означает, что в условиях флюидонасыщенной нижней коры, плавление кальцитовых мраморов и силикатных пород должно происходить одновременно. Добавка в систему MgO снижает температуру плавления карбонатов до 600°C [7], однако только в очень узком интервале $X_{CO_2} = 0.0-0.1$ [8]. Таким образом, если в зоне плавления присутствуют блоки карбонатных пород, то образование карбонатных выплавов не менее реально, чем образование гранитных.

(2) Обоснование всех стадий плавления карбонатных пород, скорее всего, просто невозможно. Во-первых, обнаружить частичные выплавки в однородном субстрате, во-вторых, для карбонатов характерны процессы перекристаллизации при дальнейшей эволюции системы и “стирание” первичных признаков.

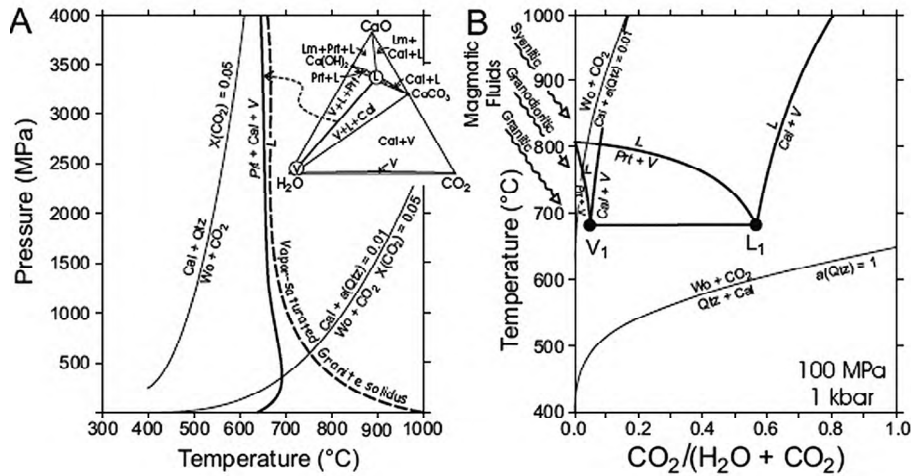


Рис. 1. P-T – (A) и T-X(CO₂) – (B) диаграммы, иллюстрирующие параметры плавления кальцита в водонасыщенных условиях (по [8]). Показаны линии декарбонатизации кальцита и плавления гранита в присутствии флюида. Cal – кальцит, L – расплав, Prt – портландит, Qtz – кварц, V – флюид, Wo – волластонит.

(3) Примеры интрузивного внедрения карбонатных и силикатно-карбонатных пород не мантийного происхождения немногочисленны, но они есть. Еще в 1988 г. Г.Б. Ферштатер и Е.В. Пушкарев [6] описали в офиолитах Кемпирсайско-Хабарнинского комплекса жильные карбонатные (кальцитовые и доломитовые) тела и зоны брекчий с кальцитовым цементом, которые интерпретировались в качестве продуктов плавления карбонатных толщ. Позднее были описаны дайковые тела карбонатных пород в Гималаях [9], в каледонидах Норвегии [11], а также в палеопротерозойском метаморфическом комплексе Северо-Китайского кратона [12]. Многочисленные и разнообразные проявления инъекционных карбонатных пород, часть из которых обладает всеми признаками интрузивного внедрения, описаны в пределах раннепалеозойской Ольхонской коллизионной системы Западного Прибайкалья, сложенной комплексом разнообразных магматических и метаморфических пород [2–4]. Сдвиговый тектогенез, масштабно проявленный при коллизионных процессах, является весьма благоприятным для дренирования мантии и нижней коры [5], обеспечивая появление в средней коре мантийных выплавов базитового состава и совместное внедрение мантийных базитов с коровыми гранитами [1]. Однако минглинг не ограничивается только силикатными породами (гранитами и долеритами), в нем активно участвуют и карбонатные выплавки, обеспечивая появление карбонатно-базитовых (А), карбонатно-сиенитовых (Б) и карбонат-гранитных (В) смесей.

(А) Жилы карбонатных пород прорывают габброиды, обычно в краевой части массивов (рис. 2А), сиениты Тажеранского массива, а также амфиболиты, реже гнейсы. Иногда в таких жилах встречаются фрагменты разорванных и будинированных даек долеритов (рис. 2В), что интерпретируется как совместное внедрение порций карбонатной и базитовой магмы с более ранней кристаллизацией последней.

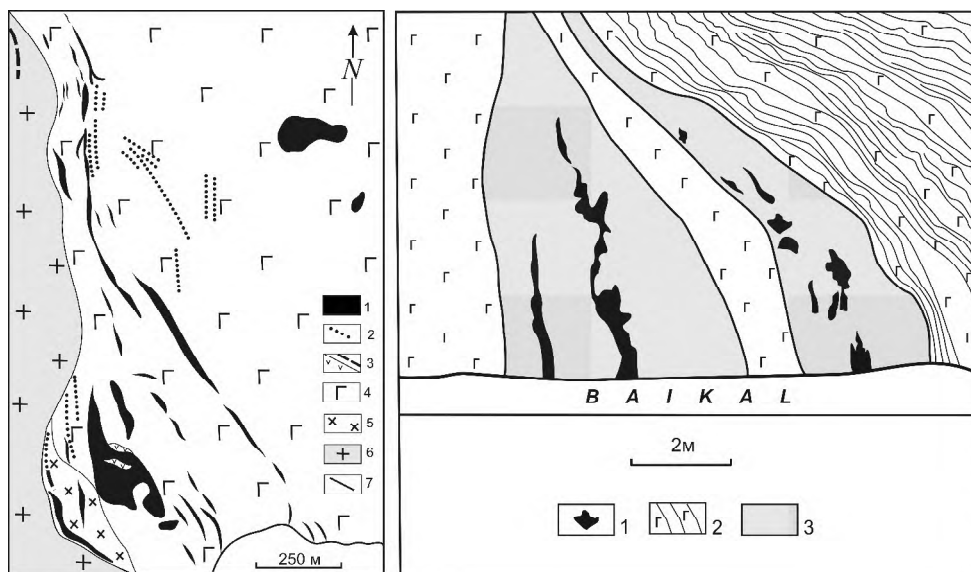


Рис. 2. Жилы карбонатных и силикатно-карбонатных пород в габброидах Усть-Крестовского комплекса (А) с фрагментом одной из жил в береговом обнажении (В) (по [4]).

А: 1 – жилы карбонатных и карбонатно-силикатных пород; 2 – гранитные жилы; 3 – дайки и тела долеритов; 4 – габбро; 5 – диориты; 6 – граниты; 7 – геологические границы. В: 1 – включения пироксеновых порфиритов в карбонатных породах; 2 – габбро с элементами магматической расслоенности; 3 – мелкозернистые карбонатные породы.

(Б) В пределах Тажеранского массива широко распространены участки брусиловых “мраморов”, насыщенные разноразмерными каплевидными телами нефелиновых сиенитов (от десятков метров до десятков сантиметров) с полным отсутствием следов пластических деформаций в краевых частях последних [2–4].

(В) В габброидных массивах и гнейсах нередко наблюдается тесная ассоциация пегматитовых жил и кальцифиров. Причем маломощные жилки кальцифиров пересекают пегматиты [4].

Кроме этого, присутствуют породы, которые формировались в результате химического смешения (миксинг) двух типов магм. К таким породам относятся нефелин-титанфассаитовые породы, ассоциирующие с “мраморами” и присутствующие в последних в виде разноразмерных включений. Экспериментальные исследования С. Молло с соавторами [10] показали, что при ассимиляции 5–20 % кальцита долеритовой магмой состав магмы смещается в сторону пироксенитов, а кристаллизующие пироксены обогащены алюминием, щелочность же магм увеличивается. Составы нефелит-титанфассаитовых пород и пироксенов Тажеранского массива находятся в хорошем соответствии с экспериментальными данными цитированной работы.

Второй тип гибридных пород представлен небольшими телами гибридных титанфассаитовых габбро, характеризующихся присутствием магматического кальцита.

Таким образом, в коллизионной системе Западного Прибайкалья распространены породы, образовавшиеся как в результате механического смешения карбонат-

ных и силикатных магм (минглинг), так и в результате полной ассимиляции базитовыми магмами порций карбонатных расплавов (миксинг).

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке РФФИ, интеграционных проектов СО РАН и РАНСО РАН.

Литература

1. Скляр Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения магм (магматического минглинга) // Геотектоника. 2006. № 2. С. 47–64.
2. Скляр Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Старикова А.Е., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеенко А.М. Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика, 2009, т. 50, № 12, с. 1405–1423.
3. Скляр Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б. и др. Инъекционные карбонатные и силикатно-карбонатные комплексы в коллизионной структуре Западного Прибайкалья // Тектоника, магматизм и геодинамика востока Азии: Материалы всероссийского совещания, Хабаровск: ИТИГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2011. С. 216–219.
4. Скляр Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Старикова А.Е. Инъекционные карбонатные и силикатно-карбонатные комплексы в коллизионных системах (свидетельства из Западного Прибайкалья, Россия) // Геотектоника. 2013. № 2. С. 1–19.
5. Федоровский В.С., Скляр Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 682–700.
6. Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. Карбонатные породы в офиолитовом Кемпирсайско-Хабарнинском комплексе (Южный Урал) // Изв. АН СССР. сер. геологическая. 1988. № 12. С. 27–37.
7. Fanelli, M.T., Cava, N., Wyllie, P.J. Calcite and dolomite without portlandite at a new eutectic in $\text{CaOMgOCO}_2\text{H}_2\text{O}$ with applications to carbonatites. In: *Morphology and Phase Equilibria of Minerals*, Proceedings of the 13th General Meeting of the International Mineralogical Association, Bulgarian Academy of Science: Sofia, 1986. 3. 313–322.
8. Lentz D.R. Carbonatite genesis: A reexamination of the role of intrusion-related pneumatolytic skarn processes in limestone melting // *Geology*. 1999. V. 27. P. 335–338.
9. Liu Y., Berner Z., Massonne H.-J., Zhong D. Carbonatite-like dykes from the eastern Himalayan syntaxis: geochemical, isotopic, and petrogenetic evidence for melting of metasedimentary carbonate rocks within the orogenic crust // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2006. V. 26. P. 105–120.
10. Mollo S., Gaeta M., Freda C., Di Rocco T., Misiti V., Scarlato P. Carbonate assimilation in magmas: A reappraisal based on experimental petrology // *Lithos*. 2010. V. 114. P. 503–514.
11. Roberts D., Zwaan K.B. Marble dykes emanating from marble layers in an amphibolite-facies, multiply-deformed carbonate succession, Troms, northern Norway // *Geological Magazine*. 2007. V. 144, N 5. P. 883–888.
12. Wan Y., Liu D., Xu Z., Dong C., Wang Z., Zhou H., Yang Z., Liu Z., Wu J. Paleoproterozoic crustally derived carbonate-rich magmatic rocks from the Daqinshan area, North China Craton: Geological, petrographical, geochronological and geochemical (Hf, Nd, O and C) evidence // *American Journal of Science*. 2008. V. 308. P. 351–378.
13. Wyllie P.J., Tuttle O.F. The system $\text{CaO-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ and the origin of carbonatites // *Journal of Petrology*. 1960. V. 1, N 1. P. 146.

Ю.В. Смирнов, А.А. Сорокин

**ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ТУРАНСКОЙ СЕРИИ
ОДНОИМЕННОГО ТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО
ПОЯСА**

ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Туранский (Буреинский) террейн является наиболее крупной составной частью Буреинско-Цзямусинского супертеррейна, который относится к числу главных структурных элементов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Большая часть этого террейна сложена позднепалеозойскими и раннемезозойскими гранитоидами и перекрывающими их юрско-меловыми морскими и континентальными отложениями Буреинского осадочного бассейна, а также меловыми вулканическими и вулканоплутоническими ассоциациями [1, 2].

В качестве “основания” Буреинского террейна обычно рассматриваются метаморфические породы амурской серии [1], которые на всех существующих геологических картах отнесены к раннему докембрию. Однако результаты комплексных геохронологических и изотопно-геохимических исследований метаосадочных пород стратотипа амурской серии, свидетельствуют о том, что формирование их протолитов произошло в позднем протерозое и (или) палеозое и, возможно, раннем мезозое, а наложенные на них структурно-метаморфические преобразования связаны не с докембрием, а с палеозойским и мезозойским этапами геологического развития ЦАСП [3, 4, 10].

К условно верхнепротерозойским образованиям Буреинского террейна относят [1] слабо метаморфизованные терригенные, терригенно-карбонатные, и реже вулканогенные комплексы. В пределах его северной части они представлены метаосадочными и метавулканическими породами туранской серии, в разрезе которой выделены три толщи (снизу вверх): 1) толща метапесчаников, метаалевролитов, метабазальтов (1500 м); 2) толща метаморфизованных риолитов, их туфов и игнимбригов (400 м); 3) толща метаконгломератов и метапесчаников (700 м).

Результаты недавно проведенных U-Pb геохронологических исследований показали, что метариолиты средней толщи являются раннепалеозойскими – 504 ± 8 млн. лет [8]. Кроме того, было установлено, что расланцованные габброиды, пространственно ассоциирующие с метабазальтами нижней толщи, и гранитоиды кивийского комплекса также имеют раннепалеозойский возраст – 455 ± 1.5 млн. лет [6] и 474 ± 2 млн. лет [9], соответственно. При этом метариолиты имеют отчетливые геохимические признаки внутриплитного происхождения и, вероятно, отвечают этапу раскола раннепалеозойской пассивной континентальной окраины. В то же время метагабброиды и метавулканы по своим геохимическим особенностям близки к толеитам внутриокеанических островных дуг.

Геохронологические исследования (U-Pb LA- ICP-MS) детритовых цирконов метапесчаников верхней части разреза рассматриваемой серии, свидетельствует о том, что наибольшая часть их представлена зернами венд – кембрийского (588–483 млн лет, 54%) и позднерифейского (865–737 млн лет, 40%) возрастов, при подчиненном количестве цирконов (6%) с палеопротерозойскими возрастными (2.0 – 1.7 млрд. лет). Таким образом, наиболее молодая популяция детритовых цирконов

из терригенных отложениях верхней части разреза туранской серии имеет кембрийский возраст. Другими словами, их накопление произошло в начале палеозоя, а не в докембрии, как это принято в современных стратиграфических схемах. Источниками кембрийских цирконов, по-видимому, являлись раннепалеозойские кислые магматические комплексы, широко представленные в строении Буреинского террейна. Кроме того, принципиально важное значение имеет присутствие в осадочных породах туранской серии значительного количества цирконов вендского и позднерифейского возрастов, что является первым геохронологическим свидетельством участия позднепротерозойских образований в его геологическом строении.

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что единой туранской серии, как таковой, не существует. Такая точка зрения ранее была уже высказана [5], и результаты геохронологических исследований являются ее надежным подтверждением.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 11-05-98504), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов Земли в неогее”, а также Президиума ДВО РАН (12-1-0-ОНЗ-09, 12-П-СУ-08-009, 13-П-В-08-164).

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. С.-Петербург: ВСЕГЕИ. 1999. 135с.
3. Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. и др. Возраст амурской серии Бурея-Цзямусникого супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты Sm-Nd изотопных исследований // Доклады Академии наук. 2009. Т.428. № 5. С.637–640.
4. Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Бурея-Цзямусникий супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Доклады Академии наук. 2009. Т.424. №5. С.644–647.
5. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск, Дальгеология, 1990. 215 с.
6. Смирнов Ю.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Раннепалеозойские габбро-амфиболиты в строении Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: первые геохронологические данные и тектоническая позиция // Доклады академии наук. 2012. Т.445. № 1. С.55–60.
8. Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Смирнова Ю.Н., Кудряшов Н.М. Первые данные о возрасте метариолитов туранской серии Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады академии наук. 2011. Т.439. №3. С.370–375.
9. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Гороховский Б.М. Раннепалеозойский возраст гранитоидов кивилийского комплекса Буреинского террейна (восточный фланг Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Доклады академии наук. 2011. Т. 440. №3. С.392–396.
10. Wilde S.A., Wu F.Y, Zhang X.. Late Pan-African magmatism in the northeastern China: SHRIMP U-Pb zircon evidence from granitoids in the Jiamusi Massif // Precambrian Res. 2003. V.122. P.311–327.

В.Т. Съедин

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ЯПОНСКОГО И ОХОТСКОГО МОРЕЙ

ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток

При определении источников базальтовых магм океанов наиболее часто используется эмпирическая систематика конечных компонентов А. Зиндлера и С.Р.Харта (Zindler, Hart, 1986). Этими авторами было выделено 5 мантийных конечных компонентов: DM (деплетированная мантия), HIMU (мантия с высоким U/Pb отношением), PREMA (преобладающая мантия), EM I и EM II (обогащенная мантия). Смешением этих компонентов указанные авторы объясняют все наблюдаемые изотопные вариации в базальтах всех структур океанов (котловин, срединно-океанических хребтов, океанических островов и поднятий) [1, 2]. В настоящей работе также использована эмпирическая диаграмма А. Зиндлера и С.Р.Харта (см. рис). Целью настоящей работы является изучение состава изотопов Sr и Nd в кайнозойских вулканитах котловин Японского и Охотского морей. Значения изотопных отношений Sr и Nd приведены в таблице и вынесены на рисунок.

В глубоководных котловинах Японского моря выделяется 3 формационно-геохимических типа вулканитов: 1 – океанические толеиты (базальты аналогичные абиссальным океаническим толеитам или базальтам типа N-MORB); 2 – окраинно-морские толеиты (базальты, характеризующиеся геохимической близостью к островодужным толеитам, т. е. базальты с “островодужной тенденцией”); 3 – пост-

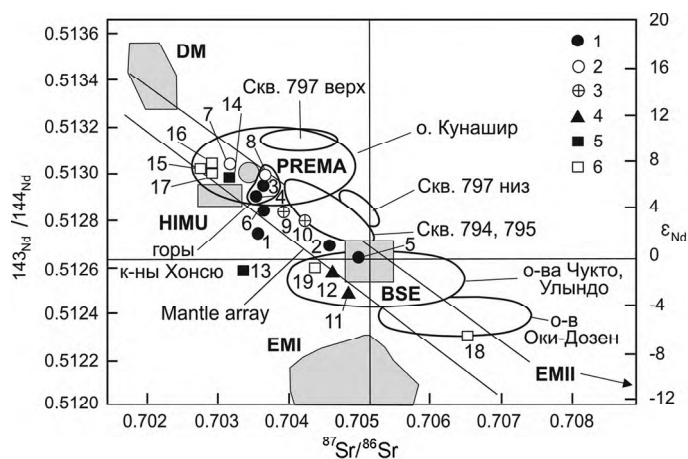


Рис. Изотопные отношения Sr и Nd в кайнозойских вулканитах Японского и Охотского морей.

1–4 – Японское море: 1–3 – пострифтовые вулканиты – Центральная котловина (1), котловина Хонсю (2), наложенные постройки (3); 4 – щелочные вулканиты обрамления Цусимской котловины. 5, 6 – Охотское море: вулканиты обрамления Курильской котловины (5), вулкан Геофизиков (6). На рисунке контурами выделены поля вулканитов: о-в Кунашир по [6]; скв. ODP (скв. 794, 795, 797), горы котловины Хонсю, о-ва Чукто, Улындо, Оки-Дозен по [4]. Цифры возле точек соответствует номерам анализам в таблице.

Таблица. Соотношение изотопов Sr и Nd в вулканитах Японского и Охотского морей

№№	№№ образца	Порода	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{Sr}\pm 2\sigma}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{Nd}\pm 2\sigma}$
1	931-1-г	Ol-I Базальт	0.703577±15	0.512751±8
2	1149-3	Pl Базальт	0.704647	0.512695
3	7714-A	Ol-Pl Базальт	0.703583±14	0.512952±12
4	2070-A	Pl Базальт	0.703513±15	0.512935±13
5	1679	Ферробазальт	0.705027	0.512674
6	1226-а	Pl Базальт	0.703573	0.512855
7	77132-Б	Ol-Pl Базальт	0.703225±13	0.513037±8
8	1344-5	Ферробазальт	0.703612	0.512961
9	1612-5	Ol-Срх-Pl Базальт	0.703793±13	0.512836±12
10	2519-1	Срх-Pl Базальт	0.704261	0.512807
11	936	Ol-рх Базальт	0.704783	0.512528
12	1212	Ol Базальт	0.704608±14	0.512611±8
13	126-1-5	Трахиандезит	0.703303	0.512603
14	19-10	Андезибазальт	0.703158	0.512973
15	Ge99-39/2	Базальт	0.702876±9	0.513026±5
16	27-18-1	Андезибазальт	0.702874±7	0.513026±4
17	27-18-2	Андезибазальт	0.702870±7	0.513029±7
18	Ge99-39/1	Андезит	0.706519±8	0.512234±9
19	28-48-1-1с	Андезит	0.704424±7	0.512616±6

Примечание. 1–12 – Японское море: 1–10 – пострифтовые вулканиты (1–6 – Центральная котловина; 7,8 – котловина Хонсю; 9, 10 – наложенные постройки); 11,12 – щелочные вулканиты обрамления Цусимской котловины. 13–19 – Охотское море: 13, 14 – обрамление Курильской котловины; 15–19 – вулкан Геофизиков. Анализы выполнены: 1, 3, 4, 7, 9, 12 в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН; 2, 5, 6, 8, 10, 11, 13, 14 в лаборатории ГЕОХИ РАН; 15–19 по [5].

рифтовые вулканиты возвышенностей котловин [3]. Первые 2 типа базальтов вскрыты скважинами глубоководного бурения (скв. 794, 795, 797). Образования 3-го типа слагают небольшие горы и хребты вулканического происхождения в котловинах Центральной и Хонсю, а также формируют наложенные постройки в краевых частях крупных возвышенностей. Они характеризуются повышенной щелочностью, а по геохимическим особенностям более всего соответствуют вулканитам океанических островов и поднятий. Возвышенности в котловинах сформировались в результате вулканизма уже после образования абиссального ложа котловин как пострифтовые структуры. Время их образования – средний миоцен-плиоцен. По северному обрамлению Цусимской котловины (о-ва Уллындо, Чукто, о-ва Оки, подводная возвышенность Глебова, гайот Оки) развиты щелочные вулканиты континентальных рифтов [3]. На диаграмме изотопных отношений Sr и Nd (рис.) среднемиоцен-плиоценовые пострифтовые базальты формируют протяженный ряд вдоль линии (зоны) мантийной последовательности от мантийных источников PREMA и NIMU вплоть до поля BSE (средний силикатный состав Земли). В пределах этого ряда также располагается область значений изотопных отношений для вулканитов гор котловины Хонсю по данным японских авторов [4]. Значительная часть точек локализуется около источников PREMA и NIMU. Породы этой группы характеризуются довольно высокими соотношениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512855–0.513037) и относительно низкими – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.703225–0.703583). Остальные точки формируют протяженный тренд до поля BSE, где располагаются значения отношений для ба-

зальтов Центральной котловины и наложенных построек. Наиболее приближенными к источнику DM среди пострифтовых вулканитов Японского моря являются породы котловины Хонсю, в том числе и образования, изученные японскими исследователями. Максимально деплетированным является оливин-плагиоклазовый базальт (табл., обр. 7), который, скорее всего, отвечает составу исходной магмы для вулканических построек котловины Хонсю. Максимально удаленными от источника DM (в тоже время наиболее приближенными к источнику EM I) являются базальты Центральной котловины (табл., обр. 2, 5). Разное положение фигуративных точек пострифтовых вулканитов (базальты, трахиандезиты) котловины Хонсю и Центральной котловины (базальты) на едином тренде позволяет предположить несколько отличный состав исходных магм для вулканических построек этих структур. Более щелочной для Центральной котловины. Такой протяженный тренд, как у пород Японского моря, характерен для вулканитов океанических островов [1, 2]. Это свидетельствует о мантийном происхождении и петрологической близости указанных вулканитов Японского моря с магматитами океанических островов. Щелочные вулканиты обрамления Цусимской котловины тяготеют к источнику обогащенной мантии EM I и характеризуются низкими соотношениями $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ (0.512528–0.512611) и высокими – $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ (0.7046–0.7048). На диаграмме изотопных отношений Sr и Nd они располагаются в поле щелочных вулканитов о-вов Чукто и Уллындо (рис., табл.).

По изотопному составу Sr и Nd среди базальтов скважин ODP (скв. 794, 795, 797) резко обособляются две группы (см. рис.) – верхний комплекс скв. 797 и все остальные породы скважин. На диаграмме изотопных отношений Sr и Nd толеиты верхнего комплекса наиболее близки к источнику DM (деплетированная мантия), благодаря высоким значениям $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ (0.513083–0.513158) [4]. Остальные базальты скважин 794, 795, 797 образуют регрессивный линейный тренд от источника PREMA (наиболее деплетированные разности) до поля BSE, где локализуются более обогащенные толеиты. Сравнивая пострифтовые базальтоиды вулканических построек котловин Японского моря и базальты скв. ODP (скв. 794, 795, 797), пробуренных в абиссальной части котловин, следует отметить существенные отличия в изотопных составах тех и других пород. Во-первых, часть базальтов скв. ODP (скв. 797, верхний комплекс) характеризуются максимально деплетированным составом – на диаграмме изотопных отношений Sr и Nd они располагаются наиболее близко (рис.) к источнику DM (деплетированная мантия). Среди базальтоидов вулканических построек котловин таких пород нет. Во-вторых, все поля, характеризующие базальты скв. ODP, на диаграмме соотношений Sr и Nd смещены вправо (рис.) по отношению к значениям, отвечающим базальтоидам вулканических построек. Это соответствует более высоким отношениям $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ в базальтах скв. ODP, что, скорее всего, можно объяснить более значительным уровнем вторичных изменений в базальтах скв. ODP. Известно, что Sr, как флюидомобильный элемент, накапливается в базальтах при низкотемпературных вторичных изменениях. Увеличение значений $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ отношений при интенсивных вторичных изменениях (рост п.п.п.) для вулканитов о-ва Кунашир показана в работе А.Ю.Мартынова [6]. Возможность зависимости значений $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ отношений от уровня вторичных изменений отмечалось Г. Фором [2].

В Охотском море плиоцен-плейстоценовые вулканические постройки располагаются главным образом по обрамлению Курильской котловины. Они известны на юго-восточном склоне возвышенности Академии Наук (АН) и на Охотоморском

склоне Курильской дуги. Единственная изученная вулканическая постройка, расположенная в абиссальной части котловины – это вулкан Геофизиков [5]. Однако, согласно геофизическим исследованиям, вулкан Геофизиков находится на выступе акустического фундамента в-ти АН в сторону котловины. Скорее всего, вулкан Геофизиков приурочен к нижней тектонической ступени (уступу) склона в-ти АН. Эта ступень, перекрытая осадками, хорошо видна на временном разрезе МОВ ОГТ, выполненном вдоль опорного геофизического профиля 2-ДВ-М (данные В.Г. Прокудина), который пересекает в том числе и Курильскую котловину. Иными словами, все изученные вулканические постройки Курильской котловины и её обрамления располагаются на коре континентального типа, что отразилось на геохимических особенностях их пород. На них преобладают вулканиды известково-щелочной серии островных дуг. На диаграмме изотопных отношений Sr и Nd (см. рис.) точки пород Охотского моря образуют две хорошо обособленные группы. Большая часть из них (в-ть АН - табл., обр. 14; 7 из 11 образцов в-на Геофизиков) располагаются чуть выше мантийного источника НМУ, где формируют компактное поле, которое практически совпадает с областью развития слабоизмененных вулканидов Курильских островов (см. рис.). В эту группу входят базальты и андезиты-базальты (SiO_2 48.05- 57.00%). Они характеризуются повышенными значениями изотопов Nd (0.512973-0.513048) и пониженными – изотопов Sr (0.702870-0.703158). Отмеченные особенности свидетельствуют о мантийном происхождении вулканидов этой группы и фактическом отсутствии влияния континентальной коры на их магмогенезис. Породы 2-ой группы (в-н Гидрографов – табл., обр. 13; в-н Геофизиков – 3 образца), в которую также входят базальты и андезиты (SiO_2 51.09- 59.81%), формируют протяженный тренд практически от источника НМУ к источнику ЕМ II (см. рис.). Последний обычно определяют как источник, обогащенный континентальной корой. Эти породы характеризуются низкими значениями изотопов Nd (0.511877-0.512703) и повышенными – отношениями изотопов Sr (0.703303-0.706519). Положение составов пород в-на Геофизиков на диаграмме отношений изотопов Pb в поле «нижней континентальной коры» [5], также указывает на влияние коры на их образование. Это подтверждает, что вулканиды 2-ой группы образуются при существенном влиянии континентальной коры.

Таким образом, проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы: 1 – вулканиды всех рассмотренных формационно-геохимических типов Японского моря имеют мантийный генезис; 2 – вулканиды Охотского моря (обрамление Курильской котловины и вулкан Геофизиков) представлены породами, которые имеют мантийное происхождение, а также вулканидами, характеризующимися четко выраженным влиянием «нижней континентальной коры» на их магмагенезис.

Литература

1. Мартынов Ю.А. Основы магматической геохимии. Владивосток. Дальнаука, 2010. 228 с.
2. Фор Г. Основы изотопной геологии (пер. с англ.). М.: МИР, 1989. 590 с.
3. Съедин В.Т. Вулканизм Японского моря – индикатор Кайнозойского рифтогенеза окраины Азии // Кайнозойский континентальный рифтогенез. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. Т. 2. С. 138–142.
4. Филатова Н.И. Закономерности динамики окраинно-морского магматизма (Корейско-Японский регион) // Литосфера. 2004. № 3. С. 33–56.
5. Baranov B.V. et.al. Evidence for compressionally induced high subsidence rates in the Kurile Basin (Okhotsk Sea) // Tectonophysics. 2002. V. 350. P. 63–97.
6. Мартынов А.Ю. Геохимическая эволюция вулканидов о-ва Кунашир (Курильская островная дуга): Дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток. 2011.

Г.Ф.Уфимцев**ИНИЦИАЛЬНЫЕ РИФТЫ***ФГБУН Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

В новейшей структуре внутриконтинентальных рифтовых зон континентов наблюдаются многообразные формы тектонических общих погружений. В первую очередь, это большие грабены или рифты (рифтовые долины), протяженность которых составляет до 200 км и до 35–40 км ширины. Тункинская рифтовая долина является примером такого рода неотектонических форм. Но, наряду с ними в структуре тектонического рельефа Байкальской рифтовой зоны участвуют и другого рода формы, в том числе малые (длиной десятки километров) грабены с небольшими мощностями рыхлых отложений – это “голые” (эвгимнические) формы, которые можно обозначать как кратковременные тектонические погружения – это инициальные малые рифтовые долины.

Байкальский рифт является примером такого рода структурных форм. Это, в первую очередь, молодой рифт пролива Малое Море, который обособляется от южного продолжения Северобайкальской впадины. Он разделяет Ольхонско-Академическую междувпадинную перемычку от Северобайкальского рифта, протягивается с юга от мысов Арал и Хобой и продолжается в виде тектонического понижения на юг вплоть до устья Бугульдейки, сопровождает на всём протяжении уступ Обручевского (Приморского) сброса. Между последним и акваторией Среднего Байкала инициальный Маломорский рифт образует входящий угол, сходящуюся на юго-запад небольшую впадину – такого рода образования в виде входящих углов В.В. Ламакин называл защербами. Другим прообразом Маломорского рифта является система малых неогеновых впадин на северо-западном побережье о.Ольхон: они испытали инверсионные преобразования.

Другой инициальный рифт располагается на восточном побережье Байкала – это малоамплитудное погружение Чивыркуйского залива. Он, судя по всему, имеет сложную природу, и продолжение его на юг, на участок Святоносско-Арангатуйской перемычки-томболо, на акваторию северной части Баргузинского залива довольно проблематично. В Чивыркуйском заливе этот инициальный рифт состоит из ряда угловатых погруженных блоков, а на севере он, видимо, обособлен и от Северобайкальской впадины и северо-западного продолжения Южнобайкальской.

На восточном побережье Байкала несколько молодых блоковых погружений, входящими углами, внедряющиеся в его горное обрамление, возможно, могут быть отнесены к инициальным рифтам. Узкая система молодых погружений, включающая устье долины р. Кика, озеро Котокель и систему малых впадин бассейна р. Турки, тоже является инициальным рифтом, развитие которого, возможно свидетельствует о экспансии Байкальского рифта на восточное побережье, и этот район прослеживается вплоть до устья р.Баргузин.

Весьма наглядный инициальный рифт значительной протяжённости составляет западную границу Дархат-Хубсугульской секции Байкальской рифтовой зоны – это протяжённая система Белинской, Бусингольской и Терехольской впадин. В Баргузинском рифте инициальные формы (грабены) составляют молодые погружения на бортах Улюнской и Сахулинской краевых тектонических ступеней, а также

Улан-Бургинская и Яско-Неругинская впадины, видимо, ассоциирующие с дном Баргузинской рифтовой долины.

В формировании инициальных рифтов Байкальской рифтовой зоны существует малозаметная (?) структурная проблема в их связях с днищами рифтовых долин. На восточном побережье Байкала молодые (в том числе инверсионные), инициальные рифты обычно формируются на участках горного обрамления в виде денудированных пониженных тектонических ступеней и тем самым являются как частью остаточного-глыбового (по Н.А.Флоренсову) механизма горообразования. Здесь их ширина может достигать 10 км и более и в их состав входят Кетокель-Туркинский инициальный рифт и рифт Духового озера, а также сопутствующие системы “береговой горст” – тыловой грабен, в значительной мере на восточном байкальском берегу определяющие латеральное расширение рифтовой долины. Тектонические условия расширения дна Байкальского рифта здесь наиболее наглядны. Можно полагать, что наряду с Баргузинским рифтом, таковой Байкальский ясно обозначает геодинамическую тенденцию его расширения и в конечной форме преобразование глубокий и платформенный (авлакогеноподобный?) прогиб.

Ещё одна разновидность инициальных рифтов входит в состав межрифтовых перемычек, например Верхнеангарской, где вдоль долин Верхней Ангары и Янчуя в неё проникают молодые грабены с мощной толщей плейстоценовых песков - эти образования можно отнести к “седиментационным колодцам”.

В Чарско-Муйской междурифтовой перемычке инициальные рифты либо заполняют тектонические погружения приустьевых долин-грабенов (рр. Сюльбан, Куанда), либо системы приледниковых озёр (Бол. и Мал. Леприндо). В Тункинском рифте такого рода образования входят в состав Култучно-Быстринской и Мондинской междурифтовых перемычек, в состав которых входят малые впадины с неогеновым выполнением и междувападинные продольные проходы. Малые впадины типа Быстринской и Мондинской являются характерными формами таких инициальных рифтов.

Инициальные рифты – это протяженные молодые грабены с маломощным чехлом рыхлых отложений. Они играют существенное значение в новейшей тектонике Байкальской рифтовой зоны и определяют последовательное и постепенное расширение и денудационную деградацию остаточных (реликтовых) горных поднятий. Они, видимо, определяют структурное значение междурифтовых перемычек и, в конечном счёте, формируются за счёт рифтовых долин. Такова, например, Ольхонско-Академическая междурифтовая перемычка между большими грабенами Северного и Среднего Байкала, в которой поднятие северной части острова Ольхона (это наклонный на запад горст) имеет роль плеча-противоподнятия Среднего Байкала. Такова же роль и системы наклонных горстов между мысами Кочерковским и Ядыр, которые разделяют узкую полосу Онгурен-Кочериковского инициального рифта севернее. В большинстве они являются новообразованиями, например, это Маломорский рифт, и последовательно расширяются в одном направлении. Маломорский грабен, благодаря продолжающей его на юг узкой приразломной впадине (защербе), протягивается вплоть до устья р. Бугульдейки. Аналогичную ситуацию мы видим в Чивыркуйской впадине, восточный (святоносский) борт которой составлен педиментированными остаточными ступенями в окружении активных горстов полуострова Святой Нос. К этому следует добавить, что инициальные молодые рифты в структуре Байкальской рифтовой зоны, а также Нижнеамурской окраинно-материковой рифтовой зоны имеют существенное значение.

В.С. Федоровский**СДВИГОВАЯ ТЕКТОНИКА В КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЕ ЗАПАДНОГО
ПРИБАЙКАЛЯ***ФГБУН Геологический институт РАН, г. Москва*

1. В Ольхонском регионе Западного Прибайкалья в современном срезе (хорошо обнаженное степное плато в Приольхонье и на острове Ольхон, окруженное непрерывной лентой прибрежных скал Байкала) вскрыты глубинные горизонты раннепалеозойской коллизионной системы. Детальное картирование, проведенное с плотным использованием современных дистанционных данных аэрокосмического зондирования, позволило установить ведущую роль сдвигового тектогенеза при формировании структуры коллизионного композита, возникшего в процессе столкновений различных сегментов коры Ольхонского террейна и Сибирского кратона. Дистанционный материал отличается высоким классом дешифрируемости, что обеспечивает соответствующую точность геологических карт. В работе используются панхроматические и мультиспектральные космические снимки среднего, высокого и сверхвысокого пространственного разрешения с семи спутников США, Франции и Японии (масштабы до 1:1500, 1:2000, 1:5000) и панхроматические аэрофотоснимки четырех масштабов, в том числе сверхкрупного (1:5000, Россия).

2. Структурный каркас системы составляют десятки крупных сдвиговых пластин, разделенных швами бластомилонитов. Конфигурация пластин отражает косой характер коллизии и бульдозерные эффекты, реализованные при скольжении террейна вдоль Сибирского кратона. Хотя истинные масштабы таких перемещений остаются неизвестными, материал позволяет утверждать, что они были немалыми: в современном срезе здесь тектонически перемешаны пластины различной геодинамической природы, изначально разделенные внушительными пространствами. Одновременно со сжатием, сопровождавшим коллизию, сдвиговой тектогенез инициирует и появление локальных зон растяжения, которые включают механизмы синорогенического коллапса коллизионного сооружения. Интегральная картина представляет собой, таким образом, пеструю смесь тектонических единиц, отражающих эпизоды не только становления, но и разрушения коллизионной системы, реализованных практически одновременно и в одном и том же объеме геологической среды.

3. Коллизионный шов разделяет Сибирский кратон и Ольхонский террейн. Он обнаружен и прослежен на 150 км вдоль западного побережья Байкала и склонов Приморского хребта. На юго-западе и северо-востоке шов скрыт в акватории озера. Под косым углом к коллизионному шву примыкают несколько группировок сдвиговых пластин, разделенных бластомилонитовыми швами. Такую же конфигурацию обнаруживают и зоны метаморфизма (на юго-западе и северо-востоке вдоль коллизионного шва картируются породы амфиболитовой фации, а в центральной части преобладают породы гранулитовой фации). Границы зон метаморфизма, точно так же, как и структурные зоны, под косым углом срезаны коллизионным швом. Сам он сложен бластомилонитами по раннедокембрийским породам Сибирского кратона и по раннепалеозойским породам Ольхонского террейна. Преобладает эпидот-амфиболитовая фация метаморфизма. Среди бластомилонитов нередко текто-

нические фрагменты гранулитов; размеры таких включений достигают первых километров. Интересно то, что наиболее крупные отторженцы обнаружены на удалении 2–10 км от основного поля развития гранулитов, и это прямое свидетельство сдвигового транспорта материала непосредственно в зоне шва. Ширина коллизионного шва в плане достигает 1 км. С его северо-западной границей совпадает современный Приморский разлом рифтовой системы Байкала, и именно это обстоятельство долгие годы препятствовало обнаружению главной структуры раннепалеозойского коллизионного сооружения. Приморский разлом великолепно выражен в рельефе, он виден на космических и аэрофотоснимках любого масштаба. Практически все исследователи, изучавшие Приморский разлом, упоминают при его описании бластомилониты, которые к этому разлому не имеют никакого отношения (возраст бластомилонитов – палеозойский, возраст Приморского разлома – кайнозойский). Но и в последние годы, когда палеозойский возраст метаморфитов Ольхонского региона, считавшихся раннедокембрийскими, был безусловно доказан (около 100 определений возраста), геологическая литература пестрит утверждениями о том, что границей Ольхонского террейна и Сибирского кратона является Приморский разлом. Ошибочность таких взглядов очевидна.

4. Сдвиговые швы, в изобилии насыщающие коллизионный композит региона, неодинаковы по своей морфологии и масштабам. Особняком выглядит Главная сдвиговая зона региона. Она прослежена минимум на 120 км и нет ни одной структуры, которая пересекала бы Главную зону. Наоборот – многочисленные крупные и мелкие сдвиговые пластины, а также и разделяющие их бластомилонитовые швы, сами срезаны Главной сдвиговой зоной. Картирование показало: Главная зона разделяет многокомпонентные группировки сдвиговых пластин, расположенные с двух сторон от нее. Главная сдвиговая зона включает многочисленные тела гипербазитов и, по-сути, является офиолитовой сутурой. Хотя сама эта структура обнаружена и детально закартирована, ее исследование еще впереди. Многие моменты истории развития этой зоны пока загадочны и здесь возможны неожиданные находки. Вместе с тем, Главная сдвиговая зона не уникальна. Офиолитовых сутур такого рода в регионе несколько (они менее протяженные и не такие мощные), но вполне может оказаться, что и они столь же значительны и не только маркируют следы “захлопнутых” былых океанических пространств, но и “регулируют” структурную конфигурацию всей коллизионной системы, картируемой в современном срезе.

5. Интересная черта сдвиговой матрицы региона, – энергичная прогрессивная многоактная деформация составляющих ее сдвиговых пластин и бластомилонитовых швов в том же – сдвиговом режиме. В результате возникали сдвиговые дуплексы, а также крупные эффектные структуры сигмоидального типа, которые на фоне общего тектонического расплющивания и линеаризации системы выглядят весьма странно и необычно. Генезис таких структур имеет двоякий характер: в одних местах их появление связано с условиями резкой реологической неоднородности среды, охваченной сдвигом, а в других – складчатые сигмиды отражают наложение сдвига на уже возникшие сдвиговые комбинации. Последний вариант наиболее отчетливо демонстрирует сложнейшая структура Нутгей в Приольхонье – она возникла в процессе поздней синметаморфической сдвиговой деформации сдвигового дуплекса, сформированного на ранних этапах реализации сдвиговой тектоники.

6. Реологическая неоднородность – выдающаяся черта тектоники и геодинамики коллизионной системы Ольхонского региона. Впрочем, такое определение, наверное, условно, потому что на самом деле подобная неоднородность – совершенно обычное свойство любых геологических объектов. Мы (геологи) просто не привыкли работать с категориями такого класса и, надо признаться, дилетанты в знании механики таких процессов. И напрасно. Тектоника Ольхонского региона дает возможность “в чистом виде” наблюдать чудовищные масштабы влияния реологической неоднородности геологической среды на формирование архитектуры складчатого ансамбля. Главными объектами, обеспечивающими контрастный характер структур, генезис которых «завязан» на реологическую неоднородность, являются многочисленные “жесткие” мелкие и крупные массивы базитов и гипербазитов, погруженные в пластифицированный при метаморфизме, маловязкий матрикс. В глубинных горизонтах коры, при метаморфизме и реализации тектонического течения, жесткие тела базитов и гипербазитов начинают вращаться (и это – роллинг), вовлекая в подобные деформации и прилегающие части метаморфической рамы. Результат – формирование складчатых сигмоид вокруг тел базитов и гипербазитов, структур вихревого и кольцевого типов, спиральных конфигураций не только в метаморфической раме, но и в самих телах базитов и гипербазитов. Крупнейшие складчатые сигмиды закартированы вокруг Бирхинского и Крестовского массивов габброидов (размах крыльев сигмиды, локализованной вокруг Бирхинского массива, например, равен 15 км). Массив габброидов Танхан-1 на северо-востоке Приольхонья сам обладает вихревым структурным рисунком, а вокруг него локализована кольцевая структура в метаморфическом матриксе. Многие тела гипербазитов в границах Главной сдвиговой зоны, хотя они и невелики по размерам, получили спиральные очертания в плане. Разумеется, реально картируемые структуры многократно сложнее приводимой здесь предельно упрощенной характеристики. В докладе приводятся конкретные примеры детальных геологических карт, космических снимков сверхвысокого разрешения и аэрофотоснимков сверхкрупного масштаба, иллюстрирующих влияние реологической неоднородности геологической среды, охваченной сдвиговым тектогенезом. Несомненно, что все эти эффекты не являются какой-то удивительной спецификой Ольхонского региона: это совершенно тривиальный стиль тектоники, реализуемый всегда и везде.

7. Транспорт сдвиговых пластин, составляющих коллизионный композит, происходил, по-видимому, с различной скоростью. Многочисленные свидетельства этого запечатлены в различной кинематике и ориентировке синметаморфических жил гранитов, насыщающих сдвиговые пластины. Хотя логически ясно, что генеральная система коллизии была едина, установить вектор продвижения террейна вдоль края Сибирского кратона непросто: конкретные данные касаются реальных ситуаций, которые можно зафиксировать по тем, или иным сдвиговым пластинам, но это еще не позволяет утверждать, что обнаружен общерегиональный тренд. Такой вывод можно сделать только исходя из анализа структуры системы в целом. Ее понимание, вместе с тем, вряд ли возможно без составления точных геологической и тектонической карт региона. Они – в процессе завершения. Уже сейчас ясно, однако, что коллизионный коллаж Ольхонского региона представляет собой хаотическую смесь различных тектонических единиц, образованных разными по составу метаморфическими и магматическими комплексами, имеющими различную гео-

динамическую природу, историю развития, а нередко отличающихся и разными протолитами. Среди них документируются признаки исходных островных дуг, задуговых бассейнов, аккреционной призмы, микроконтинента. Коллизионный удар и последовавшее скольжение этого аггломерата в режиме сдвига вдоль края Сибирского кратона привело к дезинтеграции исходной системы и тектоническому перемещению ее фрагментов. Это и есть картируемый здесь на современной поверхности глубинный срез коллизионной коры раннего палеозоя. Главный мотив такого типа коллизии – сдвиговый тектогенез.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 11-05-00267), ГИИ РАН и программы ОНЗ и СО РАН “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)”

А.И. Ханчук¹, А.Н. Диденко^{2,3}, А.И. Тихомирова², И.П. Войнова²

**ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ГЕОХИМИЯ КИСЕЛЕВСКОГО БЛОКА КИСЕЛЕВСКО-
МАНОМИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (СЕВЕРНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ):
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ**

¹ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

²ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

³ФГБУН Геологический институт РАН, г. Москва

Значительную часть восточной окраины Евразии образуют покровно-складчатые системы Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса [12]. Пояс разделен рифтовой структурой Татарского пролива миоценового возраста [4, 16] на Сихотэ-Алиньскую и Хоккайдо-Сахалинскую ветви. Последняя занимает площадь островов Хоккайдо (Япония), Сахалин (Россия) и ограничена с востока современной островодужной системой, маркирующей границу Тихоокеанской и Охотоморской плит, первая – занимает значительную часть территории России от берегов Японского моря на юге до побережья Охотского моря на севере. На западе континентальная ветвь пояса ограничена двумя древними массивами – Буреинским и Ханкайским с раннепалеозойской континентальной корой, на севере – по торцовому сочленению граничит с более ранним Монголо-Охотским покровно-складчатым поясом, на юге – ограничена впадиной Японского моря.

Согласно современным представлениям пояс образован террейнами различного происхождения [13], включающими фрагменты юрских и раннемеловых аккреционных призм, раннемеловых островодужных систем и раннемелового синдвигового турбидитового бассейна [13]. Формирование орогенного пояса началось в конце юры и продолжалось в течение раннего мела в обстановке трансформной окраины, на фоне складчатых и разрывных деформаций, связанных с крупномасштабными левосторонними перемещениями по системе окраинно-континентальных сдвигов [3].

Из реконструкций, проведенных на основе структурных, литолого-фациальных, биостратиграфических и геохимических данных [12, 3], большая часть пород пояса формировалась в условиях активной окраины Евразийского палеоконтинента в четырех палеозонах: 1) краевом вулcano-плутоническом поясе, наложенном на край Буреинского массива и восточную окраину Монголо-Охотского пояса; 2) Хабаровском меланжево-олистоострововом комплексе; 3) Амурском комплексе тектонических чешуй нижнемеловых турбидитов; 4) Киселевско-Маноминском комплексе тектонических чешуй. Внедрением гранитоидов хунгарийского и татибинского комплексов завершилось формирование новообразованной континентальной литосферы Сихотэ-Алиня у восточной окраины Евразии.

Согласно альтернативным представлениям на эволюцию региона [10] пространственное соотношение террейнов оставалось практически неизменным со времени их формирования, и только вдоль системы сдвигов Тан-Лу могли быть подвижки, не нарушившие первичное распределение этих блоков.

Понятно, что какие-либо решающие доказательства в пользу одной из этих альтернатив традиционные методы геологии дать не могут в принципе – нужна оценка истинных масштабов горизонтальных перемещений блоков (террейнов), выполняющих эту часть окраины Евразии. Без таких данных умозрительными оста-

нутя любые геодинамические построения. Необходимость привлечения палеомагнитного метода, позволяющего на количественном уровне оценить параметры вращения блоков на сфере и, соответственно, истинные расстояния горизонтальных перемещений, очевидна.

Киселевско-Маноминский [9] или Нижнеамурский [14, 15] террейн определяется многими исследователями [7, 8, 11] как фрагмент среднемеловой аккреционной призмы, расположенной на лево- и правобережье нижнего течения р. Амур и протягивающейся узкой полосой северо-восточного простирания шириной 5–20 км от приустьевой части р. Усури до побережья Сахалинского залива Террейн разделен на три сегмента: Киселевский, Маноминский и Вяземский, Централльно-Сихотэ-Алиньским левосторонним сдвигом [1, 5, 12, 14].

В районе с. Киселевка террейн представлен плитчатыми кремнями, чередующимися со щелочными вулканитами и известняками. Структура изученного вулканогенно-кремнистого комплекса представляет собой пакет из 4-х тектонических пластин, сложенных ленточными и массивными кремнями, чередующимися с телами базальтовых потоков различной мощности и лав. Пластины отделяются друг от друга зонами срывов, выражающимися интенсивным разлинзованием и расщеплением кремней. К зонам срывов приурочены и складчатые деформации. Залегание слоев в пластинах варьируется преимущественно от западного до северного направлений с углами падения от 20 до 80 градусов.

Ранее [2], вся эта ассоциация относилась к поздне триасово-юрской киселевской свите. Более поздними работами [5, 6, 14] было установлено, что кроме остатков юрских радиолярий кремни содержат и раннемеловые (от раннего валанжина до середины баррема), а кремнистые аргиллиты охарактеризованы радиоляриями позднебарремско-среднеаптского возраста. Позднее эти данные были уточнены: 1) возраст ископаемых радиолярий в кремнях киселевского разреза был определен от геттанга ранней юры до берриаса раннего мела; 2) установлено, что в титоне был перерыв седиментации; 3) хаотические образования, содержащие крупные глыбы базальтов и известняков, охарактеризованы валанжин-готеривским комплексом радиолярий [17].

В результате проведенных нами геолого-геофизических исследований была выделена характеристическая компонента естественной остаточной намагниченности осадочно-вулканогенных пород Киселевского блока Киселевско-Маноминского террейна, среднее направление для которой для 11 точек в стратиграфической системе координат составляет $Dec = 275.8^\circ$, $Inc = -33.8^\circ$, $K = 33.3$, $\alpha_{95} = 8.0^\circ$. Для этого направления имеется, во-первых, позитивный тест складки - кучность в стратиграфической системе координат существенно выше как на уровне образцов ($K_s/K_g = 1.93$), так и на уровне точек отбора ($K_s/K_g = 5.29$). Во-вторых, в киселевском разрезе имеются образцы с прямой и обратной полярностью, но так как последние по количеству явно преобладают (> 90 %), тест обращения имеет неопределенный характер. Кроме того, магнитоминералогические исследования свидетельствуют о высокой палеомагнитной стабильности большей части коллекции.

По данным геохимических характеристик вулканогенные породы Киселевского блока формировались во внутриплитной океанической обстановке, так как они близки таковым вулканитам Гавайской горячей точки.

На основе модели [18] рассчитаны кинематические параметры и построены 3 палеореконструкции, согласно которым Киселевский блок: 1) в интервале 135–105 млн

лет перемещался на плите Изанаги в северо-западном направлении со скоростью 15–20 см/год, пройдя, таким образом, расстояние более 5 тыс. километров до восточной окраины Евразии (район Корейского полуострова); 2) в интервале 105–70 млн лет в составе фрагмента аккреционного комплекса перемещался вдоль трансформной окраины Евразии на север со скоростью 4–5 см/год до своего современного положения (Нижний Амур) и вошел в состав континентальной плиты.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проекты № 12-II-CO-08-026, №12-I-0-ОНЗ-07, 13-III-B-08-067) и РФФИ (проект 12-05-91158-ГФЕНа).

Литература

1. Войнова И.П., Зябрев С.В., Приходько В.С. Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1994. Т. 13, № 6. С. 83–96.
2. Геология СССР: Т. XIX: Хабаровский край и Амурская область. Ч. I: геологическое описание / Под ред. Сидоренко А.В. М.: Недра, 1996. 736 с.
3. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана: Дис... д-ра геол.-минер. наук: 25.00.03: Владивосток, 2004. 326 с.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1, 327 с.; Т. 2, 334 с.
5. Зябрев С.В. Раннемеловые кремни Киселевско-Маноминского террейна - наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1994. Т. 13, № 6. С. 74–82.
6. Зябрев С.В., Анойкин В.И. Новые данные о возрасте отложений Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса по ископаемым радиоляриям // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 3. С. 74–83.
7. Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000, 283 с.
8. Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И., Зябрев С.В., Нечаев В.П., Высоцкий С.В. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья (строение, состав и обстановки седиментации). Владивосток: Дальнаука, 1997, 300 с.
9. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизийная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
10. Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулcano-плутонические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 2. Вулcano-плутонические пояса: структурно-вещественные характеристики и закономерности формирования. Тихоокеан. геология. Т. 16, № 6. С. 58–79.
11. Филиппов А. Н. Юрско-раннемеловой вулканогенно-кремнистый комплекс р. Маномы (Северный Сихотэ-Алинь): фрагмент осадочного чехла палеоокеанической плиты // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 1. С. 25–38.
12. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Горячев Н.А., Родионов С.М. Геодинамические реконструкции и металлогения Востока России // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Дальнаука, 2006. Кн. 2. С. 880–898.
13. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Япономорского региона в мезозое // Вестник ДВО РАН. 2003. № 6. С. 94–108.
14. Ханчук А.И., Огнянов Н.В., Попова И.М., Филиппов А.Н. Новые данные о раннемеловых отложениях Нижнего Приамурья // Докл. АН. 1994. Т. 338, № 5. С. 667–671.
15. Khanchuk A. I. Tectonics of Russian Southeast // Chishitsu News. 1994. N 480. P. 19–22.
16. Maruyama, S., Iozaki, Y., Kimjura, G., Terabayashi, M., 1997. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate synthesis from 750 Ma to the present. The Island Arc 6, 121–142.
17. Sakai T., Ishida K., Kozai T., Ohta T., Ishida N., Kirillova G.L., Kalinin Ju. Examination of the Late Jurassic-Early Cretaceous subduction complexes along the Amur River: a new perspective on the accretionary terrane in Far East // Cretaceous continental margin of East Asia: Stratigraphy, sedimentation, and tectonic. The IV-th international symposium of IGCP 434. Khabarovsk. 3–12 september. 2002. P. 51.
18. Seton M., Mӓller R.D., Zahirovic S., Gaina C., Torsvik T., Shephard G., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maus S., Chandler M. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. Earth-Science Reviews 113 (2012) 212–270.

В. С. Шкодзинский

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАНТИИ, ПЛЮМОВ И ЛИТОСФЕРЫ (МОДЕЛЬ ГОРЯЧЕЙ ГЕТЕРОГЕННОЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ)

ФГБУН Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

С проблемой происхождения мантии, плюмов и литосферы тесно связано решение многих вопросов генезиса тектонических структур, магм и полезных ископаемых. Этой проблеме посвящены тысячи публикаций. Однако в большинстве работ признается, что она до сих пор не имеет убедительного однозначного решения. Полученные в последние десятилетия планетологические и петрологические данные о горячем образовании планет земной группы и фракционировании на них глобальных океанов магмы свидетельствуют о том, что такое положение не случайно. Оно обусловлено ошибочностью гипотезы холодной гомогенной аккреции Земли, на основании которой предпринимались попытки решения генетических проблем глобальной петрологии.

О горячем формировании Луны свидетельствуют магматический генезис всех ее коренных пород, их очень древний возраст (обычно более 3.7 млрд лет), высокодифференцированный состав многих из них, присутствие древней анортозитовой коры мощностью до 100 км, образование которой произошло путем фракционирования слоя мафической магмы мощностью не менее 1000 км [6]. На фракционирование подобного океана на Земле указывают положение точек среднего состава пород литосферной мантии платформ вдоль трендов магматического фракционирования (рис. 1), уменьшение средней температуры образования и изотопного возраста ее пород в полном соответствии с этим трендом (рис. 2), признаки постепенного сильного остывания коры и мантии и многие другие данные [2, 3].

Неучет самого массового и эффективного процесса дифференциации вещества нашей планеты, глобального магматического фракционирования, является непреодолимым барьером для выяснения истинной природы глубинных процессов и обычно приводит к выдвижению полуфантастических предположений, не согласующихся с реальными фактами. Ниже будет показано, что концепция горячего гетерогенного форми-

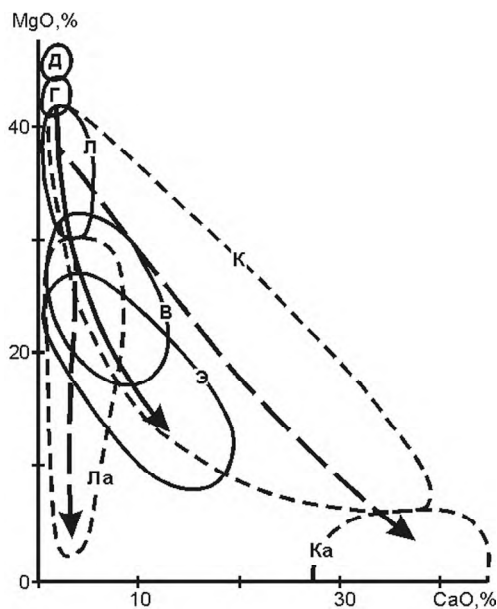


Рис. 1. Соотношение MgO–CaO в ксенолитах из кимберлитов. Поля состава ксенолитов: В – верлитовых и вебстеритовых; Г – гарцбургитовых; Д – дунитовых; Л – лерцолитовых; Э – эклогитовых. Поля состава магматических пород: К – кимберлитов; Ка – карбонатитов; Ла – лампроитов. Стрелки – эволюция состава кумулатов (сплошная) и остаточных расплавов (пунктир) [3].

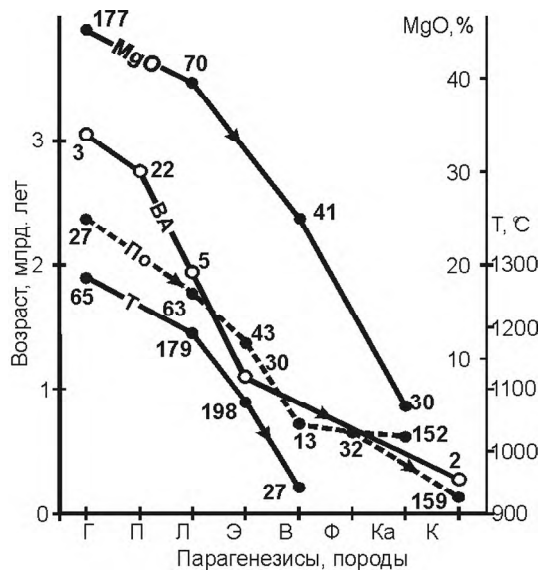


Рис. 2. Средние изотопные возрасты различных пород из ксенолитов в кимберлитах (линия По), включений в алмазах (линия ВА), средняя температура образования при 50 кб (линия Т) и среднее содержание MgO (линия MgO) в породах. Состав пород и включений в алмазах: Г – гарцбургитовый; П – перидотитовый нерасчлененный; Л – лерцолитовый; Э – эклогитовый; В – верлитовый и вебстеритовый. Ф – флогопитсодержащие породы; Ка – карбонатиты; К – кимберлиты. Числа у точек количество использованных определений [3].

рования Земли приводит к хорошо обоснованному принципиально новому однозначному решению всех генетических проблем глобальной петрологии.

К настоящему времени предложено множество моделей фракционирования глобальных магматических океанов Луны и Земли [4, 6]. Главным недостатком их являются плохое соответствие геологическим данным. Это обусловлено тем, что в них не рассматривается происхождение магматического океана, а рассчитывается только процесс фракционирования мощного (до 3000 км) однородного по составу слоя расплава в результате остывания. Но очевидно, что такой слой не мог образоваться мгновенно. Была длительная синаккреционная история его формирования, во время которой в общем случае должны были изменяться температура, давление, состав расплава и кумулатов. Поэтому магматический океан не мог быть однородным по составу. В этих модель принимается модель гомогенной аккреции Земли. Поэтому чаще всего принимается хондритовый состав океана и формирование в процессе его фракционирования железного ядра. Однако в этом случае исходная температура ядра и мантии была бы одинаковой и в последней не могла бы возникнуть тепловая конвекция. Мантия была бы сильно обеднена хорошо растворимыми в железе сидерофильными элементами и кислородом. Но такое обеднение отсутствует.

Харрис и Тозер еще в 1967 г показали [7], что скорость слипания намагниченных частиц железа при размере их более 10^{-5} см примерно в двадцать тысяч раз больше, чем под влиянием гравитационных сил. Поэтому после остывания протопланетного диска до температуры Кюри (1043К для чистого железа) и намагничивания при движении в магнитном поле Солнца частицы железа быстро слипались под влиянием магнитных сил и формировали железные ядра будущих планет и родоначальные тела железных метеоритов. Это полностью подтверждается новейшими Hf-W изотопными данными для метеоритов [8]. По ним железные тела в протопланетном диске возникли 4567 млн назад, всего через 500 тысяч лет после образования Солнца (4567.5 млн лет). Приведенные данные опровергают широко распро-

страненные представления о позднем образовании земного ядра в результате гравитационной дифференциации земных недр после аккреции Земли.

По рассчитанной детальной модели [2] быстрая аккреция железного ядра под влиянием в основном мощных магнитных сил обусловила его изначально более высокую температуру по сравнению с позже возникшей мантией вследствие более интенсивного импактного тепловыделения и резко пониженных теплотерь на остывание при быстрой аккреции. Поэтому ядро изначально было значительно горячее силикатной мантии, что подтверждается существованием температурного скачка на границе современного ядра и мантии по геофизическим данным. Величина его Раймондом и Квентином оценивается 1000–2000 °С, а Буковинским – 700–3000 К [5]. В дальнейшем более высокая температура ядра вызвала постоянный подогрев им мантии и раннее возникновение в ней тепловой конвекции.

С позиций господствующей в геологии гипотезы холодной гомогенной аккреции причина возникновения конвекции не понятна, так как в ней предполагается образование ядра и мантии путем гравитационного разделения силикатного и металлического вещества в земных недрах и, следовательно, их изначально одинаковая температура. В дальнейшем температура ядра становилась бы ниже, чем в мантии, так как в нем на 2–3 порядка меньше содержание радиоактивных компонентов. Поэтому в последние годы стали высказываться сомнения в существовании в мантии плюмов [1], хотя они очень хорошо объясняют процессы плитной тектоники. Модель горячей гетерогенной аккреции полностью объясняет существование в мантии мощных процессов всплывания горячего и опускания холодного вещества, и, следовательно, причину протекания глобальных геологических процессов – движения литосферных плит, раскалывания континентов, возникновения и закрытия океанов, образования горных цепей, магматических и рудных провинций.

Выпадавший на ядро под влиянием гравитационных сил силикатный материал плавился в результате импактного тепловыделения и образовал глобальный океан магмы. Его нижняя часть кристаллизовалась вследствие роста давления новообразованных верхних частей. Осаждавшиеся кристаллы сформировали ультрасосновые кумулаты нижней мантии, а остаточные расплавы – мощный слой магмы. Состав расплавов изменялся в процессе аккреции. Вследствие небольшой еще глубины раннего океана и пониженной силы тяжести на формировавшейся небольшой Земле придонное фракционирование происходило в условиях низкого давления (в среднем 2.5 кб). Это обусловило формирование кислых и средних по составу остаточных расплавов при большой степени придонной кристаллизации и толеитовых основных расплавов – при средней. Вследствие повышенной плотности последние частично захоронялись среди кумулатов и сформировали эклогиты нижней мантии. Кислые и средние по составу расплавы располагались в верхней части магматического океана, основные – в средней, мало фракционированные пикритовые и перидотитовые – в нижней.

После завершения аккреции плотность расслоенного магматического океана глубиной около 240 км значительно увеличивалась сверху вниз (от 2.3 до 2.8 г/см³). Поэтому в нем не возникала обширная от поверхности до подошвы конвекция и он медленно кристаллизовался и фракционировал сверху вниз в результате главным образом кондуктивных теплотерь. Мощность возникшей при низкобарическом фракционировании нижней мантии составляет более двух тысяч километров. Это привело к образованию большого объема кислых и средних остаточных расплавов

и сформировавшейся из них кислой кристаллической коры древних платформ. Такое происхождение впервые полностью объясняет ее большую мощность (десятки километров) и древний возраст. С позиции гипотезы холодной гомогенной аккреции Земли убедительно объяснить генезис кислой коры невозможно, так как выплавление кислых магм из первичного ультраосновного вещества возможно только при давлении менее примерно 4 кб. А на глубине, соответствующем этому давлению, никогда не могла бы существовать высокая температура, необходимая для начала плавления ультраосновных пород при холодном образовании нашей планеты.

Из кумулатов наиболее мощных пикритового и перидотитового слоев постааккреционного магматического океана сформировались ультраосновные породы литосферной мантии древних платформ, выносимые в виде ксенолитов кимберлитовыми и щелочными базальтовыми магмами. Их формирование путем фракционирования магматического океана подтверждается наличием в них тренда магматической дифференциации (рис. 1) и уменьшением в соответствии с этим трендом их средних изотопных возрастов и температур кристаллизации (рис. 2). Очевидно, что в процессе фракционирования происходило увеличение содержания расплавофильных компонентов в остаточных расплавах и в поздних кумулатах. Это полностью объясняет неоднородность состава литосферной мантии платформ и формирование в них очень богатых этими компонентами магм (щелочных, кимберлитовых) и без привлечения гипотетических процессов метасоматического обогащения. В мантии нет источников летучих компонентов и путей для их движения.

Вследствие отсутствия обширной конвекции расслоенный по составу постааккреционный магматический океан кристаллизовался и фракционировал очень длительно. Судя по результатам выполненных расчетов динамики остывания [2, 3], интенсивному внедрению в фанерозое кимберлитовых и карбонатитовых остаточных расплавов и по средним изотопным возрастам главных мантийных пород (см. рис. 2), кристаллизация океана происходила в течение всей истории Земли. Это объясняет направленный характер течения всех геологических процессов – постепенное увеличение жесткости литосферы платформ, уменьшение температуры регионального метаморфизма, возрастание роли хрупких деформаций в кристаллической коре и щелочности образующихся на платформах магматических пород. С увеличением жесткости плит связаны относительно позднее появление офиолитов и плитнотектонических процессов, постепенное возрастание глубины возникавших морских бассейнов, высоты гор и роли грубообломочных пород в осадочных толщах.

Литература

1. Иванов И.А. Обойдет ли Россию “великий спор о плюмах” // Геология и геофизика. 2006. № 3. С. 417–420.
2. Шкодзинский В.С. Генезис кимберлитов и алмаза. Якутск: Медиа-холдинг Якутия, 2009. 352 с.
3. Шкодзинский В.С. Происхождение мантии, магм, кимберлитов и алмаза. Модель горячей аккреции Земли. Palmarium academic publishing. 2012. 579 с.
4. Федорин Я.В. Модель ранней эволюции Земли. Киев: Наукова думка, 1991. 112 с.
5. Bukowski M.S.T. Taking the core temperature // Nature. 1999. N 6752. P. 432–433.
6. Halliday A.N. Terrestrial accretion rates and origin of the Moon // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 171. P. 17–30.
7. Harris P.G., Tozer D.C. Fraction of iron in the Solar system // Nature. 1967. N 5109. P. 1449–1451.
8. Kleine T., Touboul M., Bourdon B. et al. Hf-W chronology of the accretion and early evolution of terrestrial planets // Geoch. et Cosmochim. Acta. 2009. N 17. P. 5150–5188.

В.В. Ярмолюк, Е.А. Кудряшова, А.М. Козловский

**ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ-КАЙНОЗОЙСКАЯ ВНУТРИПЛИТНАЯ
МАГМАТИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ АЗИИ:
ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ, РАЗВИТИЯ И УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ**

ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва

Восточная окраина Азии в позднем мезозое и кайнозое развивалась в режиме столкновения с Тихоокеанской плитой. Переходная зона от океана к континенту трассируется сложно построенной совокупностью структур и вулканических областей, которая включает с океанической стороны – систему островных дуг и задуговых бассейнов с характерным для них магматизмом островодужного типа, и со стороны континента – систему многочисленных грабенов и рифтов с магматизмом внутриплитной специфики (рис.). Многие исследователи объясняют подобную зональную смену магматизма и магмоконтролирующих структур исключительно процессами конвергенции (субдукцией). Нами получены данные, которые позволяют связать особенности строения этой конвергентной границы с ее формированием над областью проявления мантийных плюмов (Yarmolyuk et al, 2013).

Ареал внутриконтинентальных структур и магматизма в пределах востока Азии прослеживается от края континента далеко вглубь его (~4000 км) вплоть до Алтайских гор (рис.). Этот ареал выделяется также как внутриплитная вулканическая провинция Центральной и Восточной Азии. В строении провинции мы различаем Дальневосточную и Центрально-Азиатскую субпровинции.

Дальневосточная субпровинция (Северо-Восточный Китай, Хабаровский и Приморский края) охватывает равнинную и низкогорную окраину континента, образующую опущенную ступень относительно внутриконтинентальных (в том числе, Центрально-Азиатского) его участков. Она характеризуется развитием системы северо-восточных грабенов, которые протягиваются вдоль края континента и определяют линейный (рифтогенный) характер распределения вулканических полей. Грабены контролируются крупными и долгоживущими тектоническими нарушениями сдвигового типа, в том числе и мелового времени заложения. Внутриплитный характер магматической активности в пределах субпровинции не вызывает сомнений для позднекайнозойского этапа развития территории. Более ранние, например, меловые проявления вулканической активности в значительной степени контролировались процессами конвергенции на границе континентальной и океанической литосферных плит.

Для Центрально-Азиатской субпровинции характерны пространственно изолированные вулканические области, характеризующиеся длительным и многоэтапным развитием. История развития, по крайней мере, некоторых из них прослеживается, начиная с поздней юры в интервале времени около 160 млн лет. На примере Южно-Хангайской, Западно-Забайкальской и Восточно-Монгольской вулканических областей выделены основные этапы проявления внутриплитного магматизма в субпровинции. На протяжении раннего мела в развитие этих областей преобладали процессы рифтогенеза и платоизлияния больших объемов. Повсеместное ослабление вулканической деятельности произошло в позднем мелу и раннем кайнозое.

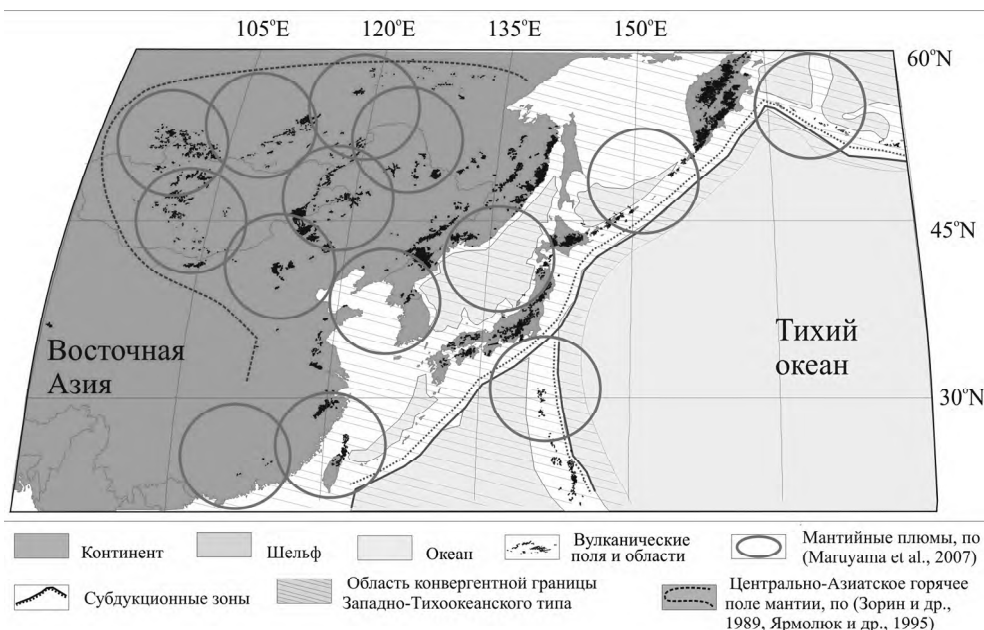


Рис. Строение зоны конвергенции литосферных плит в западной части Тихого океана.

Общая активизация внутриплитного вулканизма намечается с конца раннего кайнозоя, когда в регионе возникло несколько новых вулканических областей. Позднекайнозойская вспышка вулканизма стала объединяющей для вулканических областей Дальневосточной и Центрально-Азиатской субпровинций.

Для магматизма провинции в целом типичны основные высококальциевые породы. По геохимическим характеристикам они близки к базальтам ОИВ типа. Разновозрастные породы характеризуются общими трендами распределения несовместимых элементов, что свидетельствует о геохимически однотипном составе их источников. В соответствии с изотопным составом пород (Sr, Nd, Pb) источники вулканизма в Центрально-Азиатской субпровинции формировались при участии умеренно деплетированной мантии типа PREMA, а также обогащенной мантии типа EM-I и EM-II. По своим параметрам этот совокупный источник расплавов сопоставляется с источниками базальтов океанических островов, таких как Питкерн и океаническое плато Кергелен. Появление источника с такими изотопными характеристиками связывается с рециклингом литосферного вещества, при этом время необходимое для приобретения установленного изотопного состава, оценивается интервалом не менее 2.5 млрд лет. Столь длительный период изоляции источника связывается с его захоронением в нижней мантии вне зоны влияния верхнемантийной конвекции.

Оценены закономерности миграции вулканизма в пределах длительно развивающихся вулканических областей. На примере Южно-Хангайской области показано, что разновозрастные проявления вулканизма образуют закономерно построенную цепь лавовых полей, палеогеографическая позиция которых остается постоянной во времени. Подобные следы остаются в литосферной плите при ее мигра-

ции над не меняющим свое положение источником магматизма (горячей точкой). Поэтому развитие области было связано с активностью мантийного плюма. Близкие закономерности развития, включая миграции центров вулканизма, установлены для ряда других позднемезозойских – кайнозойских вулканических областей Центральной Азии. Их сходство с ЮХВО подчеркивается близким составом пород вулканических ассоциаций, а также большой продолжительностью и многоэтапностью формирования. С учетом структурной независимости вулканических областей в пределах провинции можно предположить, что их формирование контролировалось обособленными горячими точками мантии (мантийными плюмами). Концентрация таких горячих точек мантии в пределах востока Азии и их синхронизированная вулканическая активность позволяют сделать вывод о существовании общего горячего поля мантии, регулировавшего деятельность этих изолированных плюмов.

Представления о наличии горячего поля мантии и отдельных мантийных плюмов в основании Ц. Азии подтверждаются данными гравиметрических [1] и сейсмо-томографических [3] исследований, согласно которым большая часть региона подстилается поднятием астеносферы на глубины менее 100 км. Это поднятие, выделяемое нами как Центрально-Азиатское горячее поле мантии [4], осложнено локальными выступами астеносферы, расположенными под районами новейшего вулканизма и поднимающимися до глубин менее 50 км от поверхности Земли [1]. Такой астеносферный выступ, расположенный под Хангайским нагорьем, изучен сейсмотомографическими методами [3]. Ему соответствует узкая низкоскоростная аномалия, которая прослежена до глубин 450–600 км и представляет корневую зону этой горячей точки мантии. Такие выступы астеносферы зафиксированы под вулканическими областями: Южно-Байкальской, Удоканской, Витимской, Станового хребта.

О длительности существования Центрально-Азиатского горячего поля мантии можно судить по времени проявления активности горячих точек в пределах провинции. Наиболее обоснованными являются истории развития Южно-Хангайской, Западно-Забайкальской и Восточно-Монгольской вулканических областей, прослеженные в интервале 160 млн лет, начиная с поздней юры, и до новейшего времени. Геологические, геохронологические, геофизические геохимические и изотопные данные определенно указывают на связь каждой из этих областей с соответствующим ей мантийным плюмом. Время существования таких плюмов, следовательно, можно оценить более чем в 160 млн лет. В соответствии с этими данными время появления Центрально-Азиатского горячего поля мантии в основании провинции следует отнести к началу позднего мезозоя.

Вопросы формирования внутриплитной провинции широко обсуждались в последнее десятилетие. Одна из наиболее обсуждаемых точек зрения была высказана в работах Д. Жао [9–11] и Ю.А.Зорина [1, 2]. В этих работах возникновение провинции связывается с особым типом субдукции под окраину Азии, в результате которой субдуцированный слэб образует слой, прослеживающийся в основании верхней мантии далеко под континент, в том числе под край вулканической провинции. Считается, что переработка мантии, связанная с участием стагнированной части слэба, является причиной зарождения мантийных струй, питающих внутриплитный магматизм. Наши данные существенно ограничивают достоверность этой

модели. Во-первых, Центральнo-Азиатская часть провинции расположена вне зоны возможного влияния стагнированного слэба. Во-вторых, в соответствии с сейсмо-томографическими данными питающие зоны мантийных плюмов под вулканическими областями прослеживаются до границы с нижней мантией и ниже, то есть ниже переходного слоя. В-третьих, за время существования вулканических областей Центральнo-Азиатской субпровинции (~160 млн лет) субдукционная система на восточной окраине континента неоднократно перестраивалась, менялся характер конвергенции, происходило смещение зон субдукции в сторону океана. Но эти перестройки никак не сказывались на размещении центров внутриплитного магматизма в Центральнo-Азиатской части провинции. Независимость мантийных плюмов Центральной Азии от процессов субдукции позволяет предполагать их связь с оболочками Земли более глубинными, чем уровень стагнации субдуцированной литосферы в переходной зоне мантии

В современной структуре вулканической провинции в соответствии с данными [6, 8] выделяется большая группа мантийных плюмов, природа которых оценивается по-разному. В восточной части провинции у края континента для некоторых из таких центров активности (Datong, Hainan) выявляются связи с низкоскоростными мантийными аномалиями (плюмами), прослеживаемыми в нижнюю мантию. Для других, например, Changbai, Wudalianchi, Tengchong предполагается субдукционная модель формирования, хотя в их основании также фиксируются восходящие зоны низкоскоростных аномалий, разорванные на уровне границы верхней и нижней мантии высокоскоростными линзами стагнированных слэбов [10–12].

С учетом данных по Центральнo-Азиатской части провинции все это позволяет сделать вывод о наличии нижнемантийных мантийных плюмов в основании разных участков внутриплитной провинции. Зарождение провинции относится к началу позднего мезозоя, то есть к тому времени, когда Азиатский континент был перемещен к востоку [5]. Это позволяет предположить, что в результате была перекрыта одна из ветвей Тихоокеанского суперплюма (Тихоокеанской LLVSP) (Yarmolyuk et al., 2013). Его воздействие на литосферу стало причиной возникновения внутриплитной вулканической провинции в восточной части континента.

Литература

1. Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 7. С. 685–699.
2. Зорин Ю.А. и др. // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 10. С. 1060–1074.
3. Мордвинова В.В. и др. // Физика Земли. 2007. № 2. С. 21–32.
4. Ярмолюк и др. // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.
5. Kuzmin V.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. // Earth-Science Review. 2010. V.102, N 1–2. P. 29–59.
6. Maruyama S., Santosh M., Zhao D. // Gondwana Research/ 2007. V. 11, N 1–2. P. 7–37.
7. Yarmolyuk V.V. et al. // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. 62. P. 67–78.
8. Yuen D.A., et al. Superplumes: Beyond Plate Tectonics. Dordrecht. Springer. 2007. 509 p.
9. Zhao D. // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2004. V. 146. P. 3–35.
10. Zhao D. // Gondwana Research. 2009. V. 15, N 3–4. P. 297–323.
11. Zhao, D. et al., 2009. // Phys. Earth Planet. Inter. 173. 197–206.
12. Zhao D., Yu S., Ohtani E., 2011. // J. Asian Earth Sci. 40, 689–709.

Bao Qingzhong Duan Ruiyan

THE AGE AND TECTONIC IMPLICATIONS OF GRANITIC ROCKS IN NENJIANG-HEIHE TECTONIC BELT, NORTHEAST XIAO HINGGAN MOUNTAINS, CHINA

Shenyang institute of Geology and Mineral resources J-Shenyang J-China

Nenjiang-Heihe Tectonic Belt is located between Xingan massif and Songliao Massif. It was the final collisional place of these two massifs (fig.1). There are many granitic rocks of different age along this zone (fig.2) and more controversy on the tectonic attribute existed because of their uncertain forming ages. We investigated this area recently, studied systemic the petrology-lithogeochemistry and high-precision isotope chronology with zircon SHRIMP U-Pb analytical method. Five epochs of formation age of granitic rocks were obtained, they are 440–490Ma (Ordovician) 340–350Ma (Early Carboniferous) 295–315 Ma (Late Carboniferous) 155–180Ma (Middle Jurassic) and 110–125Ma (Early Cretaceous). The rock association of Ordovician granitic rocks is tonalite-granodiorite, and formed in the island arc tectonic environment, southeast argun

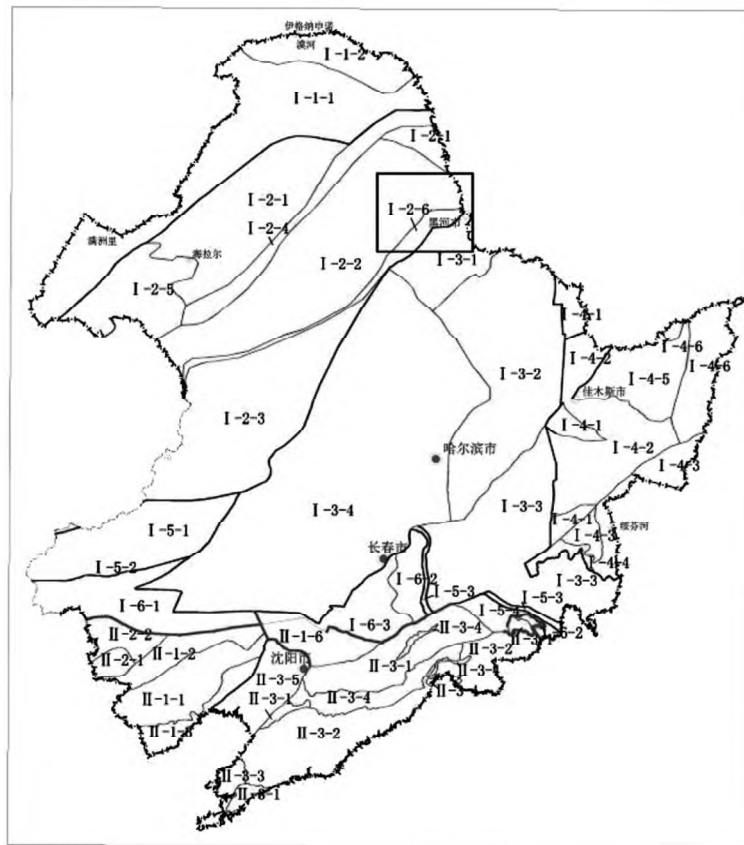


Fig. 1. Geotectonic classification in Northeast China and location of research area. The black box is the research area.

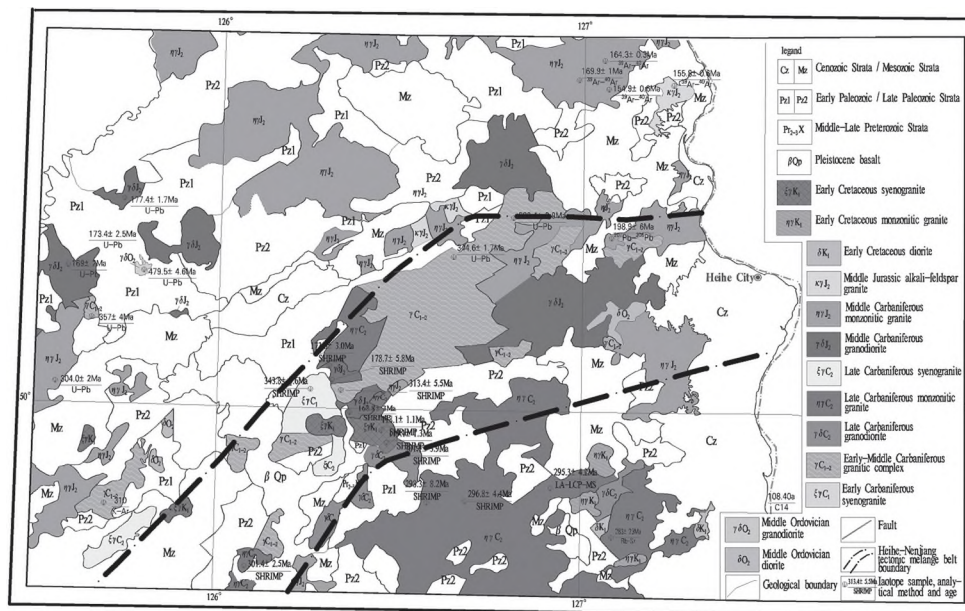


Fig. 2. Distribution of granitic rocks in Neijiang-Heihe tectonic zone.

massif. The rock association of Early Carboniferous granitic rocks is tonalite-granodiorite-syenogranite, and formed in the collisional orogeny and extensional tectonic environment subsequently of Xing'an massif with Songliao Massif. The rock association of Late Carboniferous granitic rocks is granodiorite-monzonitic granite-syenogranite, and formed in stretch tectonic environment after collision of the two massif. We can also get from the isotopic age that the collision time of Xing'an massif with Songliao massif is Early Carboniferous. Mesozoic granitic rocks, Middle Jurassic and Early Cretaceous, are in areal distribution in the Northside of the Neijiang-Heihe tectonic belt. There are three viewpoints about the magmatic origin of these Mesozoic granitic rocks, the first is that the magmatism are correlated with subduction of Pacific Plate, the second, are caused by a mantle plume, the third, their formation may be related to colliding and closing of Mongolian- Okhotsk orogenic belt. We agree with the third kind of viewpoint according to the rock associations, distributions and ages.

ĐÀÇÄÄË II

Ì Î ÄÄËË ÑÒĐÎ ÄÍ ÈΒ ÈÈÒÎ ÑÔÄÛ

А.В. Викулин

О ПРИРОДЕ МОХО КАК ФАЗОВОЙ ГРАНИЦЕ

ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Владивосток

Поверхность Земли находится в постоянном движении: блоки и плиты, как цельные, перемещаются со скоростями 1–10 см/год, что и определяет основные свойства земной коры и верхней мантии как моментные, корпускулярно-волновые, нелинейные, энергонасыщенные. Вертикальный размер (толщина) магматических очагов вулканов является величиной постоянной, независимой от вулканического процесса и отражающей, по сути, состояние земной коры. Все эти данные позволяют с принципиально новых позиций подойти к изучению свойств вещества, заключенного в тонких прослойках, разделяющих слои земной коры и верхней мантии друг от друга.

Концепция блоковой геосреды и ее геодинамические следствия

Блоковое строение [12, 14] определяет моментный характер упругих напряжений геосреды [1, 2] и ее энергонасыщенность [12, 13]. Геодинамическая активность нашей планеты в рамках таких представлений может рассматриваться как волновое движение, включая и реидное течение [7], которое представляет собой “суперпозицию” сейсмического, вулканического и тектонического процессов и их взаимодействий, как между собой, так и с геофизическими полями Земли и Солнечной системы. Разработанные физические и математические модели блоковой геосреды позволили сформулировать следующие положения, имеющие для геодинамики фундаментальное значение [3].

1. Механизм “зацепления” блоков и плит друг за друга и “выделения” тепла за счет трения их границ широко распространенный в настоящее время в геодинамике, становится “не нужным” (маловероятным). Достаточно быстрое уменьшение ротационных напряжений с удалением от границ блоков и экспоненциальная зависимость скорости деформации от напряжения и температуры создают условия для формирования в земной коре “твердотельных” перегретых (нагретых выше точки плавления) областей. В пределах таких областей при снятии давления могут реализоваться фазовые переходы: твердое тело–жидкость с выделением газовой фазы (флюида) в свободное состояние.

2. При ротационном блоковом подходе к задачам геодинамики не требуется привлекать широко распространенные в настоящее время модели подъема магмы с глубин мантии и ядра.

3. К проблемам термики земли и “горячих точек” [9] возможен подход с принципиально новых позиций. Во-первых, такие “тепловые” объекты можно моделировать с помощью достаточно универсального механизма, в безразмерном виде не содержащего никаких параметров рассматриваемой задачи [15], во-вторых, “горячие” точки могут быть не результатом выхода на поверхность земной коры глубинного тепла, как принято считать, а зонами повышенной геодинамической активности земной коры и мантии. В пределах таких зон кинетическая энергия вращения отдельных блоков и плит земной коры и всей Земли в целом выделяется не только при землетрясениях, извержениях вулканов и движениях тектонических плит. Такая энергия выделяется и при генерации тепла, перераспределяемого внутри Земли и выносимого на ее поверхность, в том числе и с помощью механизма медленных ротационных геодинамических волн с характерной скоростью (1–10) см/с [1, 2].

Вертикальные размеры (толщины) магматических очагов вулканов

В широком диапазоне значений исследовались распределения чисел N курило-камчатских современных (в течение последних 200 тыс. лет) вулканических извержений ($N_s \approx 300$) по величинам индекса эсплозивности W или объему выброшенного материала $10^{-3} \leq V [\text{км}^3] \leq 10^2$ ($2 \leq W \leq 7$) и площадям образовавшихся кальдер и вершин конусов $10^{-2} \leq S [\text{км}^2] \leq 10^3$. Данные об извержениях и соответствующих им образовавшихся вулканических формах собраны И.В. Мелекесцевым [6]. Оказалось, что оба распределения имеют практически одинаковые “углы наклона”:

$$\text{Lg } N \approx (0/49 \pm 0/06) \cdot \text{Lg } V, [V] = \text{км}^3; \text{Lg } N \approx (0.47 \pm 0.14) \cdot \text{Lg } S, [S] = \text{км}^2,$$

что позволяет предположить: вертикальные размеры (толщины) магматических очагов никак не зависят от вулканического процесса и являются постоянной величиной: $V/S = Dh \approx \text{const}$.

Для проверки этого предположения исследовались толщины магматических очагов, которые определялись для разных совокупностей вулканических извержений: кальдерообразующих извержений всей Земли последних 27 млн лет с $W = 4-8$ [17], курильских и камчатских современных извержений с $W = 5-7$ [6, 8], для каждого из которых известны и площадь образовавшейся кальдеры и объем извергнутого материала. Объемы изверженного материала ($0.3-3000 \text{ км}^3$) и площади образовавшихся при извержениях кальдер ($5-4600 \text{ км}^2$) в используемых совокупностях изменялись в пределах многих порядков величины. Для каждой из рассмотренных совокупностей извержений толщины магматических очагов оказались близкими и не выходящими за пределы достаточно узкого интервала значений $Dh = (1.5 \pm 0.5) \text{ км}$.

При исследовании были рассмотрены извержения вулканов разных типов. Вулканы располагались в разных регионах Земли, находились в разных геодинамических обстановках и извергались в течение достаточно продолжительного в геологическом смысле отрезка времени. Ясно, что при таких условиях постоянное значение толщины магматического очага никак не может быть связано с самим вулканическим процессом и является характеристикой состояния земной коры, в пределах которой такие магматические очаги расположены.

Это основной результат работы. Рассмотрим его некоторые следствия [5].

Модель магматического очага

Для геосреды (блоковой вращающейся среды) с малым коэффициентом теплопроводности была показана возможность движения, при котором вдоль границ блоков может реализоваться режим пластической деформации, приводящий “твердое” вещество на границах блоков в “перегретое” (нагретом выше точки плавления) состояние [1-5].

Была предложена модель магматического очага [4, 16], который представляет собой такой перегретый твердотельный объем. В результате теплового расширения при локальных плавлениях в очаге, вокруг него создается поле напряжений и появляется дополнительное давление. За счет этого давления вещество твердой части очага оказывается в перегретом состоянии. Созданная дополнительным давлением энергия упругого поля вокруг такого очага порядка 10^{17} Дж на 1 км^3 перегретой породы. Как видим, по упругой энергии перегретые магматические очаги близки очагам наиболее сильных землетрясений с магнитудами $M \approx 8$ и более, что, в принципе, позволяет в рамках модели блоковой геосреды объяснить и взаимодействие вулканов между собой (миграцию в пространстве и во времени вулканической активности) и, в целом – взаимодействие вулканизма и сейсмичности [1-3, 18].

О строении земной коры под вулканами

Предложенная модель магматического очага вулкана в виде тонкого перегретого слоя толщиной Dh для вулканических центров, состоящих из 5–10 и более отдельно взятых вулканов [8], по сути, соответствует единому магматическому очагу для всего вулканического центра, протяженности которых вдоль цепи вулканов достигают 300–350 км. Более того, такая модель тонкого перегретого очага с диаметром, достигающим 30–50 км и более, при среднем расстоянии между курило-камчатскими вулканами около 20 км равносильна сплошному такому слою, простирающемуся под цепью всех курило-камчатских вулканов на протяжении более 2200 км.

Вращение всей тихоокеанской плиты в течение последних 40 млн лет сопровождалось пятью перестройками регионального поля напряжений, которые характеризовались большими изменениями его величины и ориентации: плита совершала знакопеременные вращения с амплитудой до 10 градусов и величиной перемещения вдоль границы до нескольких сот километров [10]. Проведенные нами оценки [4, 5, 16] показали, что такое интенсивное движение в окрестности тихоокеанской плиты могло привести к образованию достаточно протяженных областей разогретого в результате пластической деформации вещества литосферы, по сути – “зародышей” вулканических островных дуг. Эти данные позволяют модель тонкого перегретого слоя – очага под цепочкой курило-камчатских вулканов распространить на всю западную и северо-западную окраину Тихого океана, протяженность которой составляет около 30 тыс. км, а, возможно, и на всю окраину протяженностью около 50 тыс. км, включая побережья Северной, Центральной и Южной Америк.

О слоистом строении мантии

Вывод о том, что толщина магматического очага вулкана является характеристикой земной коры, является фундаментальным выводом геологии. Возможность построения такой модели магматического очага вулкана, с помощью которой удастся объяснить закономерности и пространственно-временного распределения вулканической активности и взаимодействие сейсмичности и вулканизма, как планетарных процессов [1–3, 18], позволяет по новому пойти к проблеме сейсмических границ в пределах земной коры и мантии [5].

Из всех слоев в пределах (верхней) мантии только граница Мохо достаточно уверенно выделяется для всех регионов Земли. Остальные границы – Конрада в коре, Голицына в верхней мантии, а также подошвы литосферы и астеносферы и другие, уверенно для всех регионов Земли не выделяются. Магматические очаги вулканов по данным геофизики распределены в пределах земной коры и верхней мантии в диапазоне глубин $H = 0–40$ км, чаще всего на границе между кристаллическим фундаментом и осадочным слоем: $H = 5–7$ км. На этих же глубинах должна быть расположена и граница Мохо (М) переходного от океана ($H_{M,o} = 5–10$ км) к материкам ($H_{M,m} = 30–40$ км) слоя. Поэтому вывод о тонкослойной перегретой и постоянной по своей толщине природе переходного слоя, в первую очередь, может быть распространен именно на границу Мохо.

Имеет ли верхняя мантия, расположенная ниже подошвы земной коры, блоковое строение, не известно. Вполне определенно можно судить лишь о блоковом строении земной коры. При тех $P-T$ условиях, которые реализуются на границе Мохо, можно ожидать, что ниже границы земной коры геосреда может не являться блоко-

вой. В том числе и потому, что вещество ниже границы Мохо в значительной степени должно обладать свойством объемного течения [1, 7]. Поэтому в свете ротационной механики блоковой вращающейся геосреды [1–5, 16, 18] можно сделать вполне определенный вывод о том, что подошва земной коры представляет собой фазовую поверхность, ниже которой геосреда не является блоковой или является таковой, но в значительно меньшей степени, чем земная кора. Равенство тепловых потоков сквозь материковую и океаническую коры, имеющих разные толщины, позволяет предположить, что состояние вещества на границе Мохо определяется только температурой и фазовым переходом типа перехода II рода, определяющим переход – блоковое–неблоковое строение геосреды [5]. Такая модель границы Мохо оказалась близкой модели, предложенной в работе [11].

Автор признателен Н.И. Павленковой, И.В. Мелекесцеву и В.Л. Леонову за обсуждение ряда проблем, затронутых в настоящей работе.

Литература

1. Викулин А.В. Сейсмичность. Вулканизм. Геодинамика // Сборник трудов. Петропавловск-Камчатский: КакГУ, 2011. 407 с.
2. Викулин А.В. Физика Земли и геодинамика // Учебное пособие. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2009. 463 с.
3. Викулин А.В. и др. Информационно-вычислительная система моделирования сейсмического и вулканического процессов как основа изучения волновых геодинамических явлений // Вычислительные технологии. 2012. № 3. С. 34–54.
4. Викулин А.В., Иванчин А.Г. Фазовый переход твердое тело–жидкость в блоковой геосреде как механизм извержения // Вулканизм и связанные с ним процессы: Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога, 2012 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013.
5. Викулин А.В., Иванчин А.Г. О природе Мохо как фазовой границе раздела между блоковой земной корой и неблоковой верхней мантией // Геологическая история, возможные механизмы и проблемы формирования впадин с субокеанической и аномально тонкой корой в провинциях с континентальной литосферой: Материалы 45 Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2013. С. 38–42.
6. Лаверов Н.П. (Ред.). Новейший и современный вулканизм на территории России. М.: Наука, 2005. 604 с.
7. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 457 с.
8. Леонов В.Л., Гриб Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2004. 189 с.
9. Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 280 с.
10. Маслов Л.А. Геодинамика литосферы тихоокеанского подвижного пояса. Хабаровск-Владивосток: Дальнаука, 1995. 200 с.
11. Павленкова Н.И. Природа границы М по геофизическим данным // Геологическая история, возможные механизмы и проблемы формирования впадин с субокеанической и аномально тонкой корой в провинциях с континентальной литосферой: Материалы 45 Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2013. С. 138–141.
12. Пейве А.В. Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР. Серия геол. 1961. № 3. С. 36–54.
13. Пономарев В.С. Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука, 2008. 379 с.
14. Садовский М.А. Избранные труды. Геофизика и физика взрыва. М.: Наука, 2004. 440 с.
15. Франк-Каменецкий Д.А. Диффузия и теплопередача в химической кинетике. М.: Наука, 1987. 491 с.
16. Ivanchin A., Vikulin A. Solid-liquid phase transition as a mechanism of volcano eruption // Cornell University. Library Physics. <http://arxiv.org/ftp/arxiv/papers/1206.5992.pdf>
17. Spera F.J., Crisp J.A. Eruption volume, periodicity, and caldera area: relationships and inferences on development of compositional zonation in silicic magma chambers // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1981. V. 11. P. 169–187.
18. Vikulin A.V. et. al. Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // Geodynamics&Tectonophysics. 2012. V. 3. P. 1–18.

П.Ю. Горнов**ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ-ОКЕАН СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРАЗИИ**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Известно, что существует прямая связь между необратимыми изменениями рассеянного органического вещества (РОВ) и максимальными за геологическую историю бассейнов температурами. Захороненное в толще осадков РОВ уже в процессе протокатагенеза (в буроугольную стадию) выделяет биогенные газовые флюиды (метан и его низшие гомологи), и лишь в процессе мезокатагенеза РОВ начинается генерация газообразных и жидких углеводородов при определенных температурах. Так образование жидких углеводородов протекает наиболее интенсивно в интервале от 60°C до 130°C, а газообразных углеводородов в интервале 130°–200°C при скорости нагрева (1–10)°С/млн лет [1, 5].

В рассматриваемом регионе расположен ряд впадин мезозойского и кайнозойского времени заложения. По всей вероятности, главными причинами образования впадин на континентальной окраине были вертикальные термические воздействия астеносферных и мантийных диапиров, обусловленных субдукцией Тихоокеанской литосферной плиты под восточную окраину Евразийского континента. Большинство впадин являются гибридными, то есть состоящими из последовательности осадочных комплексов, соответствующим разным геодинамическим обстановкам. Ведущими бассейнообразующими факторами были тектонические процессы, создавшие пространство для накопления осадков и областей сноса, а также эвстатические колебания Мирового океана [4]. Интенсивность развития процесса рифтогенеза и новейшая геотермальная активность региона совпадает с вариациями теплового потока и согласуется с геологической эволюцией и глубинным строением основных структур.

Формирование впадин и наполнение в них осадочных толщ оказывает существенное влияние на тепловое состояние верхней части земной коры. Требуется определенное время, чтобы вновь накопленные слои пород прогрелись глубинным теплом. С другой стороны осадочные отложения высокой пористостью и низкой теплопроводностью вызывают нарушение нормального стационарного режима. Они приводят к экранизации тепла и его накоплению в верхах земной коры, к этому добавляется повышенный приток тепла в результате его конвективного переноса по зонам глубинных разломов. Все это обуславливает возникновение нестационарного режима верхнекорового разогрева в большинстве впадин региона [2].

В данной работе обобщен существующий геотермический материал, построена карта теплового потока (ТП) (рис.) и на ее основе проведен расчет мощности литосферы, распределение температур в осадочном слое, определена мантийная и радиогенная составляющая ТП, для ряда осадочных бассейнов, наиболее полно обеспеченных геотермическими данными, воссоздана тепловая история характера изменения во времени ТП и температуры в процессе геологической эволюции (табл.).

Распределение температур в осадочных толщах находилось путем решения двумерного как стационарного, так и не стационарного уравнения теплопроводности для неоднородной среды прямоугольной формы со следующими граничными

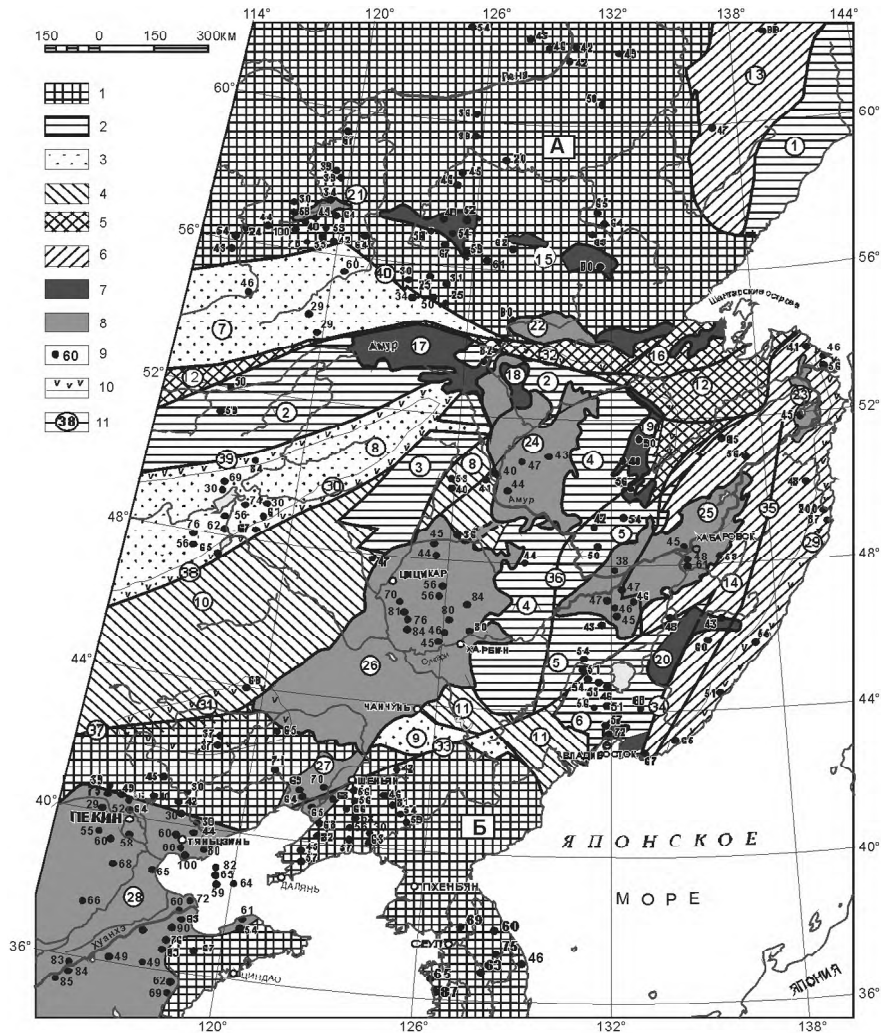


Рис. Карта использованного фактического материала. Тектоническое районирование, по Л.П. Карсакову, 2005, Ren Jishun, 1999, с упрощением. Данные по значениям теплового потока взяты [Глобал...2006; Атлас 2013].

1 – древние платформы (буквы в прямоугольнике); Сибирская (А), СевероКитайская (Б); 2 – массивы (микроконтиненты), здесь и дальше арабские цифры в кружках: 1 – Охотский, 2 – Керулено-Мамынский, 3 – Дягдачи, 4 – Турано-Чжангуанцай-линский, 5 – Цзямусы-Малохинганский, 6 – Ханкайский; 3 – ранне-палеозойские орогенные пояса: 7 – Селенга-Становой, 8 – Северо-Хинганский; 4 – поздне-позднепалеозойские орогенные пояса: 9 – Ондоро-Сумский, 10 – Луныцзян-Селемджинский, 11 – Силамулунь-Иэнбэньский; 5 – поздне-палеозойские-мезозойские орогенные пояса: 12 – Монголо-Охотский; 6 – мезозойские орогенные пояса: 13 – Верхояно-Колымский, 14 – Сихотэ-Алинский; 7 – мезозойские осадочные бассейны: 15 – Южно-Якутский, 16 – Удский, 17 – Верхнеамурский прогиб, 18 – Деспский, 19 – Верхнебуреинский, 20 – Приморский; 8 – мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны: 21 – Байкальская группа впадин (Чарская, Токкинская), 22 – Верхнезейский, 23 – Нижнеамурский, 24 – Амуро-Зейский, 25 – Среднеамурский, 26 – Суляю, 27 – Ляохе, 28 – Северо-Китайский; 9 – тепловой поток ($\text{мВт}/\text{м}^2$); 10 – вулканогенные пояса: 29 – Сихотэ-Алинский, 30 – Дахинганский, 31 – Иньшаньский, 32 – Умлекано-Огоджинский; 11 – основные разломы: 33 – Дунми, 34 – Арсеньевский, 35 – центрально-Сихотэ-Алинский, 36 – Илань-Итунский, 37 – Чифен-Тейпинский, 38 – Гулишанский, 39 – Дербутский, 40 – Становой.

Таблица. Геотермические параметры осадочных бассейнов северо-востока Евразии.

1	2	3	4	5	
Структурный элемент	ТП (мВт/м ²)	Мощность литосферы (км)	Мощность земной коры (км)	Температура на поверхн. Мохо С°	Темпер. на подошве осад. слоя
Южно-Якутская группа впадин	61/20	105	42–44	700–800	60–80
Северо-Байкальская группа впадин	48/17	130	44	400–500	40–60
Верхнее-Зейская впадина	90/2	70–80	42–44	800–900	140–160
Буреинская впадина	90/3	70–80	34–36	800–900	160–180
Амуро-Зейская впадина	45/9	130	38–40	400–500	60–80
Средне-Амурская впадина	(40–60)/10	120	32–34	500–600	80–90
Впадина Сунляо	75/>100	90	30–32	700–800	180–200
Впадина Ляохе	70/55	90	32	700–800	140–160
Северо-Китайская группа впадин	70/>100	90	32	700–800	160–180

Примечание. В столбце 2: в числителе – среднее арифметическое значение ТП бассейна, в знаменателе – число пунктов определений.

условиями: температура на дневной поверхности 5°, ТП на боковых границах равен 0, на подошве земной коры равен мантийному. Оценка теплогенерации и теплопроводности горных пород проводилась по фактическому содержанию этих параметров в горных породах, выходящих на дневную поверхность [3].

В исследуемом регионе наилучшей геотермической изученностью обладают осадочные впадины, большинство из которых принадлежат к мезозойско-кайнозойским рифтогенным бассейнам континентальных окраин. Все они обладают высокими значениями теплового потока и геотермического градиента, особенно впадины Северо-Китайская, Ляохе, Сунляо. Высокая тектоническая активность Северо-Востока Китая и формирование рифтовых структур на его территории в мезозое, кайнозое обусловлены преимущественно интенсивным выносом глубинного тепла из разогретых мантийных и астеносферных диопиров по деструктивным зонам, образовавшимся в результате растрескивания и растяжения земной коры и верхней мантии. Высокие значения теплового потока в Верхнебуреинской и Токо впадинах связано, возможно, с наличием нестационарного теплового режима верхнекорового разогрева, связанного с экранизацией тепла мощным слоем слаболиффицированных терригенных осадков и повышенной радиоактивностью пород чехла. Высокие значения теплового потока в Верхнезейской и Среднезейской впадинах (80–90 мВт/м²), в первую очередь, связаны с высоким значением мантийной составляющей теплового потока, возможно, вызванного мантийным и астеносферным диапиризмом.

Построенные модели земной коры преимущественно слоистые, местами блоковые, нарушенными куполовидными и иной формы структурами. Из аномального распределения геотермических параметров наиболее ярко проявлены купольные структуры. В ядре купола повышенные температуры – на крыльях пониженные.

Наблюдается смещение купольной структуры геоизотерм относительно поднятия кровли астеносферы во впадине Сунляо на восток в сторону кайнозойских грабенов. В эпицентре купола геоизотерм на поверхности Мохо температура достигает 900–1100°С, а на крыльях – 600–800°С. В ряде случаев положение крыльев купольных структур геоизотерм подчеркивается параллельным смещением отрезков пластов земной коры с глубиной, характеризующихся одинаковыми значениями геотермических параметров, отличными от параметров вмещающих их пластов. Такие погружения блоков часто связаны с подъемом кровли астеносферы или глубинными разломами, контролирующими надвиги на стыке платформ и блоков с орогенными поясами [6]. Рассмотренные купольные структуры литосферы фиксируются высокими значениями плотности теплового потока (60–90 мВт/м²) с преобладанием мантийного теплового потока (30–65 мВт/м²) над коровым (20–30 мВт/м²). Мантийный тепловой поток превышает радиогенный в Верхнезейской, Среднезейской, Токинской, Чульманской, Верхнебуреинской, Ляохе, Сунляо, Северо-Китайском бассейнах. Преобладание мантийного теплового потока над коровым в этих структурах может быть связано с поступлением глубинного тепла по магматическим каналам.

Итогом проведенных исследований является построение тепловых моделей основных осадочных бассейнов зоны перехода континент–океан северо-востока Евразии. На фоне слоистой модели выделены купольные и иной формы геотермические структуры, отражающие особенности строения и геодинамики литосферы региона. Аномальные особенности геотермических разрезов земной коры коррелируются с поведением кровли астеносферы. Купольные геотемпературные структуры сопровождаются высокими значениями температур в подошве земной коры. Большинство осадочных бассейнов с высокими значениями геотермических характеристик отвечают нефтегазоносным и перспективным на нефть и газ впадинам (Сунляо, Верхнебуреинская, Верхнезейская, Токинская, Чульманская).

Главная зона нефтеобразования по геотермическим данным расположена на глубинах от 1500–2000 м до 3500–4000 м. Кайнозойские образования только в наиболее погруженных частях попадают в верхнюю зону газообразования, основными нефтегазопроизводящими (по степени катагенеза) могут быть меловые отложения.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН №12-III-A-08-044.

Литература

1. Вассоевич Н.Б. Происхождение нефти // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1975. № 5. С. 3–23.
2. Горнов П.Ю. Геотермические характеристики Средне-Амурской впадины // Геология и разведка. 2009. № 3. С. 56–61.
3. Горнов П.Ю. Геотермия Востока Евразии (характеристика и подробный анализ) LAP LAMBERT, Deutschland, Saarbrücken 2011. 129 с.
4. Кириллова Г.Л. Позднемезозойские-кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле и нефтегазоносность // Геотектоника. 2005. № 5. С. 62–81.
5. Корчагин Ю.И., Четверикова О.П. Методы оценки генерации углеводородов в нефтепродуцирующих породах. М.: Недра, 1983. 220 с.
6. Ю.Ф. Малышев, П.Ю. Горнов, Л.П. Карсаков и др. Литосфера области сочленения тихоокеанского и центрально-азиатского складчатых поясов // Тектоника и геофизика литосферы. М.: ГЕОС, 2002. Т. 1. С. 325–328.

Е.Ю. Гошко¹, А.С. Сальников¹, А.С. Ефимов¹

ПРОЯВЛЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ БЛОКОВ В ЧАСТОТНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ИЗОБРАЖЕНИЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ ОПОРНОГО ПРОФИЛЯ 3-ДВ

¹ФГУП Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск

Система базовых частотно-энергетических атрибутов глубинного сейсмического разреза земной коры опосредованно отражает структурные и физические свойства блоков геологической среды и, следовательно, позволяет делать выводы об их тектоническом взаимодействии.

Однородная структура горного массива или, напротив, его расслоенность влияет на уменьшение или увеличение энергии отраженных волн. Средний размер геологических неоднородностей определяет основную частоту сейсмического отклика, сдвигая его в сторону более высоких или, наоборот, более низких частот. Поглощающие свойства среды проявляются в количестве энергии, сосредоточенной на высоких частотах. Перемещения блоков земной коры относительно друг друга, сдвиги, надвиги и другие формы тектонической активности оставляют за собой след в виде расслоенных, макроструктурированных протяженных зон, которые могут быть обнаружены по аномальному изменению энергии высоких частот в сейсмическом разрезе.

Анализ частотно-энергетических изображений земной коры, полученных в результате динамической трансформации глубинного сейсмического разреза МОБ-ОГТ опорного профиля 3-ДВ в программном комплексе “StreamSDS” [1], позволяет предполагать современную тектоническую обстановку в земной коре Северо-Азиатского кратона и историю перемещения блоков во времени (рис.). Отправной точкой для тектонической и геодинамической интерпретации послужили взгляды Смелова А.П. и Розена О.М.

Смеловым показано [2], что континентальная кора Земли была сформирована в три главных тектонических этапа: 1 – в позднем архее (3.0–2.6 млрд лет) – образование ранних кратонов, 2 – палеопротерозое (2.1–1.9 млрд лет) – образование орогенных поясов в результате коллизии архейских континентов и микроконтинентов (этап формирования собственно Северо-Азиатского кратона как части суперконтинента Пангея) и 3 – мезопротерозое (<1.4 млрд лет) – образование подвижных поясов по его окраинам. Им отмечено, что после каждой стадии орогенеза происходило формирование разных по масштабам окаймляющих рифтогенных структур.

По мнению Розена [3], разломные зоны, разделяющие тектонические блоки земной коры, обычно имеют надвиговую природу и датируются возрастом гранитоидов, которые выплавлялись из сиалической коры 1.9 и 1.8 млрд лет назад. Структурные и петрологические признаки позволяют относить эти разломные зоны к категории коллизионных зон. Сталкивавшиеся микроконтиненты в ходе коллизионного сжатия и надвигания были превращены в “современные террейны”. Одновременность коллизионных процессов указывает на то, что Сибирский кратон возник как единое целое в результате слипания (амальгамации, аккреции) архейских микроконтинентов в конце палеопротерозоя.

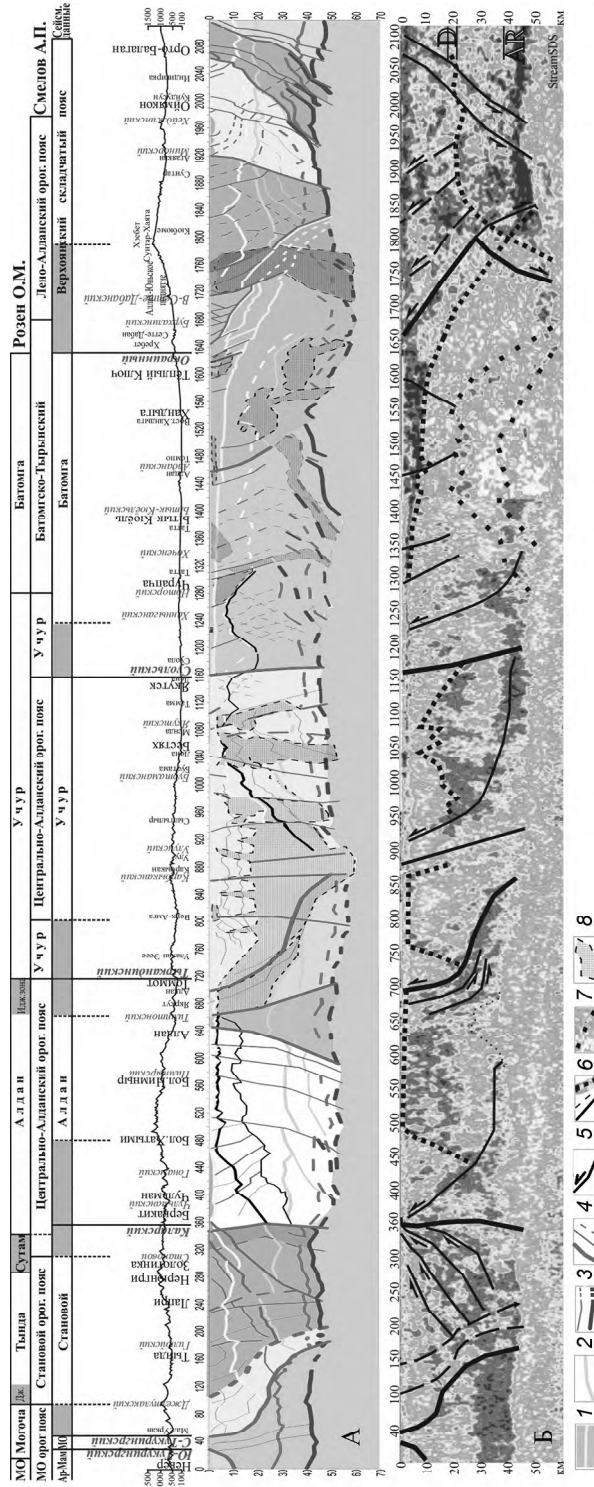


Рис. Тектоническое районирование земной коры Северо-Азиатского кратона по геофизическим данным опорного профиля 3-ДВ (А).
 Проявление движений блоков земной коры в априбуитивном разрезе энергии высоких частот. Комплекс "StreamSDS" (Б).
 1 – подошва верхней коры, 2 – подошва средней коры, 3 – границы переходного коромантийного слоя, 4 – разломы главные, второстепенные и предпологаемые, 5 – надвиги с указанием направления смещения, 6 – структурные линии внутри коры, 7 – аномальный подъем земной коры, 8 – области мантийной флюидизации.

В части А рисунка представлена модель деления земной коры на тектонические блоки (террейны) и разделяющие их коллизионные зоны. В линейке, расположенной выше над моделью, приведено сопоставление границ основных блоков земной коры, установленных в свое время для Северо-Азиатского кратона Розеном и Смеловым, а также новое деление на блоки и главные разломы с учетом сейсмических данных опорного профиля 3-ДВ. Анализ частотно-энергетических разрезов земной коры позволил выделить Становой блок в новом объеме, включающем часть Могочинского террейна Розена, Тындинский и Сутамский террейны. Таким образом, в нашей схеме он занимает положение между Северо-Тукурингским и Каларским разломами. Краевые его части, заключенные между Северо-Тукурингским и Желтулакским разломами на юге и между Становым и Каларским разломами на севере, отнесены к обрамляющим коллизионным зонам. Алданский блок во всех трех вариантах тектонических схем занимает единое положение между Каларским и Тыркандинским разломами. Южная часть Алданского блока, включающая Чульманскую впадину, Унгринский грабен в верхней части коры и заметный (с амплитудой до 10 км) подъем нижней коры, отнесена к коллизионной зоне. Северная часть Алданского блока, расположенная между Тимптонским и Тыркандинским разломами, Розеном считалась коллизионной Иджекской зоной. Сейсмические данные это подтверждают. Граница, разделяющая Учурский и Батомгский блоки, устанавливалась ранее (со значительными вариациями у Смелова) по Ноторскому разлому. Однако, частотно-энергетические характеристики земной коры дают основание перенести ее значительно западнее и приурочить к Суольскому разлому. Глубинную геометрию восточной границы Батомгского блока и переход к Верхоянскому складчатому поясу впервые можно было увидеть на полученных вдоль опорного профиля 3-ДВ сейсмических и частотно-энергетических изображениях земной коры. Начиная с Крайнего надвига, происходит резкое погружение Сибирской платформы в мантию. Проекция передового края платформы с глубины 40 км на дневную поверхность приходится на пиковые вершины хребта Сунтар-Хаята. Косая, падающая на восток, зона сочленения Сибирской платформы и Верхоянья аномально проявляется в сейсмо-динамических характеристиках, а геологически выражается в богатейшей металлогенической Аллах-Юньской зоне.

В части Б рисунка приведен разрез энергии высоких частот локальных пакетов отраженных волн. Этот показатель динамики сейсмического отклика позволил увидеть и проследить по максимальным значениям высокочастотной энергии зоны тектонически расслоенные, вероятно сформированные фазами активных движений блоков земной коры относительно друг друга. В начале разреза, от Желтулакского разлома (100 км профиля) до Каларского разлома (340 км), четко проявлено надвижение толщ Станового блока с юга на север в виде воздымающихся к поверхности высокоэнергетических линий тектонической расслоенности. В Алданском блоке и далее на северо-восток вдоль линии профиля происходит смена направления глобальных надвигов на противоположное. В пределах Алданского, Учурского и Батомгского блоков фиксируется три явных следа аккреционных надвигов и один, самый восточный, редуцированный. Возможно, его полный след переработан под воздействием глубинного мантийного источника, проявившегося в нижней коре и верхней мантии.

Развиваемая в программном комплексе “StreamSDS” технология вычисления динамических характеристик сейсмических данных, в том числе базовых частотно-энергетических, открывает возможность “увидеть” земную кору и верхнюю мантию с точки зрения различных физических и структурных характеристик. Система разноплановых цифровых разрезов позволяет проводить сопоставление свойств неоднородных геологических объектов. Это обогащает создаваемую модель земной коры, позволяет сделать её более точной и достоверной. Вместе с увеличением объема наших знаний, открывается более объективная возможность проникновения в сферу интерпретации тектонических положений блоков земной коры и геодинамических реконструкций истории их взаимодействия.

Литература

1. Гошко Е.Ю., Марков В.М., Стражникова И.Н., Сагайдачная О.М., Сальников А.С. Способ обработки сейсмических данных // Патент №2324205 (RU) на изобретение по заявке 2006134404, приоритет от 27.09.2006, опубликовано: 10.05.2008 г. Бюл. № 13. Зарегистрировано в Государственном реестре изобретений Российской Федерации 10 мая 2008 г.
2. Смелов А.П., Тимофеев В.Ф. Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 42–54.
3. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.

В.Г. Гурович, Н.П. Романовский**ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД БУХТЯНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО РАЙОНА**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Бухтянское золоторудное месторождение и ряд сопровождающих его рудопоявлений принадлежат Николаевской металлогенической зоне, которая, в свою очередь, входит в состав Нижне-Амурской РМС. Николаевская металлогеническая зона, в структурном отношении являющаяся северным фрагментом Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, характеризуется некоторыми специфическими особенностями. Район выделяется высокими значениями гравитационного поля, пониженной мощностью земной коры и незрелым ее составом: в ее составе - базальты – 40 %, андезибазальты – 20 % и риодациты – 10 %. Зона наложена непосредственно на триас-юрское океаническое основание [3]. Магматические породы характеризуются повышенной щелочностью, мафичностью и металлогенической специализацией на золото [2]. По району изучены физические свойства 2000 образцов, отобранных во время геолого-съёмочных работ масштаба 1: 50 000 Бойко И.П., Тертеряном А.Т., Поликановым В.Г. При описании физических свойств пород, и их привязке использовано литолого-стратиграфическое расчленение, представленное геологической картой Хабаровского края м-ба 1: 1000 000, где учтены результаты работ последних десятилетий [1].

В разрезе рассматриваемой зоны выделяются следующие комплексы: татаркинский (дацитриолитовый) – $K_2 tt$; сусанинский (андезитовый) – $K_2 ss$; пихтачский (дацитовый) – $P_2 rh$; сизиманский (базальтовый) – $P_{2-3} sz$; кизинский (базальтовый) – $N_1 kz$.

В юго-восточной части исследуемой площади распространены позднемеловые вулканогенные образования татаркинского и сусанинского комплексов, которые занимают 1/3 площади. Татаркинский эффузивно-экструзивный дацит-риолитовый комплекс прослеживается по периферии вулcano-тектонических структур палеогенового и неогенового возраста [2]. Эффузивные образования представлены дацитами, трахидацитами, риолитами, риодацитами, их туфами, игнимбритами со средневзвешенной плотностью – 2.43 кг/м^3 , магнитная восприимчивость α – $4.43 \cdot 10^{-3} \text{ ед.СИ}$. Наименьшие значения по параметрам имеют туфы, игнимбриты – σ их $2.31\text{--}2.34 \text{ кг/м}^3$ и α от 2.6 до $4.09 \cdot 10^{-3} \text{ ед.СИ}$; более высокие значения отмечаются для дацитов, трахидацитов, риодацитов, андезидацитов: плотность их от 2.39 до 2.47 кг/м^3 при α от 4.6 до $8.5 \cdot 10^{-3} \text{ ед.СИ}$ для андезидацитов.

В фундаменте риодацитовых покровов наблюдается большое количество питающих каналов, залеченных экструзиями риолитов, дацитов; также отмечаются довольно крупные купольно-экструзивные тела. Среди пород прослеживается тенденция роста плотности и магнитной восприимчивости с повышением основности: для риолитов σ – 2.33 кг/м^3 , α – $0.6 \cdot 10^{-3} \text{ ед.СИ}$; для дацитов и андезито-дацитов σ – 2.45 кг/м^3 и 2.48 кг/м^3 при α – $5.46\text{--}9.47 \cdot 10^{-3} \text{ ед.СИ}$ соответственно. Характерной особенностью пород этого комплекса является исключительная выдержанность по простиранию и постоянство состава [4].

Сусанинский эффузивно-экструзивный комплекс характеризуется резкой фациальной изменчивостью слагающих его вулканитов – от андезитов, андезибазаль-

тов, их туфов до туфопесчаников, туфоалевролитов, но при резком преобладании в объемном отношении андезитов. Ранее в процессе геологосъемочных работ их относили к больбинскому или андезитовому комплексам. Средневзвешенная плотность эффузивных образований комплекса – 2.5 кг/м^3 , магнитная восприимчивость – $6.66 \cdot 10^{-3} \text{ ед.СИ}$. Экструзивные образования сусанинского комплекса имеют высокую магнитную восприимчивость – для андезитов – $16.7 \cdot 10^{-3} \text{ ед.СИ}$ и для андезибазальтов – $27.6 \cdot 10^{-3} \text{ ед.СИ}$.

В эоцене в пределах Нижне-Амурской вулканической зоны площадной вулканизм сменяется развитием очаговых структур с мощным излиянием контрастных по составу пород [2, 4]. В эту эпоху формируются базальтоиды, покровы которых тяготеют к восточной окраинной части зоны. По продолжительности формирования и составу эоцен-миоценовые образования представляют три эффузивно-экструзивных комплекса: пихтачский (дацитовый) – $P_2 \text{ ph}$, сизиманский (базальтовый) – $P_{2-3} \text{ sz}$ и кизинский (базальтовый) – $N_1 \text{ kz}$. (В прежних работах пихтачский комплекс картировался как колчанский, а сизиманский как кузнецовский). В пределах исследуемой площади они выполняют Амуро-Акчинскую полигенную структуру [2].

Эффузивные образования сизиманского комплекса – $P_{2-3} \text{ sz}$ представлены базальтами, андезибазальтами, андезитами, дацитами, их туфами. Эти породы выходят на поверхность главным образом по периферии структуры. Средневзвешенная плотность пород по комплексу – 2.53 кг/м^3 , магнитная восприимчивость – $10.4 \cdot 10^{-3} \text{ ед.СИ}$. Экструзивное тело андезибазальтов имеет $\sigma = 2.58 \text{ кг/м}^3$ и очень близкую магнитную восприимчивость к покровным $\approx 10.7 \cdot 10^{-3} \text{ ед.СИ}$.

Базальтоиды кизинского (базальтового) комплекса – $N_1 \text{ kz}$ прослеживаются на исследуемой площади в западной части. В разрезе покровов – базальты, трахибазальты, долериты, андезибазальты, их туфы. Средневзвешенная плотность эффузивных пород по комплексу – 2.55 кг/м^3 , магнитная восприимчивость – $10.8 \cdot 10^{-3} \text{ ед.СИ}$. Экструзивные базальты комплекса имеют более высокую плотность и магнитную восприимчивость относительно эффузивных. Плотность их 2.63 кг/м^3 , магнитная восприимчивость – $12.06 \cdot 10^{-3} \text{ ед.СИ}$.

В базальтоидах сизиманского и кизинского комплексов прослеживается близость их не только основных петрологических характеристик, но и петрофизических – близкие значения плотности и магнитной восприимчивости.

Формирование кислых и средних вулканитов в пределах Амуро-Акчинской структуры связано с площадными излияниями игнимбритов дацитов, риолитов, риодацитов, а также другими вулканитами, выполняющими Бухтянскую депрессию, входящей в состав Амуро-Акчинской структуры. Эти породы представляют пихтачский (дацитовый) комплекс – $P_2 \text{ ph}$. Покровные образования комплекса выделены как пихтачская толща [1]. Средневзвешенная для плотность толщи составляет 2.36 кг/м^3 , магнитная восприимчивость – $4.65 \cdot 10^{-3} \text{ ед.СИ}$.

Бухтянская депрессия находится в центральной части Амуро-Акчинской структуры. Формирование ее произошло в узле пересечения субширотной Николаевской и северо-восточной Срединной региональных систем разломов. Площадь депрессии около 70 км^2 [2]. К наиболее древним породам покровной фации в пределах депрессии относятся игнимбриты риодацитов, риодациты, имеющие низкие плотности от $2.17\text{--}2.24 \text{ кг/м}^3$ и пониженную магнитную восприимчивость от $2.59\text{--}4.40 \cdot 10^{-3} \text{ ед.СИ}$. В пределах центральных частей депрессии дациты, трахидациты имеют повышен-

ные петрофизические характеристики, плотности их $2.33\text{--}2.37\text{ кг/м}^3$, а магнитная восприимчивость $3.64\text{--}5.12 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ. Наиболее плотные и магнитные в составе пород являются андезито-базальты, плотность которых 2.46 кг/м^3 , а магнитная восприимчивость – $10.5 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ. Их прорывают экструзивные тела с близкими значениями плотности и магнитной восприимчивости: $2.43\text{ кг/м}^3 - 10.93 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ.

В пределах собственно Бухтянского рудного поля обращает на себя внимание преимущественно экструзивная форма проявления вулканизма с незначительным развитием покровных фаций [4]. Наблюдается значительное развитие в составе продуктов ранних стадий субвулканических эксплозивно-брекчиевых образований, которые обладают высокой магнитной восприимчивостью до $18.34 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ. Формирование субщелочных пород Бухтянского вулcano-тектонического сооружения завершилось гидротермально-метасоматическими процессами, в результате которых породы были подвергнуты интенсивным преобразованиям. Измененные породы относятся к пропилитовой рудной формации. Такие породы, как правило, имеют низкие плотностные характеристики.

Таким образом, результаты систематизации петрофизических данных по Бухтянской части Николаевской металлогенической зоны не только подтверждают, но и детализируют выводы о преимущественной приуроченности золоторудных объектов к вулcano-тектоническим структурам Нижне-Амурской металлогенической системы с их специфическими геолого-геофизическими и металлогеническими особенностями.

Литература

1. Геологическая карта Хабаровского края масштаба 1: 1 000 000 / Ред. А.Ф. Васькин, Г.В. Роганов. Хабаровск: ФГУГГП "Хабаровскгеология". 2004.
2. Мартынов Ю.А. Петрология эоцен-миоценовой контрастной формации Нижнего Приамурья. Владивосток. 1983. 143 с.
3. Металлогения Дальнего Востока России / Сухов В.И., Бакулин Ю.И., Лошак Н.П. и др. Хабаровск. 2000. 217 с.
4. Эоцен-миоценовый вулканический комплекс Нижнего Приамурья. Путеводитель Бухтянской экскурсии VIII Всесоюзного палеовулканологического симпозиума. В.И.Сухов. Хабаровск. 1989.

Ю. А. Давыденко

**ЭФФЕКТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНЫХ
ТЕХНОЛОГИЙ В РУДНОЙ ГЕОФИЗИКЕ**

Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск, ФГБУН Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Вычислительные мощности современных персональных компьютеров сделали возможным построение единых физико-геологических моделей среды, максимально соответствующих полевым данным, полученных различными методами. Эффективное использование различных алгоритмов решения обратной задачи для нестационарных электромагнитных полей делает доступным геофизику-интерпретатору не только одномерно построение геоэлектрических разрезов, но и формирование трехмерных геоэлектрических моделей. Важнейшим фактором в адекватной интерпретации электромагнитных зондирований является качество и плотность съемки. Современные аэроэлектроразведочные технологии позволяют проводить высококачественную съемку с высокой детальностью. Глубинность таких электромагнитных зондирований составляет первые стони метров [2]. Существенный объем первичной информации необходимо сначала обработать с целью повышения соотношения сигнал/помеха, затем оценить информативность путем пересчета с использованием различных трансформант. Применение современных робастных процедур радикально повышает устойчивость этих преобразований при наличии в данных резко выделяющихся наблюдений и позволяет проводить массовую обработку первичных данных в автоматическом режиме.

На примере обработки массовых данных частотных зондирований аэро-ДИП можно утверждать, что применение современных методов многомерного статистического анализ [1,2] позволяет использовать скин-эффект с целью локализации трехмерных геоэлектрических неоднородностей. Контуры этих объектов и значения кажущегося удельного сопротивления рассматривается как первое приближения для решения задачи трехмерной инверсии данных электромагнитных зондирований.

Обработка велась с использованием программы GelioSMI, функционал которой позволяет проводить обработку данных площадных съемок классическими и робастными методами статистического анализа для реализации широкого спектра задач. Существенный эффект достигается последовательным исключением эффектов более высоких частот (скин-эффекты). В этом случае структура поля на низких частотах изменяется весьма значительно за счет подавления локальных аномалий, связанных, вероятно, с близповерхностными геоэлектрическими неоднородностями (рис. 1). Полученный результат представляется нам внутренне непротиворечивым, поскольку без дополнительной фильтрации можно выделить на низких частотах более гладкую поверхность поля УЭС.

В современных измерительных системах регистрации, применяемых в методах постоянного тока (ВЭЗ, ВЭЗ-ВП, ДЭП, электротомография и т.д.), для литолого-стратиграфической и тектоно-структурной реконструкции геологического разреза, на самом деле применяется последовательность разнополярных импульсов. Как правило, для измерения вызванной поляризации (ВП) используют последова-

тельность с токовой паузой, а для кажущегося удельного электрического сопротивления (ρ_k) используют режим без паузы.

На приемных электродах регистрируется вся последовательность импульсов, однако используется минимальное количество информации, соответствующие стационарному приближению, – усредняется амплитуда перед выключением токового импульса и, спустя несколько десятков или сотен миллисекунд, берется несколько отсчетов во временных окнах для вычисления кажущейся поляризуемости (η_k).

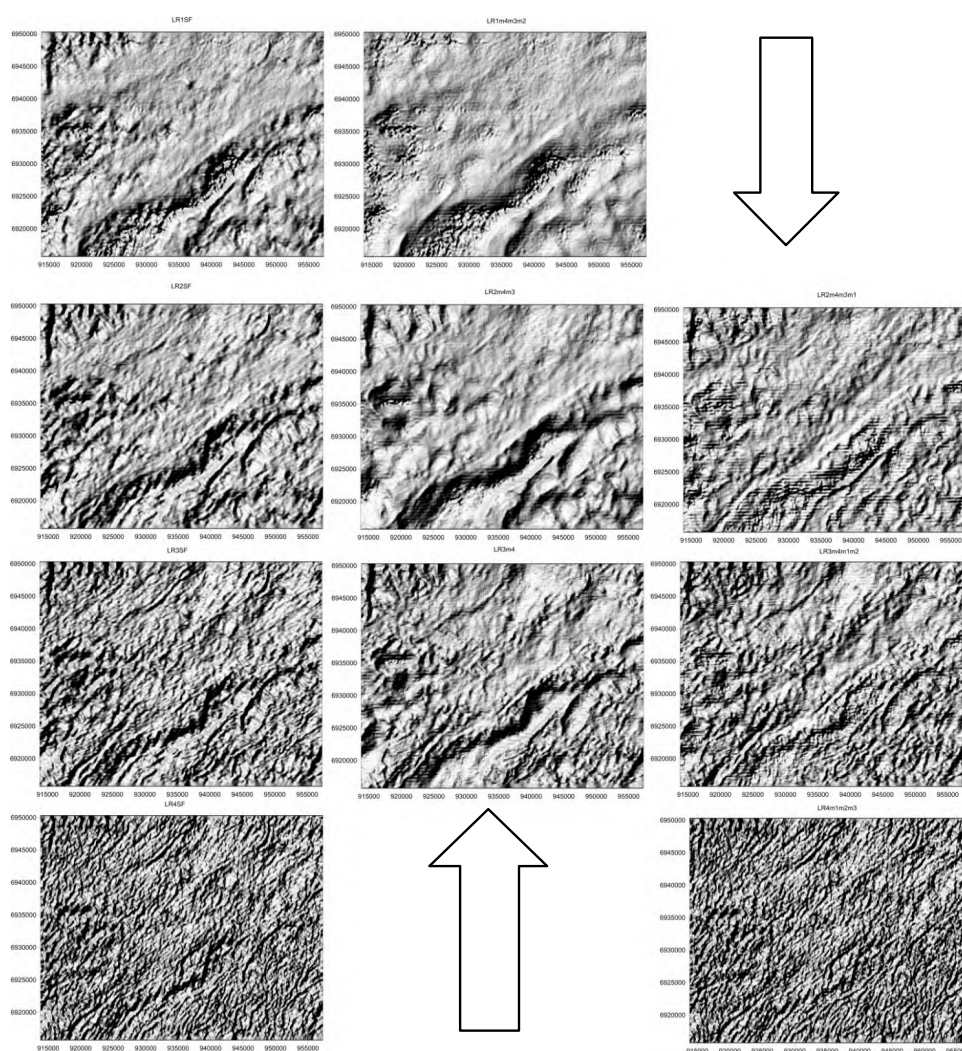


Рис. 1. Подавление скин-эффекта и исключение составляющих низких частот из более высоких: первая колонка – логарифмы эффективных сопротивлений для соответствующих частот (130, 520, 2080, 8320 Гц); вторая – эти же поля после подавления скин-эффекта; третья – после последовательного исключения эффектов более низких частот.

Высокочастотная составляющая сигнала, после выключения (или включения) тока, попросту вырезается из данных, поскольку преобладают индукционные процессы, которые не подлежат интерпретации в классической методике. Однако, именно в этих первых миллисекундах становления поля, содержится ценнейшая информация о геоэлектрическом строении разреза, распределении УЭС и поляризационных параметров. Регистрация полной формы переходного процесса позволяет, вместо использования кажущихся параметров ρ_k и η_k , перейти к полноценному решению задач 1D-3D инверсии, с учетом частотной дисперсии электропроводности для становления поля горизонтального электрического диполя. Данный подход существенно повышает информативность традиционных методов постоянного тока и дает возможность более детально дифференцировать разрез, с учетом индикации локальных объектов в негоризонтально-слоистых средах. Кроме того, для индукционных токов прозрачны высокоомные экраны (при решении ряда задач в пределах развития многолетнемерзлых пород, на территориях развития пород трапповой формации, не исключая и рудные районы средних широт, и т.д. и т.п.), которые существенно ограничивают область применения методов постоянного тока. Актуальность разработки и внедрения новой технологии электромагнитных зондирований и вызванной поляризации (ЭМЗВП) [3] не вызывает сомнения при решении широкого круга задач инженерной, рудной геофизики, или при поисках кимберлитовых тел и конвергентных им образованиям, перекрытых терригенно-трапповой толщей повышенной мощности.

На основании анализа массовых полевых данных с применением робастного регрессионного анализа [1], а так же по результатам инверсии в рамках одномерной модели, было выделено 2 объекта. Эти объекты заверены бурением; при этом о наличии 2-го объекта нам не было известно до тех пор, пока по результатам переобработки не был сделан уверенный прогноз о наличии известной диаграммы (тело субщелочных безпироксеновых пикритов и др. включений, которые определяются

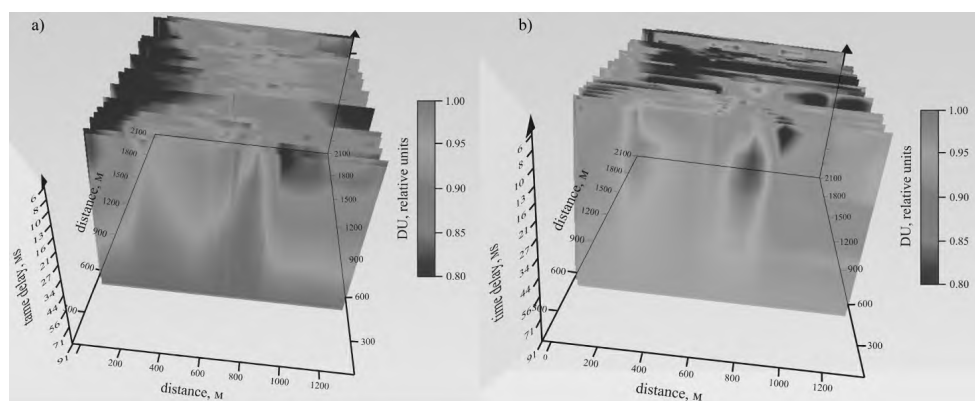


Рис. 2. Трехмерная визуализация переходных процессов, рассчитанных по методике ЭМЗВП от первичных данных ИНФАЗ-ВП (срединный градиент) до (а), и после минимизации (б) геометрического положения источник-приемник процедурой робастного регрессионного анализа. Рядом с эталонным объектом, который расположен правее, – выходящей на поверхность трубкой взрыва, четко выделяется вторая трубка, перекрытая высокоомными многолетнемерзлыми озерными отложениями.

в лабораторных условиях). Особенно хорошо эти объекты выделяются на поздних временных задержках. Объекты совпадают с контурами аномалий, выделенных в магнитном поле, после исключения интенсивных аномалий и эффекта рельефа в программе GelioSMI. Следует отметить, что небольшая по размерам трубка взрыва (объект 2), перекрытая терригенными отложениями, с повышенной степенью льдистости не выделялась по карте кажущегося удельного сопротивления из-за наличия над ней высокоомного экрана.

Выводы, сделанные для объектов типа «трубка взрыва» распространяются и на другие объекты поиска в рудной геофизике. Как правило, частотная дисперсия электропроводности в районе рудных тел существенно отличается от вмещающих пород, что позволяет их обнаруживать предлагаемой технологией ЭМЗВП.

Применение технологии ЭМЗВП для инженерно-геологических изысканий существенно повысит информативность традиционно применимых в малоглубинной геофизике методов постоянного тока, и позволит делать выводы о вещественном горных пород. Использование информации об индукционной составляющей электромагнитного поля делает эти высокоомные экраны прозрачными для методики ЭМЗВП, что говорит о перспективности ее применения в комплексе геофизических методов для инженерно-геофизических изысканий в условиях Сибири и Дальнего Востока.

Литература

1. Грайвер А.В., Давыденко А.Ю., Давыденко Ю.А., Иванов С.А., Легейдо П.Ю. Статистический подход к обработке и анализу высокоррелированных данных морской электроразведки // Материалы 37-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Москва, ИФЗ РАН, 2010. С. 111–115.
2. Давыденко А.Ю., Давыденко Ю.А., Трусов А.А., Новопашина А.В. Эффект применения робастных методов многомерной статистики при обработке данных аэроэлектроразведки // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 40-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Москва, 28 января – 1 февраля 2013 г. М.: ИФЗ РАН, 2013. С. 128–133.
3. Давыденко Ю.А. Перспективы применения метода электромагнитных зондирований и вызванной поляризации (ЭМЗВП) при решении задач рудной геофизики / Минерагенция Северо-Восточной Азии. Третья Всероссийская научно-практическая конференция, посвященная 20-летию кафедры геологии Бурятского госуниверситета. Улан-Удэ, 13-17 ноября 2012 г. С. 47–51.

Г.М. Дрогицкая

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КИРОВОГРАДСКОГО РУДНОГО РАЙОНА
(УКРАИНСКИЙ ЩИТ) ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

Институт геофизики НАН Украины, г. Киев

Кировоградский рудный район представляет собой уникальный на древних щитах объект для разработки объемной сейсмогеологической модели на всю мощность коры, включая раздел кора-мантия. Его площадь исследована методами глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), обменных волн землетрясений (МОВЗ) и общей глубинной точки (ОГТ) по плотной сети профилей широтного и субмеридионального направлений. И те, и другие пересекают Новоукраинско-Кировоградский гранитоидный массив, Корсунь-Новомиргородский рапакиви-анортозитовый массив, Кировоградскую и Звенигородско-Анновскую зоны разломов, а также стратифицированные породы ингуло-ингулецкой серии. Некоторые профили проходят в непосредственной близости от метасоматических урановых месторождений и месторождений лития и золота [1].

Одним из важных результатов исследований методом ГСЗ является обнаружение в пределах относительно небольшой территории Кировоградского рудного района сложного и контрастного рельефа поверхности раздела Мохо. При расстояниях между профилями всего 20–40 км отмечено, что глубина и элементы залегания поверхности раздела Мохо существенно изменяются от профиля к профилю.

В районе г. Кировограда в рельефе раздела Мохо была выявлена достаточно контрастная аномалия. На структурной схеме раздела Мохо, которую составил В.Б.Соллогуб [1], она изображена в виде комбинации широтных и меридиональных изоглубин этого раздела и является широтным прогибом в рельефе поверхности раздела М, который позднее был условно назван “мантийным рвом” [2]. Вначале аномалия в рельефе раздела Мохо не привлекла особого внимания. И только в 2006 г. в результате переинтерпретации профилей ГСЗ с помощью современных технологий было установлено, что аномальная комбинация широтных и меридиональных изоглубин совпадает с общим планом поверхностных структур Кировоградского рудного района [2]. Одновременно была обнаружена пространственная связь месторождений урана, золота, лития с “мантийным рвом”. Ранее предполагалось, что эта полоса опущена по широтным разломам, что и сохранило месторождения от последующей эрозии [3].

Чтобы подтвердить существование “мантийного рва” и сопоставить его с внутренней поверхностью K_2 , в 2010 и 2011 году данные ГСЗ и МОВЗ были обработаны с использованием программных пакетов Surfer 8 и КОСКАД 3D [4]. Для этой работы были использованы данные о глубинах залегания поверхностей Мохо (239 определений) и K_2 (229 определений). Интерполяция проведена по сети 5×5 км методом Крайгинга (линейная модель) с последующим сгущением сети двумерным сплайном до 2×2 км. Функция линейного коэффициента корреляции между глубинами поверхностей Мохо и K_2 вычислена в скользящем окне размером 7×7 точек (12×12 км).

Результаты работы представлены в виде карт рельефа поверхностей Мохо и K_2 и их площадной корреляции, на которые спроектированы месторождения урана, золота и лития. В рельефе поверхности Мохо широтный «мантийный ров» четко обособлен от смежных поднятий и прогибов. В рельефе поверхности K_2 , он проявлен в менее контрастной форме. Этот факт, возможно, свидетельствует о тектонической переработке коры в направлении снизу вверх. Наконец, в поле корреляции поверхностей Мохо и K_2 «мантийный ров» имеет вид узкой положительной линейной аномалии широтного простирания.

Отметим еще одно важное обстоятельство: и в том, и в другом случае вертикальные проекции месторождений урана, золота, лития приходятся на «мантийный ров» и его бортовые склоны.

Дополнительный анализ данных обменных волн землетрясений позволил осветить гораздо более широкий круг вопросов о глубинном строении Кировоградского рудного района, о поведении на глубину Новоукраинско-Кировоградского и Корсунь-Новомиргородского массивов, и установить каким именно образом мантийный ров соединяется с полосой концентрации рудных месторождений на поверхности. В 2009–2010 гг. данные МОВЗ были заново обработаны с использованием программного пакета «КОСКАД-3D» [4].

Основные отличия от предыдущих работ заключаются в следующем. Заново были оцифрованы и обработаны исходные данные по всем 8 профилям МОВЗ; при обработке было использовано изометрическое окно; оптимальный размер окна выбирался на основании статистического анализа всего исходного материала; автоматизация процесса обеспечила минимальный сдвиг окна и более высокую точность результатов; использовался не один, а три параметра (признака): плотность распределения точек обмена по профилю, отношение амплитуды обменной волны к амплитуде породившей ее продольной волны Aps/Ap и кратность обмена в одной и той же точке. В конечном счете, обработка каждого профиля заключалась в переходе от исходного поля обменов к распределению параметра Aps/Ap и построению итогового разреза в изолиниях [5].

Увязка профилей позволила построить серию каркасных блок-диаграмм поля обменных волн землетрясений [5]. Они опираются на два меридиональных (IM, VIM) и два широтных (IIM, IVM) профиля МОВЗ. Указанные профили были отработаны в разное время и отображают распределение обменных волн от различных землетрясений с разными эпицентрными расстояниями. В 2009–2010 гг. профили также обрабатывались по отдельности. И, тем не менее, в местах пересечения профилей аномалии Aps/Ap совпадают друг с другом. Наиболее убедительный пример – узел пересечения профилей IM и IIM, в котором между собой согласуются не только аномальные, но и все изолинии параметра Aps/Ap . Эти факты свидетельствуют о высокой надежности изложенного выше способа анализа поля обменных волн землетрясений.

Корсунь-Новомиргородскому массиву в интервале глубин 0–20 км присуща крупная аномалия Aps/Ap . Она протягивается в меридиональном направлении на 60–70 км и в широтном направлении на 40–50 км, выходя за пределы обнаженной части массива. В узле пересечения профилей IM и IIM она достигает максимальной интенсивности более 80 %. Вторая аномалия столь же высокой интенсивности зафиксирована на глубине около 40 км. Ее эпицентр находится вблизи раздела Мохо.

Вторая аномалия либо отражает положение питающего канала для расположенной выше плитообразной интрузии анортозитов и гранитов рапакиви, либо указывает на положение промежуточной магматической камеры.

Под Новоукраинско-Кировоградским гранитоидным массивом аномалии *Aps/Ar* протягиваются на меньшую глубину, имеют меньшую интенсивность и разделены почти вертикальными зонами фоновых значений этого параметра. Одна из них соединяет мантийный ров с широтной полосой концентрации месторождений урана, лития, золота на поверхности [5].

В наиболее общей форме результаты проведенных исследований представлены в виде объемной сейсмогеологической модели Кировоградского рудного района. Она отражает его современное глубинное строение.

Полученные данные характеризуют развитие мантийно-коровой рудообразующей системы во времени и вместе с тем позволяют описать ее в трехмерном геологическом пространстве, включая раздел кора–мантия. Следует, однако, подчеркнуть, что на этом разделе сейсмическими методами фиксируются не отдельные рудные поля и месторождения, даже самых крупные, а вся совокупность месторождений урана, лития и золота. Отсюда следует предположение о реликтовой природе раздела Мохо. Оно согласуется с выводом В.Б. Соллогуба о том, что морфология раздела Мохо на Украинском щите отражает общий план его раннепротерозойских тектонических структур.

Кировоградский рудный район – второй после Печенгского рудного района, где установлена пространственная связь палеопротерозойских рудных месторождений с локальными неоднородностями раздела кора–мантия. Если в Печенгском районе она выявлена для магматических медно-никелевых месторождений и мантийных габбро-верлитовых интрузий, то в Кировоградском рудном районе для месторождений другого генезиса: гранитных пегматитов, гидротермальных месторождений урана и золота.

Приобретенный опыт может быть использован при анализе глубинного строения других рудных районов, расположенных на древних щитах, в частности Центрально-Алданского золото-уранового рудного района.

Литература

1. Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 184 с.
2. Дрогичкая Г.М., Трипольский А.А., Попов Н.И. и др. Сейсмогеологическая позиция Кировоградского рудного района (Украинский щит) в связи с локальными неоднородностями поверхности Мохо. Геофизика XXI столетия 2006 год. // Сб. трудов Восьмых геофизических чтений им В.В. Федьинского (2–4 марта 2006 г., Москва). 2007. С. 21–27.
3. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / Я.Н. Белевцев, В.Б. Коваль. Отв. ред. Киев: Наук. думка, 1995. 396 с.
4. Никитин А.А. Комплекс спектрально корреляционного анализа данных “КОСКАД 3D” / Никитин А.А., Петров А.В., Алексахин А.С. М., 2004. Московский Государственный геологоразведочный университет. 158 с.
5. Старостенко В.И., Казанский В.И., Попов Н.И. и др. От поверхностных структур к интегральной глубинной модели Кировоградского рудного района (Украинский щит) II // Геофизический журн. 2011. Т. 33, № 5. С. 3–16.

А.Д. Дучков¹, Л.С. Соколова¹, П.Ю. Горнов², В.В. Веселов³

**ЭЛЕКТРОННЫЙ ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ АТЛАС СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА
(РЕАЛИЗАЦИЯ И ДАЛЬНЕЙШЕЕ РАЗВИТИЕ)**

¹ФГБУН Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
г. Новосибирск

²ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

³ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Сведения о тепловом режиме литосферы (тепловой поток, температура пород) представляют значительный интерес для широкого круга специалистов, занимающихся проблемами наук о Земле. В этой связи несомненный интерес представляют периодические обобщения геотермических материалов в виде каталогов и карт. Первое масштабное обобщение геотермических данных было выполнено в конце прошлого столетия большим коллективом исследователей в виде Geothermal Atlas of Europe [1], включающего серию геотермических карт. Примерно в это же время началось обобщение геотермических данных по территории Сибири и Дальнего Востока. В итоге были опубликованы каталоги данных о тепловом потоке [2, 3] и карты теплового потока (ТП) территории СССР и всей Северной Евразии [4, 5].

Вся собранная при этом информация была в дальнейшем использована геотермическими коллективами институтов СО РАН для создания электронного “Геотермического атласа Сибири”, состоящего из многоцветных карт, на которых изолиниями и цветом показаны изменения и теплового потока, и температуры (Т) на глубинах 0,5, 1,0, 2,0, 3,0 и 5,0 км. Атлас выполнен в компьютерной форме в среде геоинформационной системы ARC/INFO, которая позволяет визуализировать информацию на дисплее и осуществлять печатание многоцветных карт. Он был в основном завершен к 2000 г. [7] и распространялся на дисках. “Геотермический атлас Сибири” подобен “Geothermal Atlas of Europe” и фактически был задуман как его продолжение на восток. В него не вошли геотермические данные по Дальнему Востоку и окраинным морям. В настоящее время “Геотермический атлас Сибири (1995-2000)” размещен на сайте ИНГГ СО РАН: <http://www.ipgg.nsc.ru/INSTITUTE/pages/default.aspx> (Отделение геофизики, Лаборатория естественных геофизических полей).

В 2009–2012 гг. было предпринято новое обобщение геотермических материалов уже по всей Азиатской части Российской Федерации, включая окраинные моря. В работе приняли участие специалисты из СО РАН (ИНГГ, ИМЗ, ИЗК, ИГМ) и ДВО РАН (ИТиГ, ИМГиГ). В итоге был пересмотрен и существенно дополнен электронный каталог геотермических данных. Сейчас электронный каталог геотермических данных включает значения теплового потока в 2300 пунктах в “сухопутной” части региона (обычно в каждом пункте температура измерялась в 2–3 скважинах), а также 1950 малоглубинных измерений ТП в донных осадках окраинных морей и оз. Байкал.

Наиболее полно изучена в геотермическом отношении Западно-Сибирская плита. Здесь температура измерена в нескольких тысячах скважин глубиной до 3–4 км, что позволило определить величину теплового потока в 1400 пунктах. В пределах Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой зоны геотемпературное поле изучено значительно слабее. На этой огромной территории измерения

температуры выполнены всего в 500–600 скважинах глубиной в основном 1–3 км, а тепловой поток определен лишь в 310 пунктах. В южном горном обрамлении Сибири (Алтае-Саянская складчатая область, Байкальская рифтовая зона и Забайкалье) тепловой поток определен в 250 пунктах по измерениям в 400–500 скважинах, средняя глубина которых составляет 300–500 м. В пределах сухопутной части Дальнего Востока (территория от Чукотки до Приморья, о-в Сахалин, Курильские острова) ТП измерен в 320 пунктах по измерениям температуры в 600–700 скважинах глубиной в среднем не более 1 км.

Помимо данных о тепловом потоке в каталог включено порядка 2270 измерений и оценок температуры на глубинах от 0.5 до 5 км. Количество измеренных значений T существенно уменьшается с глубиной. Поэтому в большинстве пунктов значения температуры на глубинах 3–5 км различными способами прогнозировались. Применялись экстраполяция термограмм, математическое моделирование на основе решения уравнения теплопроводности, корреляционные соотношения, связывающие значения ТП и T на определенных глубинах. В каталог вошли также сведения о глубине залегания нижней границы криолитозоны (нулевая изотерма).

Информационно-технологическая основа атласа отработана сотрудниками Лаборатории геоинформационных технологий и дистанционного зондирования ИГМ СО РАН [8]. В качестве системы, обеспечивающей решение задач накопления данных, их первичной обработки и обмена, была выбрана технология картографических web-сервисов (Web Map Service, Web Feature Service, Web Coverage Service), разрабатываемая и декларируемая международной некоммерческой организацией Open GIS Consortium (OGC). Разработанная геоинформационная система базируется на картографическом сервисе, запущенном в эксплуатацию в ИГМ СО РАН. Система поддерживает проекцию Google Mercator, которая позволяет отображать атлас на всю территорию без дополнительных средств, решавших ранее проблему деформации линейных и полигональных картографических объектов при переходе через 180 меридиан. Она допускает регулярное обновление программной платформы и базы данных. Структура базы данных обеспечивает доступ к табличному представлению для авторов и заполнителей данных, а также позволяет добавлять в него новую информацию инструментальными средствами. Для отображения информации созданы соответствующие стили оформления картографического представления, каждому параметру (географическим, тепловому потоку, температуре на пяти глубинах и глубине расположения нижней границы мерзлоты) соответствует слой. Каждый геотермический слой характеризует количество и расположение фактического материала, а также отражает (цветом) изменения в значениях параметра [9].

В преамбуле к атласу помимо авторов указаны исследователи, измерившие или представившие геотермическую информацию, а также институты. “Геотермический атлас Сибири и Дальнего Востока (2009-2012)” в настоящее время выставлен в интернете по адресу: <http://maps.nrcgit.ru/geoterm/> на русском и английском языках. На рис. 1 и 2 показаны фрагменты карт теплового потока и температуры на глубине 3 км из этого Атласа.

Принцип управления электронными картами полностью идентичен управлению системой Google Earth. Есть возможность масштабирования карт (панель слева), включения-выключения слоев (панель справа) и получения атрибутивной информации по пунктам измерений (щелчок мышью по объекту). В атрибутивной

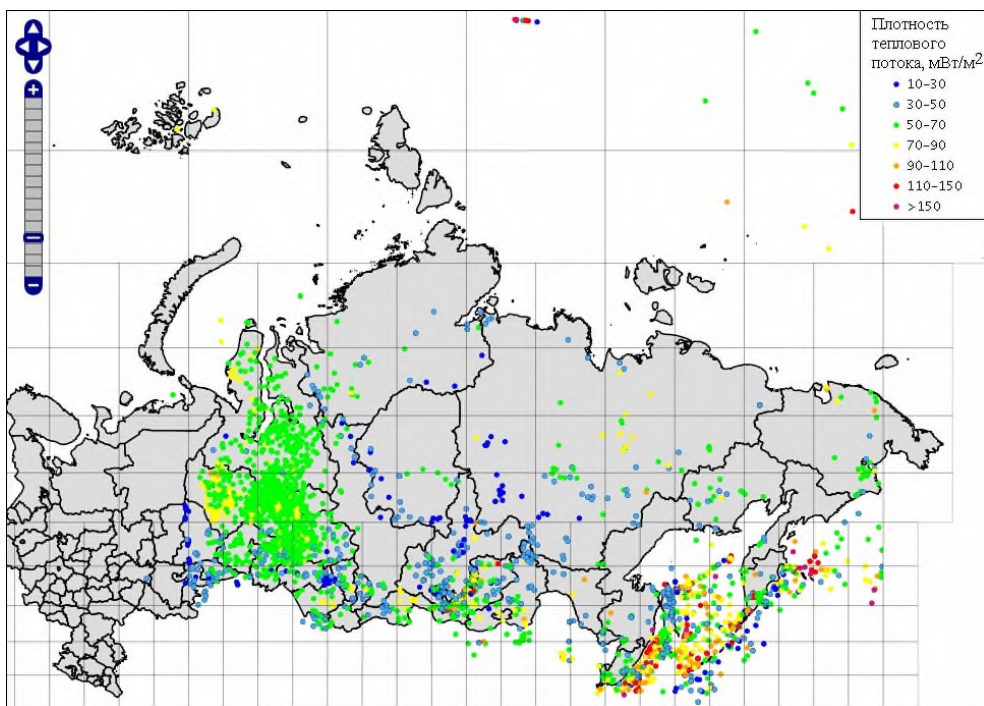


Рис. 1. Фрагмент публикации электронной карты теплового потока Сибири и Дальнего Востока (WEB публикация).

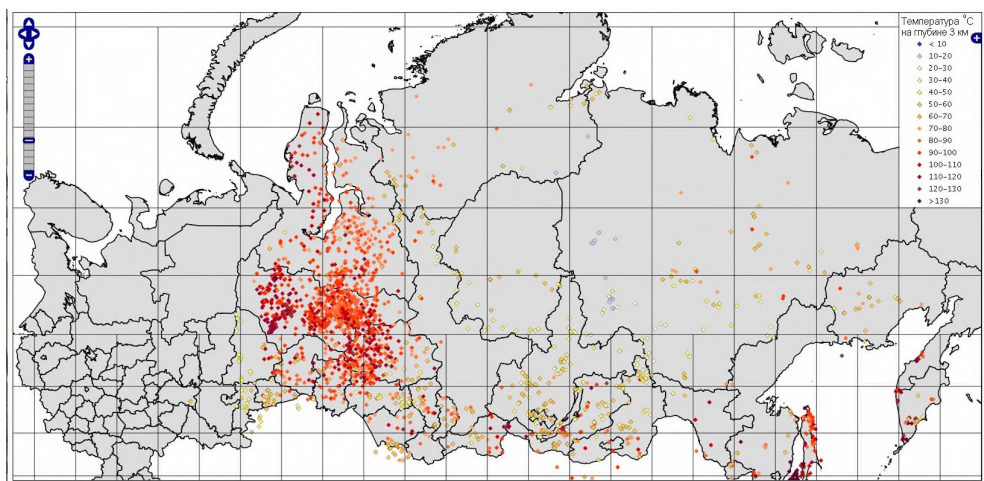


Рис. 2. Фрагмент публикации электронной карты распределения температуры на глубине 3 км в Сибири и на Дальнем Востоке (WEB публикации).

информации к точкам пунктов содержатся данные о геотермических параметрах из основного каталога: значения теплового потока, измеренные и рассчитанные значения температуры на глубинах 0,5, 1, 2, 3 и 5 км, глубина нижней границы криолизотозоны.

Работа с Атласом продолжается. На очереди создание инструментов визуального добавления архивных данных к картографическим объектам геотермического атласа. На основе анализа существующих программных продуктов в предметной области и составленных описаний измерений в свободной форме, планируется создать профиль описания архивных данных, а на базе профиля инструменты для заполнения данных. Авторы при помощи этих инструментов смогут описать информацию: о себе и своих соавторах, публикациях, непосредственных исследованиях. Интерактивная форма ввода информации будет содержать, как именованные поля: авторы, год, публикации и т.д., так и поля свободного ввода текста – для неформализованной информации, а также позволит загрузить файлы с дополнительными материалами. Для обеспечения работы инструментов добавления архивных данных к объектам атласа, планируется разработать новую структуру базы данных. Она позволит связывать авторские материалы (архивные данные) с картографическими объектами. В дальнейшем на основе авторской информации станут возможными фильтрация и поиск объектов конечными пользователями атласа через графический web-интерфейс.

На повестке дня стоит также вопрос о включении в атлас массивов геотермической информации по другим территориям (по Уралу, Казахстану, Китаю и др.).

Исследования выполнялись в 2009-2012 гг. при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН №7 “Физические поля и внутреннее строение Земли” (проект 7-1). Авторы благодарят Аюнова Д.Е. (ИНГГ СО РАН), М.Н. Железняк (ИМЗ СО РАН), а также сотрудников Лаборатории геоинформационных технологий и дистанционного зондирования ИГМ СО РАН за активную многолетнюю помощь при подготовке и публикации “Геотермического атласа Сибири и Дальнего Востока”.

Литература

1. Geothermal Atlas of Europe / E. Hurlig, V. Cermak, R. Haenel, V. Zuy (Eds.). Potsdam: Geoforschungs Zentrum. Publication 1. 1992.
2. Веселов О.В., Липина Е.Н. Каталог данных о тепловом потоке Востока Азии, Австралии и Запада Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. 122 с.
3. Каталог данных по тепловому потоку Сибири. Ред. Дучков А.Д. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. 82 с.
4. Карта теплового потока территории СССР и сопредельных районов. М-б 1:10 000 000 / Гл. ред. Я.Б. Смирнов. М.: ГУГК, 1980
5. Геотермическая карта Северной Евразии. М-б 1:5 000 000 / Ред. Я.Б. Смирнов, Р.И. Кутас, Ю.К. Щукин. М.: ГИН АН СССР, 1986.
6. Карта теплового потока территории СССР. Масштаб 1:5 000 000 / Ред. В.В. Гордиенко, У.И. Моисеенко. Киев: Ин-т геофизики АН Украины, 1991.
7. Дучков А.Д., Л.С. Соколова. Геотермический атлас Сибири // Закономерности строения и эволюции геосфер. Хабаровск: ДВО РАН, 2004. С. 45–56.
8. Добрецов Н.Н., Болдырев И.И., Юсупов Р.Д. Гибридные информационные системы для поддержки междисциплинарных исследований // Вычислительные технологии. 2007. Т. 12. Вып. 3. С. 29–41.
9. Дучков А.Д., Добрецов Н.Н., Аюнов Д.Е., Соколова Л.С. Мерзлотно-геотермический атлас Сибири и Дальнего Востока // Динамика физических полей Земли. М.: Светоч Плюс, 2011. С. 207–221.

Ю. Ю. Иванов, Е.В. Колесов, С.Д. Пенъевский, Н.И. Третьякова
ПЕТРОМАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ ОМОЛОНСКОГО
МАССИВА (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

*ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт
им. Н.А.Шило ДВО РАН, г. Магадан*

Исследования магнитных свойств железистых кварцитов имеет важное поисково-прикладное значение. Тела железистых кварцитов являются источниками магнитных аномалий, картируемых наземной и аэромагнитной съемками, что используется как поисковый критерий. Для правильной интерпретации магнитных аномалий необходимы сведения о магнитных характеристиках пород и руд [10]. Объектами нашего исследования явились руды с Омолонского массива (159.1 в.д., 63.5 с.ш.). На юге массива известны залежи железистых кварцитов, что послужило основанием для выделения Омолонской железорудной провинции [3]. Железистые кварциты представлены линзовидными и пластообразными телами среди мигматитов, амфиболовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов, амфиболитов и основных кристаллических сланцев протерозойского возраста. Большинство исследователей считает их метасоматическими [2, 4, 6].

Исследованы 54 ориентированных штуфов железистых кварцитов, из которых выпиливались образцы-кубики с ребром 20 мм, по 2–3 кубика из каждого штуфа.

Естественная остаточная намагниченность (J_n , ЕОН) измерена на спин-магнетометре JR-5A (AGICO Ltd.). Измерения магнитной восприимчивости (M , k) и исследование ее при высоких температурах проведены на многофункциональном каппаметре MFK1-FA с термоприставкой CS-3 (AGICO Ltd.). Анализ намагниченности насыщения от температуры $J_s(T)$ выполнен на магнитных весах в поле индукции 500 мТл [1]. Измерения плотности пород проводились на денситометре ИМТ-3. Полуколичественный силикатный анализ руд выполнен на рентгеновском спектрометре S4-Pioneer. Параметры магнитного гистерезиса, включающие остаточную намагниченность насыщения (J_{rs}), намагниченность насыщения (J_s), индуктивную намагниченность (J_i), коэрцитивную силу (B_c), остаточную коэрцитивную силу (B_{cr}), измерены на автоматическом коэрцитиметре J-meter [1].

Кривые зависимости магнитной восприимчивости от температуры указывают, что основным магнитным минералом кварцитов является магнетит с точкой Кюри около 580°C. Однако все кривые отличаются в деталях. На кривых нагрева некоторых образцов отмечаются перегибы в области температур 400–450°C, обусловленные катиондефицитным магнетитом (маггемитом). Этот минерал неустойчив к нагреву, в процессе которого переходит в гематит [1, 8]. После нагрева магнитная восприимчивость уменьшается, так как M гематита в сотни раз ниже магнетита и маггемита, при этом кривые остывания лежат ниже кривых нагрева. Кривые зависимости намагниченности насыщения от температуры также указывают на присутствие магнетита, маггемит на кривых выражен не отчетливо. Кривые второго нагрева многих образцов лежат ниже кривых первого нагрева, что обусловлено окислением магнетита в процессе нагрева, а также переходом маггемита в гематит.

Гистерезисные характеристики руд показывают, что парамагнитная составляющая индуктивной намагниченности, как правило, невелика и не превышает 10 %.

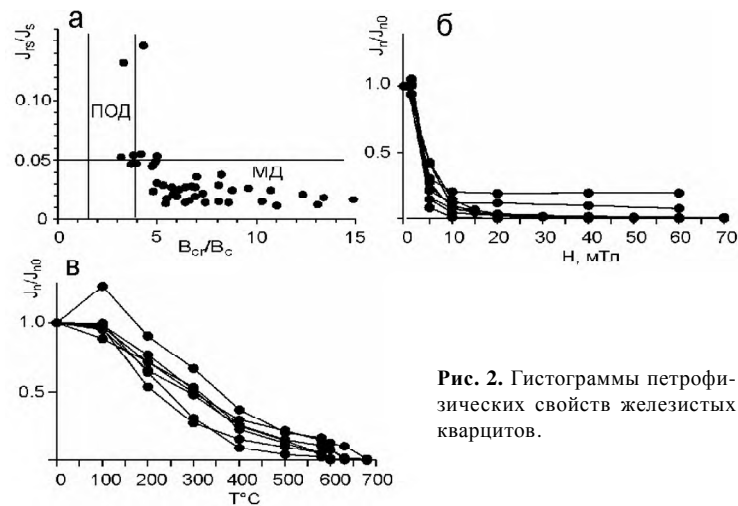


Рис. 2. Гистограммы петрофизических свойств железистых кварцитов.

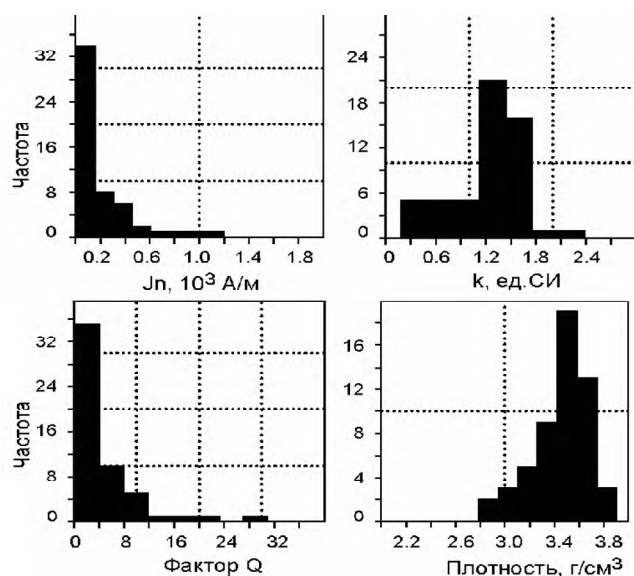


Рис. 1. Диаграмма Дея (а) и кривые размагничивания образцов переменным магнитным полем (б) и температурой (в). ПОД – область псевдо-однодоменных частиц, МД – область многодоменных частиц.

Коэрцитивная сила составляет 0.1–19.9 мТл (среднее 2.9), остаточная коэрцитивная сила 0.2–58.4 мТл (среднее 16.4). Судя по распределению отношений J_{rs}/J_s , B_{cr}/B_c на диаграмме Дея [7], магнитные минералы представлены преимущественно многодоменными частицами (рис. 1а).

Отметим, что многодоменные частицы относятся к магнитомягким и легко перемагничиваются современным магнитным полем. Стабильная естественная намагниченность связана, как правило, с однодоменными и псевдо-однодоменными частицами. Однако установлено, что в лабораторном магнитном поле, после выдержки в положениях “по полю” и “против поля”, намагниченность образцов руд практически не претерпела изменений. Тем не менее, намагниченность в большинстве случаев состоит из магнитомягкой компоненты. При размагничивании образ-

Таблица. Результаты полуколичественного анализа образцов руд (%).

Анализ	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	P ₂ O ₅	k, 10 ⁻³ СИ
1	41	0.1	1.2	57	0.1	0.6	0.2	0.2	785
2	48	0.1	0.2	50		1.0	0.7	0.2	1230
3	35	0.5	1.0	55	0.1	3.5	4.4	0.4	1055
4	47		0.2	49	0.1	2.2	1.6	0.2	1624
5	37	0.2	0.9	60	0.1	0.2	1.8	0.2	1478
6	39	0.1	0.5	58		0.6	1.2	0.2	1450
7	66		0.1	32	0.2	0.7	2.0	0.1	446
8	36		2.3	56	0.1	1.7	2.7	0.3	997
9	47		0.3	51		0.6	0.6	0.2	1415
10	41	0.1	0.2	56		1.0	1.4	0.2	1534

цов переменным магнитным полем отмечается резкий спад величины намагниченности в малых полях. Медианное деструктивное поле составляет менее 5 мТл (рис. 1б). Кривые терморазмагничивания однотипные и характеризуются постепенным уменьшением намагниченности в процессе нагрева (рис. 1в). Для большинства образцов после нагрева до 600°С остается менее 1 % от первоначальной величины намагниченности. В этих образцах намагниченность связана с магнетитом. Для некоторых образцов намагниченность после нагрева до этих температур составляет 10–25 % первоначальной величины, которая разрушается выше точки юри гематита.

Естественная остаточная намагниченность железистых кварцитов варьирует в пределах 11519–1196362 × 10⁻³ А/м (среднее 204195), магнитная восприимчивость 182 2388 × 10⁻³ СИ (среднее 1227), фактор Q – 0.3–30.9 (среднее 4.6), плотность – 2.79–3.90 г/см³ (среднее 3.46) (рис. 2).

Распределение магнитных минералов в рудах крайне неравномерное. Образцы, выпиленные из одного штуфа, могут в несколько раз отличаться по величинам магнитных параметров и плотности. Сильные вариации фактора Q указывают на сложное соотношение естественной остаточной и индуктивной намагниченности.

Для выяснения связи магнитных величин с содержанием железа проведен геохимический анализ образцов с известными магнитными характеристиками (табл.)

Установлено, что содержание железа в рудах (данные полуколичественного анализа) не превышает 60 %. Для всей коллекции образцов значимой корреляции между ЕОН и МВ (r = 0.14), между ЕОН и плотностью (r = 0.19) не наблюдается. Однако коэффициент корреляции (r) между магнитной восприимчивостью и плотностью, магнитной восприимчивостью и содержанием общего железа составляет 0.48 и 0.56, соответственно. Слабая корреляция между магнитными величинами объясняется сложным составом магнитных минералов, включающим магнетит, маггемит и гематит, многокомпонентностью намагниченности, а также низкотемпературным окислением магнетита. Вклад гематита в ЕОН и МВ весьма незначительный. Магнитные характеристики (ЕОН, МВ) гематита ниже магнетитовых [11]. Специальные исследования смеси в различных соотношениях гематита и магнетита, показали, что гематит проявляется в магнитных параметрах, если его будет более 95 % [9].

Первичные измерения и анализ векторов естественной остаточной намагниченности выявили сложное распределение направлений на сфере. В целом, боль-

шинство образцов имеют прямую полярность. Для обратномагнитных образцов характерны, как правило, пологие значения магнитного наклона. Результаты размагничивания переменным магнитным полем указывают на многокомпонентность намагниченности. Многие образцы меняют знак полярности в процессе размагничивания. Прямополярная компонента намагниченности обусловлена, по-видимому, вязкой намагниченностью.

Железистые кварциты относятся к сильномагнитным породам, тела которых способны создавать магнитные аномалии. Суперпозиция индуктивной и естественной остаточной намагниченностей определяет величину и знак наблюдаемого аномального магнитного поля [5]. Фактор Q выражает отношение остаточной намагниченности к индуктивной. Для 25 % изученных образцов фактор Q составляет менее 1. Эти образцы характеризуются высокой индуктивной намагниченностью, которая будет доминировать в образовании аномального поля. В оставшейся группе образцов фактор $Q > 1$ и в некоторых образцах достигает десятки единиц. Однако, как указывалось выше, намагниченность этих образцов связана с многодоменными, магнитомягкими частицами, несущими вязкую намагниченность переменное магнитное поле амплитудой менее 5 мТл разрушает до 90% первоначальной величины намагниченности. Поэтому и в этом случае, основной вклад в суммарное магнитное поле будет вносить индуктивная намагниченность.

Выводы

1. Железистые кварциты Омолонского массива характеризуются высокими значениями естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости;
2. Магнитные минералы кварцитов представлены многодоменными магнетитом, маггемитом и гематитом;
3. Основной вклад в наблюдаемое магнитное поле над кварцитами вносит индуктивная намагниченность.

Исследования частично поддержаны грантом ДВО РАН № 12-III-A-08-191.

Литература

1. Буров Б.В., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. Палеомагнитный анализ / Под ред. В.П. Боронина. Казань: Изд-во КГУ, 1986. 167 с.
2. Гагиева А.М. Интрузивный базитовый магматизм в позднекембрийской истории Омолонского массива (геологические и геохронометрические данные) // Вестн. СВНЦ ДВО РАН. 2011. № 3. С. 18–29.
3. Гельман М.Л., Титов В.А., Фадеев А.П. Омолонская железорудная провинция // Докл. АН СССР. 1974. Т. 218, № 2. С. 419–422.
4. Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 304 с.
5. Магниторазведка. Справочник геофизика / Под ред. В. Е. Никитского, Ю. С. Глебовского. М.: Недра, 1980. 367 с.
6. Фадеев А. П. Железородные проявления Южно-Омолонского района. Колыма. 1975. № 6. С. 41–43.
7. Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1977. V. 13. P. 260–267.
8. Dunlop D.J., Cizdemir C. Rock magnetism: fundamental and frontiers // Cambridge University Press. 1997. 573 p.
9. Frank U., Nowaczyk N. R. Mineral magnetic properties of artificial samples systematically mixed from haematite and magnetite // Geophys. J. Int. 2008. V. 175. P. 449–461.
10. Pechersky D.M., Genshaft Yu.S. Petromagnetism of the continental lithosphere and the origin of regional magnetic anomalies: A review // Russian Journal of Earth Sciences. 2001. V. 3. N 2. P. 97–124.
11. Peters C., Dekkers M.J. Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size // Physics and Chemistry of the Earth. 2003. V. 28. P. 659–667.

Е.Г. Иволга, Н.П. Романовский, В.Г. Гурович

**ОСОБЕННОСТЬ ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРЫ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ
СЕВЕРНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ И СЕВЕРНОГО САХАЛИНА
(на основе геофизических и петрофизических данных)**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Особенности положения, глубинного строения области сочленения Северо-Сихотэ-Алинской (Нижнее-Амурской) и Северо-Сахалинской структур зоны перехода континент – океан обеспечивали многолетний интерес геологов и геофизиков, но нередко приводили последних к разноплановым построениям. В пределах Нижне-Амурской структуры Ю.А.Косыгиным и его соавторами под мезозойско-кайнозойским чехлом Сихотэ-Алинской орогенной области выделялся Тахтинский докембрийский массив [2]; по результатам плотностного моделирования здесь предполагалось наличие структуры плюмового типа [3], по результатам профильных работ МТЗ выделялась Нижне-Амурская структура с высокоомным блоком, свидетельствующим о наличии мощной континентальной коры [1] и т.д.

Цель настоящих исследований – изучение глубинного строения области сочленения Северо-Сихотэ-Алинской и Северо-Сахалинской структур зоны перехода континент – океан на основе совместного анализа результатов петрофизических и геофизических исследований.

Для изучения структуры выполнена интерпретация гравитационного поля с помощью пакета “КОСКАД-3D” [4] и созданы петроплотностная и петромагнитная карты.

В результате петрофизических исследований установлено, что наиболее древние, юрские песчано-сланцевые, кремнисто-глинистые, яшмовидные с редкими прослоями базальтоидов отложения Ульбанской СФЗ отличаются средней плотностью (σ) 2.59–2.64 г/см³ и магнитной восприимчивостью (κ) 10–24 ($1.3 \cdot 10^{-5}$ СИ) (единицы измерения здесь и далее). Юрско-меловые осадочные песчано-алевроглинистые образования Сихотэ-Алинской складчатой системы имеют $\sigma = (2.56–2.61)$ и κ менее 10. Вулканогенные толщи позднего мела-палеогена представлены чередованием лавовых и туфовых пород средне-основного и кислого состава в направлении повышения основности характеризуется $\sigma = 2.45–2.54$ 2.60–2.64, а $\kappa =$ соответственно 450–200 815–850. Вышележащий мало-михайловский палеогеновый комплекс риолит-дацитового состава, характеризуется $\sigma = 2.31$ и $\kappa = 240$, подстилает отложения олигоценового колчанского ($\sigma = 2.45$, $\kappa = 285$) и миоценового казинского ($\sigma = 2.59$ и $\kappa = 760$) комплексов. Венчают разрез четвертичные покровы совгаванских базальтоидов ($\sigma=2.54$, $\kappa = 805$). Интрузивные образования позднемелового нижне-амурского, палеоценового верхнеудоминского и эоценового прибрежного комплексов гранитоидного состава представлены породными ассоциациями трех фаз развития. Первая фаза (габбро-диоритовая) отличается средними значениями $\sigma = 2.82–2.89$ и $\kappa = 1500–3080$ для габброидов и $\sigma = 2.69–2.74$ и $\kappa = 720–1520$ для диоритов, вторая фаза (гранодиоритовая) – $\sigma = 2.66$ и $\kappa = 715–1145$, третья фаза (гранит-лейкогранитовая) – $\sigma = 2.56–2/58$ и $\kappa = 290–530$.

Для Сахалинской части площади, севернее 51° с.ш. значениями σ менее 2.2 характеризуются малоплотные образования кайнозойского чехла: для палеоцена

$\sigma = 1.80\text{--}2.06$, для миоцена 2.05–2.30. Южнее на уровень эрозионного среза выводятся не только палеоценовые отложения чехла ($\sigma = 2.31\text{--}2.46$), но и палеозойско-мезозойские, сложно дислоцированные породы фундамента ($\sigma = 2.40\text{--}2.63$ г/см³). Северная часть Северо-Сахалинского региона характеризуется $\alpha < 50 \cdot 1.3 \cdot 10^{-5}$ СИ, а южная – $\alpha = 50 \cdot 700 \cdot 1.3 \cdot 10^{-5}$ СИ.

Петроплотностная карта показывает, что в распределении петрофизических неоднородностей на площади наблюдается тенденция увеличения плотности пород как с востока на запад от Северного Сахалина вглубь континента, так и с севера на юг. В морфологии карты выделяется несколько блоков: Северо-Сахалинский пониженной плотности; Средне-Сахалинский (ниже 51°) дифференцированный по плотности меридионального направления, Нижне-Амурский (севернее Амурского разлома) – повышенной дифференциации северо-восточного направления, Тумнинский северо-восточного направления плотностных неоднородностей. По петромагнитной карте территория континента Амурским разломом также делится на два блока: северный с меньшей интенсивностью и большей структурированностью и южный с большей интенсивностью и меньшей структурированностью петромагнитного поля, что в целом отражает степень насыщенности блоков магматическими продуктами.

В результате комплексной интерпретации геофизических и петрофизических данных построена схема дизъюнктивной тектоники региона. Согласно схемы рассматриваемая территория размещается в области сочленения северо-восточных (сихотэалинских), северо-западных (северо-сахалинских), субширотных (буреинских) систем разломов. С севера на юг выделяется три северо-восточных системы нарушений: Шантарская северо-восточная, Амурская север-северо-восточная, Уктур-Центрально-Сахалинская восток - северо-восточная. Намечается как минимум две северо-западных систем: север - северо-западная Шантарско-Анивская, северо-западная Усалгин-Амурско-Сахалинская. Меридиональная система нарушений для докайнозойского фундамента на Сахалине характерна только для южной части рассматриваемой территории, в пределах северной она срезается системой северо-западных разломов. В пределах северо-восточной Амурской структуры выделяются три наиболее тектонически напряженные участки на пересечении с северо-западными и широтными структурами, к которым приурочены локальные гравитационные максимумы: Шмидтовский, Николаевский, Лимурийский. Для них характерно сокращение мощности земной коры и подъем верхней мантии, а их металлогеническим индикатором является золотое оруденение на континенте и нефтегазность на море.

В целом отличие построенной схемы разрывной тектоники от существующих в том, что если ранее подчеркивалось определяющее значение северо-восточных и меридиональных систем [5], то нами большое значение придается северо-западным системам, наиболее представительные структуры которых протягиваются от залива Анива на Сахалине до Шантарских островов и от Ульбанского залива до м.Мосия на Сахалине. Второе отличие – выделение крупной региональной широтной системы, характерной для структур Восточно-Азиатского тектонического пояса транзитом протягивающихся от западных континентальных структур (Буреинского массива) возможно даже за пределы острова Сахалин.

Таким образом, рассматриваемая территория находится в области сочленения северо-восточных, северо-западных и широтных дизъюнктивных систем. Общий

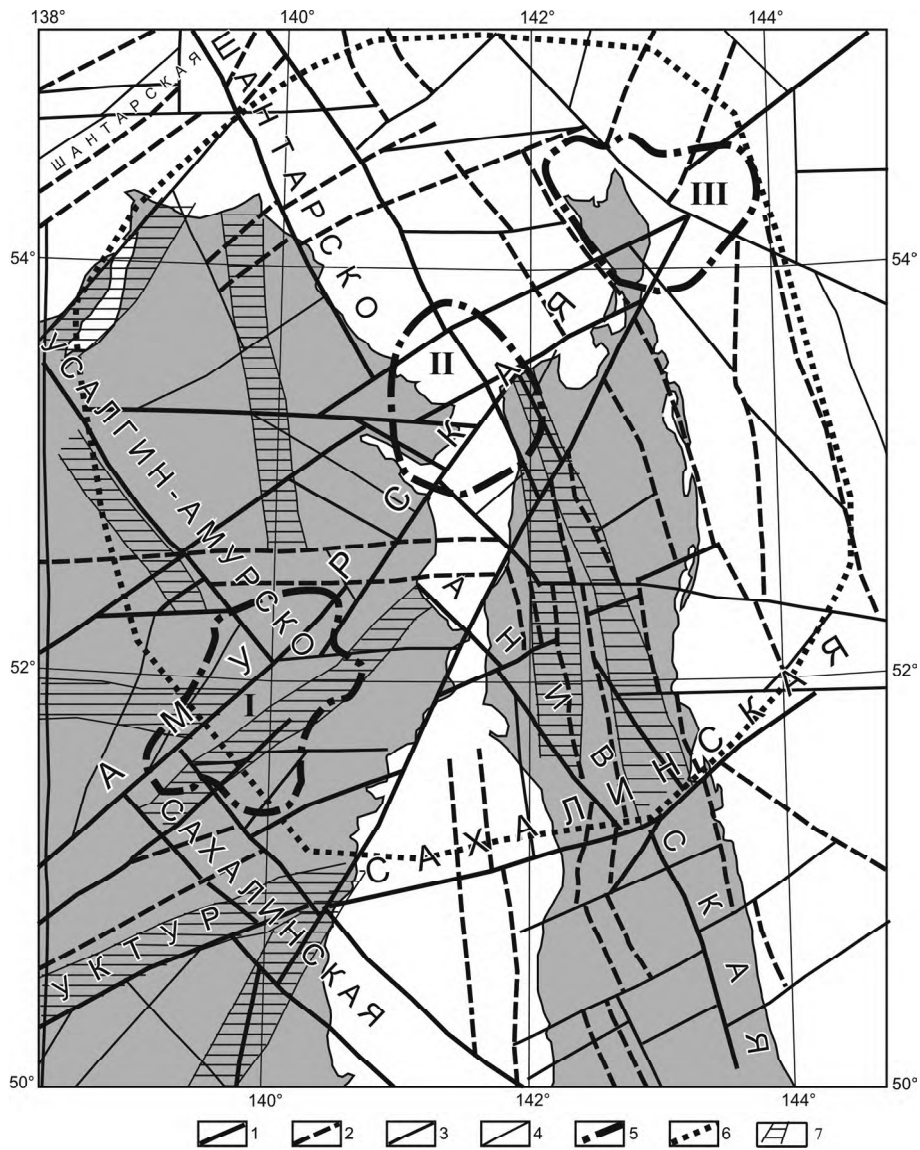


Рис. 1. Схема разломной тектоники Северо-Сихотэ-Алинской и Северо-Сахалинской структур. 1 – литосферные межблоковые разломы; 2 – коровые разломы, выраженные локальными гравитационными и петроплотностными минимумами; 3 – крупные коровые разломы, выраженные градиентами и морфологией гравитационного поля и петроплотностными неоднородностями; 4 – прочие коровые разломы; 5 – локальные кольцевые коровые плотностные структуры: I – Лимурчанская; II – Николаевская; III – Шмидтовская; 6 – региональная кольцевая плотностная литосферная структура; 7 – разломные системы, выделенные на основе петроплотностной карты.

характер рисунка разрывных структур, а также радиальный характер распределения локальных отрицательных гравитационных аномалий позволяет выделить кольцевую структуру с центром в месте сочленения разнонаправленных структур в районе Татарского пролива – Северо-Сахалинского залива, вблизи Николаевской зоны.

Кольцевая структура на петроплотностных разрезах, рассчитанных с помощью технологии “КОСКАД-3D” имеет четко выраженное петроплотностное заполнение. Она отличается наличием большого количества локальных петроплотностных неоднородностей как повышенной, так и пониженной плотности в верхней части литосферы, имеющих синклинальную геометрию и максимальную глубину около 70 км. Вероятнее всего структура насыщена магматическими продуктами разного состава. Центр его приходится на Северо-Сахалинский залив Татарский пролив, где зафиксирована тепловая аномалия. На восточной и западной периферии кольцевой структуры развиты процессы кайнозойского линейного рифтогенеза. В континентальной части это субмеридиональные наложенные кайнозойские впадины, на востоке это западный крутой борт Дерюгинской впадины, где наблюдается геотемпературный градиент и проявлен базальтоидный магматизм. Это в целом согласуется с работами А.М. Петрищевского и Т.К. Злобина [6], которые выделяли здесь более обширную плюмовую структуру, с двумя центрами, один – в районе Центрально-Охотского поднятия, а другой – в северной части Северного Сахалина. Ее центральная часть отчетливо выражена интенсивной кольцевой магнитной аномалией, типичной для жерловых структур вулканических построек центрального типа. Положение локальных положительных гравитационных аномалий выстроившихся в единую линию северо-восточного простирания вдоль Амурского разлома, указанных выше, можно интерпретировать либо как положение отдельных флюидомагматических струй, либо как траекторию движения “горячей точки” в кайнозой. Согласно представлений [7], плюмовая тектоника создает флюидпроницаемую среду и поэтому она может проявляться как в виде рудно-магматических очагов, так и формированием рифтовых структур, благоприятных и для нефти и газа накоплений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф. Глубинное строение уникальной Нижне-Амурской структуры // Проблемы сейсмичности и современной геодинамики Дальнего Востока и Восточной Сибири. Хабаровск: ДВО РАН, 2010. С. 32–34.
2. Косыгин Ю.А., Воеводин В.Н., Жидков Н.Г., Мастюлин Л.А., Малышев Ю.Ф., Рейнлиб Э.Л., Соловьев В.А. Тахтинский массив – новый структурный элемент Сихотэ-Алинской складчатой системы // Докл. АН СССР. 1975. Т. 211, №1. С. 164–167.
3. Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф. Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 2. С. 3–17.
4. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации: Учебное пособие. 2-е изд. М.: ООО “Центр информационных технологий в природопользовании”, 2010. 114 с.
5. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000 / Отв. ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей, 2000. 193 с.
6. Петрищевский А. М., Злобин Т. К. Плотностная неоднородность тектоносферы Охотоморского региона. Ученые записки Сахалинского государственного университета // Сборник научных статей. Вып. 4 / Под ред. Злобина Т.К. Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2004. С. 10–20.
7. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 276 с.

П. А. Каменев, Л.М. Богомолов

**ИССЛЕДОВАНИЕ “IN SITU” НАПРЯЖЕНИЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ
БУРЕНИЯ И КАРОТАЖА НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРА И ЮГА
САХАЛИНА**

ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Введение

Текущая ситуация в нефтегазовой отрасли при высоких ценах на нефть делает рентабельным освоение месторождений со сложными геологическими и климатическими условиями. Примером таких месторождений может являться о. Сахалин. На сегодняшний день накоплен уникальный опыт разработки месторождений со сложными геологическими и климатическими условиями. Бурение горизонтальных сверхпротяженных скважин в условиях высокой тектонической активности сопряжено со значительными трудностями, связанными со стабильностью стенок скважины. Практически на всех месторождениях Сахалина существуют проблемы со стабильностью стенок скважин, даже в вертикальных скважинах. На месторождениях, находящихся в зоне высокой тектонической активности, до начала бурения необходимо четкое представление о распределении локальных напряжений, разломов, необходимо рассчитать удельный вес бурового раствора, который будет компенсировать воздействие внешних факторов. В настоящей работе предпринята попытка оценки локальных напряжений на основе данных комплексного каротажа. Анализ морфологии обвальных пород дополняет данные расчетов основанных на геофизических исследованиях скважин.

Методика и результаты

При выборе района исследования предпочтение отдавалось глубоким разведочным скважинам с наибольшим комплексом и плотностью каротажных данных. В полной мере этим требованиям удовлетворяют материалы исследования скважин на Полярнинском месторождении (Лунская впадина) расположенном на севере о. Сахалина, и на Анивском газовом месторождении, находящемся в южной части Сахалина (рис. 1).

Для оценок параметров напряженно-деформированного состояния среды на основе каротажных данных с использованием эмпирических соотношений из [4, 5], нами были рассчитаны основные геомеханические параметры горных пород: угол внутреннего трения, сцепление, пластовое и геостатическое давление [2, 3]. На основе этих данных можно рассчитать предельное горизонтальное напряжение, используя критерий Мора-Кулона в форме:

$$\tau = f \sigma_n + C_0, \quad (1)$$

где τ – максимальное напряжение сдвига вдоль плоскости разрыва, σ_n – эффективное напряжение (напряжение в скелете породы) действующее нормально к плоскости разрыва, C_0 – сцепление, f – коэффициент внутреннего трения.

Будем считать, что геостатическое давление соответствует наименьшему из главных напряжений, определяющих нормальную и сдвиговую компоненты в (1). Такое предположение основано на геодинамических условиях, определяющих пре-

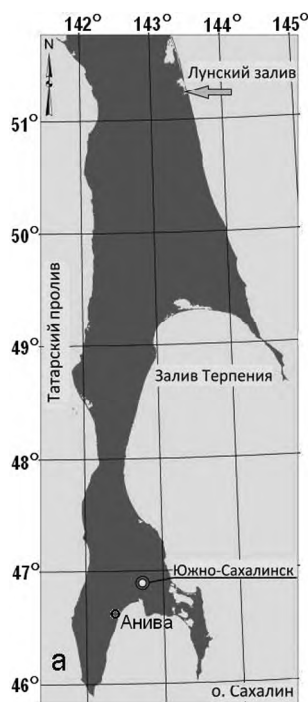


Рис. 1. Схема расположения Полярнинского нефтяного месторождения (Лунская впадина) и Анивского газового месторождения на о. Сахалин.

обладание субширотного сжатия в результате взаимодействия Охотоморской и Амурской плит [7]. Для оценки предельно возможного горизонтального напряжения, которое можно сопоставить с тектонической добавкой, выражение Мора-Кулона (1) удобно преобразовать к следующему виду:

$$(\sigma_1)_{\max} = \sigma_3 \frac{(1+f^2)^{1/2} + f}{(1+f^2)^{1/2} - f} + \frac{2C_0}{(1+f^2)^{1/2} - f} \quad (2)$$

где $(\sigma_1)_{\max}$ – предельное горизонтальное напряжение, действующее вдоль направления максимума, σ_3 – геостатическое давление, приравненное к минимальному из главных напряжений σ_3 ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$). Графики полученных зависимостей предельного горизонтального напряжения представлены на (рис. 2) вместе с графиком вертикального (геостатического) напряжения. Графики на (рис. 2) позволяют заключить, что в диапазоне глубин 1000–2800 м Полярнинского месторождения предельное горизонтальное напряжение больше вертикального

примерно в 1.5 раза, что соответствует региональному характеру напряжений. На глубинах около 3 км график демонстрирует большее отношение напряжений (т.е. значительное возрастание предельных горизонтальных напряжений до уровня в 3.5–4 раза больше вертикальных). На Анивском месторождении также наблюдается подобная картина. Значения горизонтальных напряжений превышают вертикальные в среднем в 2–3 раза, аналогично тому же интервалу глубин Полярнинского месторождения.

К сожалению, геофизические методы исследования скважин не гарантируют успех при оценке стабильности скважины, поскольку при бурении скважин зачастую осложнения стабильности стенок возникают в зонах разломов с естественной трещиноватостью. Именно трещиноватость, степень ее развития и будет определять в конечном итоге механические свойства горных пород в этом интервале, а, следовательно, и стабильность стенок скважины. В этом случае может быть полезно исследование морфологии обвальная породы. Среди обвальная породы в основном выделяют три морфологических типа: угловатый; пластинчатый или блочный; осколочный.

Угловатый тип обвальная породы формирует сдвиговый тип обрушения. Главные характеристики этого типа обвальная породы: а) грани недавно созданы поверхностями разрыва; б) грани не параллельные; в) грани могут быть плоскоизогнутыми; г) обрушения происходят в двух областях скважины, угол между которыми 180°.

Пластинчатый тип обвальная породы представлен в виде фрагментов ранее существовавших зон трещиноватости. К главным характеристикам этого типа об-

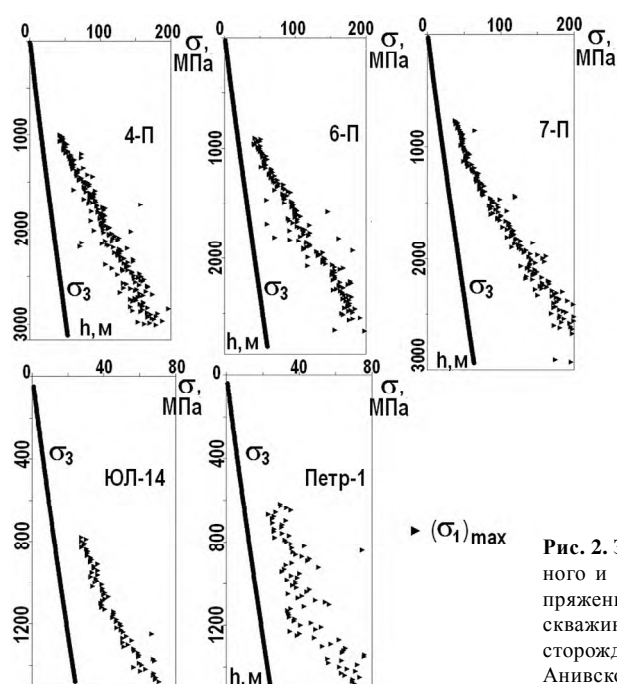


Рис. 2. Зависимость и глубины вертикального и предельного горизонтального напряжений в коре по месту расположения скважин 4-П, 6-П, 7-П Полярнинского месторождения и скважин ЮЛ-14 и Петр-1 Анивского месторождения.

вальной породы относятся: а) одна или более параллельных плоскостей; б) поверхности относительно гладкие и плоские; г) обрушение инициируется на верхней части скважины, когда скважина практически параллельна направлению трещиноватости или напластованию пород.

Блочный тип обвальной породы схож с пластинчатым. Он также проявлен фрагментами ранее существовавших зон трещиноватости. Степень разрушения пород этого морфотипа меняется со временем при длительной экспозиции буровым раствором зон трещиноватости вдоль разломов или соляных куполов.

Осколочный тип обвальной породы образуется в результате воздействия растягивающих напряжений. Главные характеристики этого типа обвальной породы: а) поверхности имеют перьевую структуру, указывающую на растягивающий тип обрушения; б) типичная литология: плохо проницаемые глинистые сланцы; в) обрушение может произойти по всей окружности скважины; в) часто возникает при чрезмерной скорости бурения через плохо проницаемые глинистые сланцы.

Часто бывает, что присутствуют сразу несколько морфологических типов обвальной породы. В этом случае необходимо определить, какой морфологический тип является доминирующим, и провести соответствующие меры по предотвращению дальнейшего ухудшения стабильности стенок скважины.

Для месторождений севера Сахалина наиболее характерны угловатый, пластинчатый и блочный типы обвальной породы. Угловатый тип образуется под воздействием доминирующего горизонтального напряжения, что подтверждается данными четырехрычажного каверномера в работе [1]. Пластинчатый и блочный тип пород встречаются в областях разломов и интервалах естественной трещиноватости [6].

Выводы

Совместное использование данных каротажа, морфологии обвальных пород, а также сейсмологических данных, позволяет вырабатывать комплекс мер, направленных на предотвращение нестабильности скважины. Такая комплексная интерпретация данных геофизических методов исследования скважин, геомеханики и геологии позволяет существенно снизить риски при бурении месторождений со сложными геологическими условиями. Данные каротажа и морфологии обвальных пород также могут быть полезны для понимания локальной геодинамики. Описанные морфологические типы обвальной породы могут использоваться для оперативного предотвращения аварийных ситуаций, связанных с нестабильностью стенок скважин.

Литература

1. Али А. Х., Марти Ш., Еса Р. и др. Передовой метод гидравлического разрыва пласта с использованием геомеханического моделирования и механики пород - технически интегрированный подход // Нефтегазовое обозрение. Осень 2002. С. 75–83.
2. Каменев П.А., Богомолов Л.М., Валетов С.А. Об оценках геомеханических параметров осадочных породных массивов по данным комплексного каротажа скважин (на примере Сахалина) // Труды Всероссийской конф. "Геодинамика и напряженное состояние недр Земли". Новосибирск. 2011. С. 133–139.
3. Каменев П.А., Валетов С.А. Оценка пластовых давлений по данным электрического каротажа на примере Полярнинского месторождения о. Сахалин // НТВ Каротажник. Тверь: Изд. АИС. 2011. Вып. 207. С. 17–28.
4. Horsrud P. Estimating mechanical properties of shale from empirical correlations // SPE Drilling & Completion. SPE 56017. 2001. V. 16, N 2. P. 68–73.
5. Lal M. Shale stability: Drilling fluid interaction and shale strength // paper SPE 54356 presented at the SPE Latin American and Caribbean Petroleum Engineering Conference held in Caracas, Venezuela, 21–23 April 1999.
6. Mohammed N., Chernov M., Macalac-Тгшан Е., Kaydalov Y. Focussed Risk-Management Brings a Step-Change Improvement in Drilling Performance at Sakhalin's Odoptu ERD Development // paper SPE 102818 presented at the SPE Russian Oil and Gas Technical Conference and Exhibition, Moscow, Russia, 3–6 October 2006.
7. Zoback M.L. First and second order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 11703–11728.

В.Б. Каплун

**ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЛИТОСФЕРЫ ЗЕЕ-БУРЕЙНСКОГО БАССЕЙНА
ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Зее-Буреинский бассейн мезозойско-кайнозойского возраста расположен в Центрально-Азиатском тектоническом поясе и наложен на структуры Луньцзян-Селемджинского орогенного пояса, Цзямусы-Буреинского, Аргуно-Мамынского и Дягдачи массивов [7] является наиболее крупным на территории юга Дальнего Востока России. Интерес к изучению бассейна вызван перспективами его нефтегазоносности.

Активное изучение бассейна геофизическими методами началось в 60-е годы прошлого столетия, и было направлено на поиски нефти [1]. К настоящему времени почти вся территория изучена государственной гравиметрической съемкой масштаба 1:200 000, аэромагнитными съемками масштаба 1:25 000–1:200 000, на отдельных площадях выполнены электроразведочные работы (методы ТТ, ВЭЗ, ДЭЗ) и сейсморазведочные профили (КМПВ, МОВ). По результатам работ были построены карты мощности осадочного чехла, структурно-тектонические схемы поверхности фундамента [5, 1, 8, 6].

Целью данных исследований было детальное изучение строения и электрических параметров литосферы южной части бассейна. Задачами работ было построение геоэлектрических разрезов осадочного чехла и фундамента бассейна, земной коры и литосферы в целом, выявление разломных зон и аномальных областей проводимости в земной коре и верхней мантии.

В период с 2010 по 2012 гг. выполнено три профиля МТЗ: г. Благовещенск–п. Биракан (2010 г.) [3], с. Корфово–с. Поярково–с. Асташиха–с. Новосергеевка (2011г.) [4], г. Благовещенск–с. Новоильиновка (2012 г.).

По результатам интерпретации профиля г. Благовещенск–п. Биракан, выполненного с шагом между пунктами зондирования около 30–35 км и измерениями электромагнитного поля в диапазоне частот $10^4 \Sigma 4 \cdot 10^{-4}$ Гц, определены возможности метода МТЗ при изучении строения осадочного чехла бассейна и литосферы в пределах профиля до глубины 150 км, а также отработана методика проведения полевых работ для этих целей. Профиль пересек бассейн вкрест его простираения и показал, что литосфера бассейна, по сравнению с ограничивающими его структурами, имеет пониженную мощность, а верхняя мантия – пониженное электрическое сопротивление.

Для более детального изучения строения бассейна был выполнен профиль с. Корфово–с. Поярково–с. Асташиха–с. Новосергеевка длиной 200 км, который расположен в самой южной его части. Профиль простирается с запада на восток в субширотном направлении примерно вкрест простираения бассейна. Зондирования выполнялись с шагом 1 км на участке профиля с. Корфово–с. Поярково–с. Асташиха и регистрацией электромагнитного поля в высокочастотном диапазоне $10^4 \Sigma 1$ Гц, для изучения осадочного чехла, и с шагом 5–7 км в широком частотном диапазоне $10^4 \Sigma 4 \cdot 10^{-4}$ Гц на протяжении всего профиля, для изучения земной коры и верхней мантии до глубины 150 км. В результате интерпретации были получены следующие результаты. Мак-

симальная мощность осадочного чехла в грабенах в пределах профиля достигает 1.5–1.7 км. В фундаменте выделены блоки различного сопротивления, которые соответствуют установленным структурам бассейна. Полученные данные согласуются с результатами бурения.

Земная кора бассейна в пределах профиля имеет высокое удельное электрическое сопротивление свыше 1000 Ом·м. В основании земной коры расположен слой низкого удельного электрического сопротивления 20–30 Ом·м мощностью 5–10 км. По контрастной смене электрических сопротивлений определена мощность земной коры, которая составляет 38–40 км. Ее величина согласуется с мощностью земной коры установленной по сейсмическим данным [2].

Геoeлектрический разрез верхней мантии бассейна имеет относительно простое горизонтально-слоистое строение. На фоне ее низких электрических сопротивлений 20–30 Ом·м в диапазоне глубин 50–80 км выделен слой повышенного сопротивления от первых сотен до тысячи Ом·м. Этот слой не является сплошным, а разделен на блоки зонами пониженного сопротивления, проникающими в среднюю часть земной коры. Эти зоны соответствуют разломам различной природы.

В 2012 г. изучение геoeлектрического строения Зейско-Буреинского бассейна было продолжено на профиле г. Благовещенск–с. Новоильинковка, проходящему примерно параллельно профилю, расположенному в южной части бассейна, на расстоянии около 80 км к северу. Зондирования проводились по ранее опробованной методике, за исключением того, что регистрация электромагнитного поля в высокочастотном диапазоне $10^4 \Sigma 1$ Гц с шагом 1 км и в широком частотном диапазоне $10^4 \Sigma 4 \cdot 10^{-4}$ Гц с шагом 5–6 км была выполнена в центральной части профиля на участке с. Корфово–с. Екатеринославка, а далее к краям профиля с шагом 10 км и регистрацией поля в широком частотном диапазоне $10^4 \Sigma 4 \cdot 10^{-4}$ Гц. Общая длина профиля составила около 170 км.

Анализ кривых МТЗ, полученных как на южном, так и на северном профилях, показал их подобие. Тем не менее, средняя кривая южного профиля расположена ниже, примерно на половину порядка по оси сопротивлений, по сравнению со средней кривой северного профиля. В результате интерпретации кривых северного профиля были построены геoeлектрические разрезы до глубины 5 км и 150 км. Верхняя часть разреза хорошо согласуется со схемой мощности осадочного чехла бассейна. На геoeлектрическом разрезе фундамент бассейна отчетливо выделяется высокими электрическими сопротивлениями более 1000 Ом·м. Осадочный чехол в грабенах имеет низкое электрическое сопротивление от единиц Ом·м до первых десятков Ом·м.

Глубинная часть геoeлектрических обоих разрезов имеет как сходство, так и различия. Сходство – в слоистой структуре обоих разрезов и наличии зон низкого сопротивления под основными грабенами бассейна. Различие состоит в том, что на северном профиле в средней части земной коры на глубине около 20 км отчетливо выделяется слой пониженного сопротивления менее 100 Ом·м, который слабо проявлен на южном профиле. Мощность этого слоя составляет около 5 км. Земная кора имеет высокое сопротивление свыше 1000 Ом·м. Подошва этого высокоомного слоя на северном профиле располагается на глубине примерно 45 км, что превышает на 5–10 км мощность такого же слоя на южном профиле. Верхняя мантия под бассейном имеет пониженное сопротивление до первых десятков Ом·м. Ее кровля возды-

мается под бассейном до глубины 90 км и погружается под окружающие его структуры. Под наиболее глубокими грабенами и разломами отмечается подъем изолиний пониженного сопротивления к подошве земной коры и в среднюю ее часть.

Наиболее перспективными нефтегазоносными структурами бассейна являются грабены с мощностью осадочного чехла 1.5–2 км сопровождающиеся аномалиями пониженного электрического сопротивления в земной коре и верхней мантии. Такими структурами на юге Зее-Буреинского бассейна являются Лермонтовский, Дмитриевский, Архаринский, Михайловский, Екатеринославский, Романовский.

Литература

1. Бернштейн Г.Л., Волхонин В.С., Горбачев И.Ф., Крупская Г.В., Мальденбаум М.М., Щербакова Б.Е. Геологическая структура Зее-Буреинской впадины по результатам региональных геолого-геофизических работ / Сб. "Геофизические исследования при решении геологических задач в Восточной Сибири". вып. 4. Изд-во Недр, 1970. С. 271–300.
2. Золотов Е.Е., Ракитов В.А. Структура литосферы Приамурья по данным МОВЗ-ГСЗ // Региональная геология и металлогения. 2000. № 2. С. 236–240.
3. Каплун В.Б. Геоэлектрический разрез литосферы Амуро-Зейского осадочного бассейна по профилю МТЗ г. Благовещенск–п. Биракан // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 2. С. 41–53.
4. Каплун В.Б. Геоэлектрический разрез литосферы Амуро-Зейского ОБ по результатам МТЗ // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 3. С. 3–20.
5. Лишневский Э.Н., Степанов П.П. Основные черты тектоники центральной и южной частей Зее-Буреинской депрессии // Геология и геофизика. 1963. № 5. С. 117–122.
6. Сорокин А.П., Глотов В.Д. Золотоносные структурно-вещественные ассоциации Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 1997. 304 с.
7. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центральноазиатского и Тихоокеанского поясов: Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1:1500000. Владивосток; Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
8. Шатков Г.А., Бабаев А.О., Максимовский В.А., Пуриг В.В. Тафрогенный комплекс Амуро-Зейской депрессии и перспективы его рудоносности // Тихоокеан. геология. 1984. № 3. С. 54–67.

В.Б. Каплун

**ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ ЛИТОСФЕРЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
СРЕДНЕАМУРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА ПО ДАННЫМ
МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Среднеамурский осадочный бассейн (САОБ) располагается в зоне сочленения Цзямусы-Малохинганского массива и Сихотэ-Алинского орогенного пояса [7] и представляет собой систему грабенов и горстов [1]. Строение осадочного чехла бассейна изучено достаточно широко различными геолого-геофизическими методами, хотя и недостаточно полно. Глубинное строение бассейна изучено слабо и представлено результатами нескольких сейсмических и магнитотеллурических зондирований (МТЗ). Имеющиеся результаты геолого-геофизических исследований обобщены и систематизированы в недавно опубликованной монографии [5].

Целью наших исследований было детальное изучение строения осадочного чехла, земной коры и верхней мантии северо-западной части САОБ методом магнитотеллурического зондирования. Для этого в этой части бассейна были выполнены измерения электромагнитного поля по нескольким профилям вкрест его простираения. Зондирования проводились с использованием цифровой 24-разрядной станции MTU-5A производства фирмы Phoenix (Канада). Во всех пунктах регистрация естественного электромагнитного поля Земли проводилась в режиме АМТ, а каждое пятое или шестое – в режиме АМТ+МТЗ. В результате построены геоэлектрические разрезы до глубин 5 и 150 км. В данной работе обсуждаются результаты МТЗ по профилю ст. Трек–г. Биробиджан–с. Головино длиной 85 км до глубины 150 км и его части на участке г. Биробиджан–с. Головино длиной 60 км до глубины 5 км. Результаты, полученные на данном профиле, имеют большой интерес в связи с тем, что он пересекает ряд границ, в том числе и предполагаемую границу между Цзямусы-Малохинганским массивом и Сихотэ-Алинским орогенным поясом, проходящую по Уликинскому разлому [2].

Геоэлектрический разрез до глубины 5 км отражает строение и мощность осадочного чехла бассейна вдоль профиля МТЗ, а также строение фундамента. На разрезе отчетливо выделились Шуки-Поктойское и Ульдуро-Чуркинское поднятия высокими электрическими сопротивлениями от нескольких сотен и до тысяч Ом·м. Надеждинский и Мориловецкий грабены отмечаются низкими электрическими сопротивлениями величиной первые десятки Ом·м. Грабены различаются по своему строению. Надеждинский грабен имеет крутые борта, мощность хорошо проводящих осадков составляет не менее 2 км. Здесь проходит предполагаемая граница между Цзямусы-Малохинганским массивом и Сихотэ-Алинским орогенным поясом. Мориловецкий грабен не имеет четко выраженной границе, отделяющей его от Надеждинского грабена, а выделяется по воздыманию кровли фундамента в месте предполагаемой границы между ними. В Мориловецком грабене мощность хорошо проводящих осадков составляет около 1 км, его основание выровненное, юго-западный борт профилем не пересечен. Между Шуки-Поктойским и Ульдуро-Чуркинскими поднятиями расположен Ишу-Харпийскому разлом, который на геоэлектрическом разрезе выражен зоной пониженного электрического сопротивления ве-

личной первые сотни Ом·м. Этот район имеет характерные особенности, которые отражены понижением электрического сопротивления под Ульдуро-Чуркинским поднятием на глубинах более 2 км, а сама структура Ульдуро-Чуркинского поднятия имеет форму надвига. Структуры надвига были также отмечены в Бирофельдском грабене в результате анализа поведения преломляющих границ по данным МОГТ [3].

Геоэлектрический разрез до глубины 150 км имеет контрастное строение, как по простиранию, так и в глубину. Основными границами по простиранию профиля являются основные разломы: Куканский, Ишу-Харпийский и Уликинский. Разломы выделяются пониженными сопротивлениями относительно сопредельных структур. Данными разломами геоэлектрический разрез делится на три части с различным средним уровнем электрического сопротивления верхней мантии. Между Куканским и Ишу-Харпийским разломами располагается наиболее высокоомная часть с электрическими сопротивлениями от сотен до тысяч Ом·м. Между Ишу-Харпийским и Уликинским разломами расположена область пониженных электрических сопротивлений до 100 Ом·м, а юго-восточнее Уликинского разлома располагается область низких электрических сопротивлений до 30 Ом·м. Верхняя часть геоэлектрического разреза в основном имеет высокое электрическое сопротивление свыше 1000 Ом·м, что характерно для пород земной коры. Мощность высокоомного верхнего слоя неодинакова для разных частей геоэлектрического разреза. Между Куканским и Ишу-Харпийским разломами мощность этого слоя максимальная и достигает 60–80 км. Он подстилается зоной пониженных сопротивлений мощностью около 10 км, глубже которой располагается область повышенных сопротивлений величиной несколько сотен Ом·м. Юго-восточнее Ишу-Харпийского разлома до Уликинского, мощность верхнего высокоомного слоя составляет около 20 км, а далее уменьшается до 15 км. Электрическое сопротивление нижележащих частей разреза в основном слабо дифференцировано. Между Ишу-Харпийским и Уликинским разломами оно находится в диапазоне 30–100 Ом·м, а юго-восточнее Уликинского разлома – менее 30 Ом·м. Кроме этого в верхней мантии можно выделить наклонную границу, погружающуюся с юго-востока на северо-запад с глубины 15 км до 80–90 км.

Полученные результаты о глубинном строении Среднеамурского осадочного бассейна хорошо согласуются с ранее полученными магнитотеллурическими и сейсмическими данными. В работах [4, 7] было показано поднятие низкоомного мантийного вещества к поверхности под осадочным бассейном. В работе [4], по результатам двумерного моделирования выделены основные глубинные разломы, как субвертикальные области пониженного сопротивления, и наклон верхнемантийных слоев в северо-западном направлении, который подтверждается результатами интерпретации сейсмических данных МОВЗ [5, 7]. Хорошее соответствие полученных геоэлектрических разрезов с результатами МТЗ, выполненных на территории КНР, примыкающей к району наших исследований [8, 9]. В этих работах отчетливо выделился Уликинский разлом, как граница между областью пониженного сопротивления в восточной части и повышенного сопротивления – в западной. На геоэлектрических разрезах также отмечается погружение слоев под Цзямусы-Малохинганский массив.

Таким образом, исходя из полученных результатов, можно сделать предположение, что с наиболее перспективными участками для поисков нефтегазовых месторождений может быть в первую очередь район Ульдуро-Чуркинского поднятия.

Под зоной надвига, являющейся покрывкой, могут располагаться нефтематеринские породы. Кроме этого, наличие разлома может давать дополнительный приток, как флюидов, так и тепла. Уликинский разлом является границей раздела между высокоомной и низкоомной частями верхней мантии, которые в свою очередь сопоставляются с Цзямусы-Малохинганским массивом и Сихотэ-Алинским орогенным поясом, соответственно. САОБ характеризуется низкими значениями электрического сопротивления вещества верхней мантии, кровля которого воздымается к подошве земной коры. Мощность высокоомного слоя под САОБ, сопоставляемого с земной корой, минимальна в пределах профиля и составляет 15–20 км.

Литература

1. Варнавский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Средне-Амурской впадины. М.: Наука, 1971. 160 с.
2. Государственная геологическая карта РФ. 1 : 1 000 000. Лист М-53 / М-во природы РФ, ФГУП ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, ФГУП "Дальгеофизика". 2008 г.
3. Калашникова А.С., Лазарев А.П., Трондин В.И. Сейсморазведочные работы МОГТ на территории Еврейской автономной области // Геофизика. 1999. Специальный выпуск к 50-летию "Иркутск-геофизика". С. 29–32.
4. Каплун В.Б. Геоэлектрический разрез литосферы центральной части Среднеамурского осадочного бассейна по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 2. С. 86–98.
5. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / Отв. ред. Г.Л. Кириллова. Владивосток: ДВО РАН, 2009. 424 с. (Серия "Осадочные бассейны Востока России" / Гл. ред. А.И. Ханчук; Т. 3).
6. Структуры и нефтегазоносность западной части Среднеамурской впадины. Владивосток: ИКАРП ДВО РАН, 1999. 86 с.
7. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центральноазиатского и Тихоокеанского поясов: Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1:1500000. Владивосток; Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
8. Liu Cai, Zhang Xing-Zhou, Liu Yang, Yang Bao-Jun, Feng Xuan, Wang Dian, Liu Dian-Mi. Geoelectrical evidence for characteristics of lithospheric structure beneath the Yuejinshan collage zone and its vicinity in Northeast Asia // Chinese Journal of Geophysics. V.52, N 2. 2009. P. 403–412. (на англ.).
9. Liu Guo-Xing, Zhang Xing-Zhou, Yang Bao-Jun, Weng Ai-Hua, Tang Jun-Hui, Li Xue-Sen. Electrical structures of the lithosphere along the Jiamusi massif and its eastern edge // Chinese Journal of Geophysics. 2006. V.49, N 2. P. 598–603. (на кит.)

М.И. Копылов, И.В. Пустовойтова

**ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ БАРЬЕРНЫХ ЯВЛЕНИЙ НА
ГРАНИЦЕ ЛИТОСФЕРНЫХ СЛОЕВ**

Открытое акционерное общество “Дальгеофизика”, г. Хабаровск

Земная кора и мантия в многочисленных работах рассматриваются как горизонтально-слоистое пространство, на поверхности границ которых происходит изменение температур, давления, скорости прохождения сейсмических волн, плотности, геотермического градиента и теплового потока. Физические характеристики пород предполагаются постоянными для каждого слоя, но отличающимися от слоя к слою. При общей тенденции повышения с глубиной по разрезу плотности, скорости и температуры отмечаются слои с инверсной скоростью, плотностью и температурой. Структура литосферы и верхней мантии Дальневосточного региона по данным ГСЗ, МОВЗ, МТЗ представляет собой анизотропную среду. В связи с этим свободная конвекция на глубине сменяется в верхней мантии на вынужденную. Литосфера препятствует релаксации свободного энергопереноса конвекции к поверхности коры. Это приводит к более высокой концентрации и избыточному давлению относительно более легких нагретых и флюидонасыщенных компонентов мантийного вещества в подошве литосферы, и аккумуляции их в более проницаемой части литосферы – глубинным тектоническим разломам. Выходы вещества к дневной поверхности Земли осуществляются в виде диапиров, плюмов

Рассмотрим существующие модели земной коры (плотностная, скоростная, геоэлектрическая, тепловая) на примере Дальневосточного региона и возникающие на их смешанных барьеров.

Плотностная модель литосферы Дальневосточного региона формируется на основе измерений силы тяжести, различных способов интерпретации, а также по данным определений плотности по известной зависимости ее от скорости с привлечением лабораторных измерений плотности [5]. Гравитационные аномалии в редукции Буге в региональном плане отражают изменение объемов земной коры, при этом наиболее существенный вклад в величину поля вносит фундамент кристаллических пород, нижняя кора с поверхностью Мохо и надстеносферный слой. Анализ гравитационных данных позволил выявить плотностные неоднородности в литосфере региона юга Дальневосточного региона. Аномальные зоны и региональные экстремумы фиксируют соответственно в литосфере и в земной коре неоднородности, представляющие собой тектонические блоки и крупные структурные элементы (прогибы и поднятия) в регионе. Аномалии более высоких порядков соответствуют менее крупным неоднородностям в отдельных слоях земной коры. Любая, плотностная модель земной литосферы создается на основе представлений о закономерном либо стохастическом распределении плотности в земной коре. На границе литосферных слоев существуют плотностные (петрофизические), структурные барьеры. Возникшие на глубине магматические очаги за счет высоких температур и давлений начинают воздействие на выше лежащие литосферные слои, образуя фронты метасоматоза и метаморфизма. При движении очагов в верхние слои литосферы на границе слоев возникают различные типы барьеров: структурный, плотностной, геодинамический, барьер летучих. За счет наиболее динамичес-

кого барьера летучих (CO_2 , Cl, F, и паров H_2O) происходит глубинный метасоматоз в пределах оловорудных, золоторудных районов.

Для примера произведем расчет подъемной силы поднимающегося очага на границе астеносферного слоя и выше лежащего базальтового слоя земной коры в пределах Комсомольской оловорудной системы, возникшей в связи с образованием сложного смешенного барьера. Вычисление выполним по формуле [1]:

$$R = \Delta \rho g H^3 / a \cdot \eta,$$

где числитель $\Delta \rho$ – определяет архимедову силу разуплотнение, g – ускорение силы тяжести, H – мощность слоев, а знаменатель препятствующий всплыванию это динамическая вязкость – η и коэффициент релаксации – a , отвечающий температуропроводности горных пород. Для упрощения расчета обычно величину $\Delta \rho$ принимают равную единицы, размеров тогда при равенстве чисел Рэлея коэффициенты подобия размеров и вязкости, размеры мощности H увеличивается на один порядок, а вязкость η возрастает на три порядка. Так согласно приведенных при адвекции астеносферного слоя при ее вязкости 10^{20} – 10^{21} предполагаемая вязкость перекрывающего слоя литосферы составляет 10^{22} пауз, размер диаметра составит около 1000 км, а мощность поднимающего слоя около 120 км. Адвекция разогретой земной коры при ее вязкости 10^{14} – 10^{15} пауз и предполагаемой вязкости перекрывающего слоя 10^{16} – 10^{17} пауз диаметр равен 30 км, а мощность поднимающего слоя составит 5–10 км.

На этих границах литосферных слоев различающихся по физико-механическим свойствам пород и палеотектоническим полям напряжений образуются многочисленные петрофизические, геодинамические барьеры, которые влияют на масштабы и форму магматических и гидротермальных растворов.

Скоростная модель построена по данным ГСЗ по профилю г. Свободный–Комсомольск–Татарский пролив [4]. В регионе Дальнего Востока по данным ГСЗ не установлено протяженных границ внутри слоя консолидированной коры. Инверсная сейсмическая зона между границами K_1 и K_2 может быть связана с вещественным (гранитизация, серпентизация) составом, уменьшением или увеличением основности пород с глубиной, хрупкой деструкцией пород в условиях повышенных температур и аномальных градиентов в тектонических напряженных зонах. Так на инверсных сейсмических границах происходит резкая потеря геодинамических напряжений, с образованием петрофизического и геодинамического барьеров, с изменением формой магматических образований. На границе Мохо отмечается барьер, выраженный в резком скачке скорости, вероятно обусловленный разным физическим состоянием пород, выше границы они находятся в состоянии хрупко-дилатансионном, ниже – в пластичном состоянии. По мнению В.Н. Николаевского [5], волноводы это псевдопластичные слои, которые чередуются с хрупкими слоями, образуя слоистую реологическую структуру, обусловленную дилатансионным механизмом разрушения горных пород. При этом процесс образования слоистости, наиболее мобильный при наличии жидких и газовых включений, формируются новые текстурные и структурные формы вещества, отличные от наблюдаемых на поверхности. С выделяемыми на границе барьерами, связанные скачки скорости сейсмических волн и им часто соответствуют скачки плотности.

Геоэлектрическая модель, построенная по данным метода МТЗ [4]. Согласно диаграммам, электропроводность пород весьма существенно зависит от температуры и давления внутри Земли. Еще сильнее электрическая проводимость реагирует на из-

менение фазового состояния вещества, в частности, на переход твердой породы в расплав. На границе твердой и жидкой фаз происходит формирования двойного электрического слоя и образования электрохимического барьера. Кроме того за счет высокого потока паров и газов здесь возникает и термический барьер, с преобразованием вмещающей среды [3]. В связи с этим глубинная электрическая модель тесно связана с геологическим строением и глубинными метасоматическими процессами, происходящими в литосфере.

Измерение синхронных наблюдений вариаций электрического и магнитного полей в широком диапазоне частот (МТЗ), при получении пространственно-временной картины распределения электромагнитного поля на поверхности Земли, позволяет максимально использовать возможности геоэлектрики для изучения электропроводности, как в вертикальном, так и латеральном направлениях. Пониженными значениями удельных сопротивлений выделяются в верхней части земной коры зоны разломов, деструкций, в нижней – зоны частичного плавления и астеносфера. На границе консолидированной коры и астеносферы возникают температурный, геодинамических и электрохимические барьеры, обусловленные резкими перепадами изменений физических свойств вещественных комплексов пород.

Тепловая модель земной коры и верхней мантии, его взаимосвязи с геофизическими полями и составом литосферы является важной фундаментальной проблемой в геологии, которая позволяет понять механизм формирования тектонических, сейсмических, метаморфических и барьерных процессов происходящих на границах литосферных слоев. Изучением температурного поля занимались О.В. Веселов, Н.А. Волкова, А.Д. Дучков, Л.С. Соколова, С. Ехара, С.В. Лысак, Ю.А. Зорин, У.Н. Моисеенко, А.А. Смыслов, Я.Б. Смирнов, И.К. Туезов, В.Д. Епанешников, В.М. Сугробов, В.В. Соинов, В.Т. Соловьев и др.

Исследуемый регион включает разнообразные как по возрасту так и тектоническим преобразованиям, геодинамическому режиму геологические структуры. По данным П.Ю. Горнова [2], для молодых осадочных бассейнов (Средне-Амурская, Удиль-Кизинская, Партизанская и др.) характерны пониженные значения теплового потока (25–50 мВт/м²) и относительно высокие значения геотермического градиента (25–40° С/км). На северо-западе региона по субмеридиональному профилю п. Тыгда–п. Горный–оз. Токо выявлены аномально высокие значения теплового потока (80–90 мВт/м²), возможно связанного с формированием рифта на сочленении Сибирской и Амурской плиты. Такие зоны служат температурным и термодинамическим барьером. В целом юг Дальневосточного региона характеризуется невысоким ТП, за исключением зоны Татарского пролива, Тумнинской геотермальной зоны, Верхнебуреинского прогиба и наиболее погруженной части Амуро-Зейской впадины, обусловленной резко нестационарным тепловым режимом литосферы. С активными сейсмическими процессами тесно связаны многочисленные аномалии геотермического поля и проявлений температурных барьеров. В Байкальской рифтовой области тепловой поток составляет 2–3·10⁶ кал. Превосходящий в 2–3 раза средних значений близ лежащих территорий. Повышенный вынос тепла глубинным тектоническим нарушениям из земных недр является причиной появления термальных источников.

Среднее значение ТП для континентов, по С. Мареку составляет 50–70 мВт/м², для океанов 54–75 мВт/м² для Земли в целом 60 мВт/м². Для Востока Азии значение ТП варьируют в достаточно широких пределах от 8 до 150 мВт/м². Самые низкие зна-

чения ТП 8–15 мВт/м² установлены на Сибирском плоскогории [6]. Максимальные значения ТП до 150 мВт/м² в южной части Татарского пролива, высокие до 100 мВт/м² отмечены вдоль Яно-Колымского плоскогория. В Забайкалье и в Монголии отмечается чередование пониженных и повышенных значений ТП: от 28 до 94 мВт/м². В Северо-Восточном Китае интенсивность ПТ несколько повышена и составляет 50–100 мВт/м².

Значение температур в земной коре на глубине до 10 км изменяется от 150 до 200°С по поверхности фундамента от 57–80°С до 200°С. величина температурного градиента варьирует от 30–40°С, что влечет формирования температурных барьеров.

Вместе с тем, в пределах литосферы широкое развитие имеют региональные и локальные электрические и электромагнитные поля, влияющие на процесс рудоотложения. Под действием электрических токов на катоде и аноде рудных тел, залежей, областей вкрапленной минерализации происходят электрохимические процессы с перераспределением металлов на барьерах. В пределах Комсомольского, Кавалеровского, Ям-Алинского оловорудных, Кировского, Березитового, Курун-Уряхского, Дурминского золоторудных районов Приамурья, кроме локальных аномалий естественного поля (“ВЕП”), связанных с рудными зонами, выделяются площадные (десятки кв.км) слабо интенсивные отрицательные аномалии. Расчетная глубина центров площадных аномальных объектов варьирует от 500 м до 5.0 км и более. Пространственно площадные аномалии “ВЕП” нередко совпадают с отрицательными аномалиями гравитационного и низкими сопротивлениями электрического поля (данные ВЭЗ, ДОЗ, МТЗ), что подтверждает природу их глубинного происхождения. Подобные региональные аномалии отмечаются на Кавказе, Рудном Алтае [3, 4]. Аномальные источники региональных “ВЕП” часто отождествляются с электропроводящими зонами, уходящими корнями на большие глубины, в область преобразования вещества под действием флюидов.

Барьерные явления в структуре Земли имеют широкое распространение, как в глубинных слоях литосферы, так и на ее поверхности, в связи с этим, они располагаются на стыке многих научных направлений геохимии, электрохимии, геофизики, ядерной физики, петрофизики, гидрогеологии, минералогии, петрографии, структурной и рудной геологии. Несмотря на широкое использование барьерных явлений не только в геологии, но во многих других сферах, химии, электроники, металлургии, машиностроении, медицине и других отраслях освещение их в научной литературе весьма скромное.

Литература

1. Барышев А.Н. Суперрайоны как высокопродуктивные области минерагенических поясов и зон с месторождениями цветных металлов, золота и алмазов: тектонофизическая и геологические основы их позиции // Руды и металлы № 1. 2011. С.47–62.
2. Горнов П.Ю. Тепловой режим земной коры Дальнего Востока России // Закономерности строения и эволюции геосфер. Хабаровск. 1998. С. 86–89.
3. Копылов М.И. Роль электрохимических барьеров в локализации оруденения и их значение для поисков месторождений полезных ископаемых (на примере месторождений Приамурья) // Тихоокеан. геология. 2010. № 2. С. 70–81.
4. Копылов М.И. Эндогенные барьеры как катализатор локализации рудных месторождений // Проблемы геологии, минеральных ресурсов и геоэкологии Западного Забайкалья. Улан-Удэ. 2007. С. 45–47.
5. Николаевский В.П., Шаров В.И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Изв. АН СССР. Физ. Земли. 1985. № 1. С. 16–25.
6. Туезов И.К., Епанишников В.Д., Хаякава М. Геотермия. Региональные проблемы. Моделирование. Практическое приложение. Дальнаука. 1995. С. 25–50.

К.Н. Мазуркевич**ИНФОРМАЦИОННО-АНАЛИТИЧЕСКАЯ, ГЕОЛОГО-КАРТОГРАФИЧЕСКАЯ
СИСТЕМА ГИС-АТЛАС РОССИИ И ЕЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ НА СОВРЕМЕННОМ
ЭТАПЕ**

*ФГУП Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.
Карпинского, г. Санкт-Петербург*

ФГУП «ВСЕГЕИ» начал работы по созданию ГИС-Атласов в 2001 году. В период 2001–2004 г.г. под руководством ФГУП «ВСЕГЕИ» были созданы ГИС-Атласы по Северо-Западному, Центральному, Южному, Приволжскому, Уральскому, Сибирскому и Дальневосточному федеральным округам и субъектам Федерации в их составе. Итогом работ явилось создание ГИС-Атласов 7-ми федеральных округов и субъектов федерации в их составе на единой топографической основе. При этом была проведена ревизия имеющихся материалов геологического содержания, выявлены и устранены многочисленные погрешности в координатной привязке объектов, заложены основы мониторинга материалов. С 2004 г. по 2007 г. работы по созданию ГИС-Атласов были продолжены. Опыт создания ГИС-Атласов геологического содержания первого поколения позволил составить технологические требования как составлению цифровых моделей, баз данных, так и к оформлению материалов в аналоговом формате (ГИС-Пакетов). Составленные ранее и в процессе работы над вторым поколением ГИС-Атласов материалы были модифицированы в соответствии с этими требованиями. В этот же период была сформирована система мониторинга геологической информации. На базе ГИС-Атласа Урало-Европейского региона отработана методика составления Сводного ГИС-Атласа России.

К настоящему времени по территории России и ее континентальному шельфу накоплен значительный объем разнородной геологической информации – картографические материалы, Государственный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых, Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации, схемы и каталоги различных видов геологической изученности. «ГИС-Атлас России» является уникальной информационной системой обеспечивающей комплексное представление о геологическом строении и минерально-сырьевой базе России на трех информационных уровнях: Российская Федерация - Федеральный округ – Субъект Федерации.

В работе по созданию «ГИС-Атласа России» принимал участие большой коллектив геологов, как ФГУП «ВСЕГЕИ», так и организаций соисполнителей работ - 24 предприятия по всей территории РФ, а так же сотрудники Федерального агентства по недропользованию.

Основной продукцией «ГИС-Атласа России» на протяжении многих лет являлись ежегодные «Гис-Пакеты оперативной геологической информации» по федеральным округам и Субъектам Федерации России.

Административная и геологическая информация, представляемая «ГИС-Атласом России», служит постоянной основой для планирования и анализа эффективности геологоразведочных работ за счет средств федерального бюджета по территории России, ее федеральных округов и Субъектов Федерации. Базовая геологическая информация обеспечивает потребности не только государственного аппа-

рата, но и специалистов геологов. Она служит базисной основой для подготовки материалов ГК-1000/3 и ГК-200/2, а так же целого ряда тематических проектов.

Работы по программно-технологическому обеспечению «ГИС-Атласа России» позволили создать ряд универсальных технологических решений и приложений, которые были использованы в работах по созданию других информационно – аналитических систем.

При формировании ГИС-Атласа России решались следующие задачи:

1. Предоставление специалистам и заинтересованным лицам информации о геологическом строении территории России на основе актуализированных и апробированных материалов;

а. Обзорные карты геологического содержания масштаба 1:2 500 000;

б. Комплекты государственных геологических карт масштабов 1:1 000 000–1:200 000;

с. Данные о положении и состоянии объектов МПИ на основе Государственного баланса и Государственного кадастра;

д. Данные о размещении лицензионных площадей;

2. Обеспечение доступа к единому для всех источнику базовых геологических данных;

3. Анализ состояния геологических знаний для принятия решений в системе управления геологическим изучением недр территории России.

Решение этих задач основывалось на двух базовых принципах, закладываемых в основу любой информационной системы:

1. Принцип «*Ситуационной осведомленности*» (*Situational Awareness*) – обозначающий и характеризующий особое качество систем управления – «чувственное восприятие элементов обстановки в [едином] пространственно-временном континууме, осознанное восприятие их значения, а также проецирование их в ближайшее будущее» (портал «Неогеография» <http://www.neogeography.ru>), реализуемое с использованием новых подходов к организации управления.

2. Принцип «*Сетецентричности*» (*Net-Centric*) (портал «Неогеография» <http://www.neogeography.ru>) – позволяющий реализовать режим ситуационной осведомленности благодаря формированию и поддержанию единой для всех ярусов управления, целостной, контекстной информационной среды и включения в процесс её непрерывной актуализации возможно большего числа источников первичной информации.

Логическая схема организации предметной области ГИС-Атласа и состав картографических материалов приведены на рис. 1.

Формирование материалов ГИС-Атласа проводилось на основе иерархической схемы административного деления Российской Федерации (рис. 2). Логическая схема была однотипна как для Субъекта Федерации, так и для федеральных округов и Российской Федерации.

Основной ячейкой хранения данных являлся Субъект Федерации. На основе локальных данных по конкретному Субъекту Федерации формировались материалы по федеральным округам России, а затем и по территории России в целом. Таким образом, удалось обеспечить телескопирование материалов различных масштабов и избежать дублирования хранения данных.

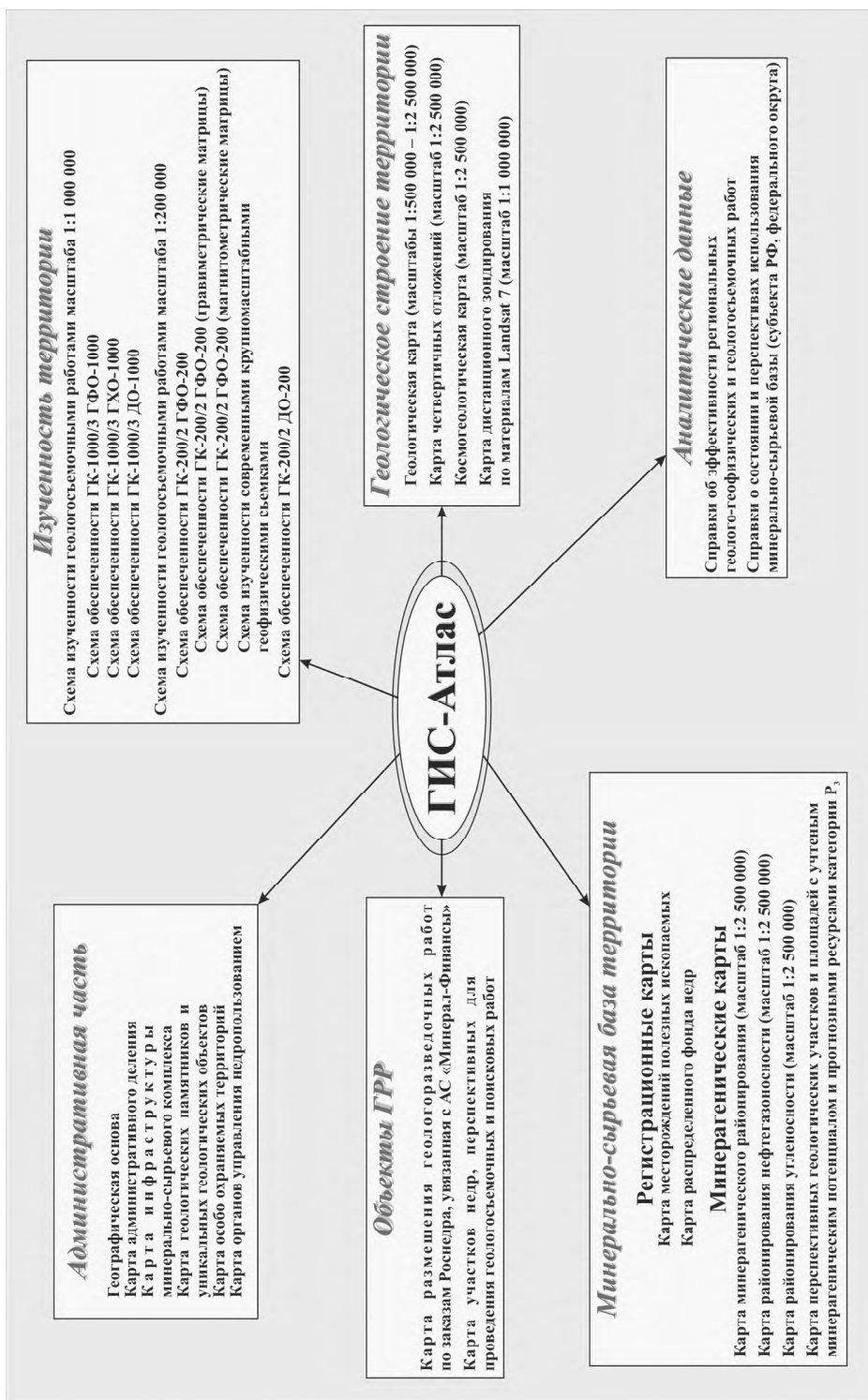


Рис. 1. Логическая схема организации предметной области ГИС-Атласа и состав картографических материалов.



Рис. 2. Иерархическая схема организации материалов ГИС-Атласа на основе административно-территориального деления Российской Федерации.



Рис. 3. Иерархическая схема организации материалов ГИС-Атласа на основе номенклатурных листов.

Высокая востребованность материалов ГИС-Атласа не только органами управления недропользованием, но и геологическими предприятиями показала необходимость возможности поиска внутри ГИС-Атласа по более привычному для специалистов принципу – на основании номенклатурных листов масштаба 1:1 000 000 и 1:200 000. Поэтому помимо изначально заложенной иерархической схемы была введена вторая иерархическая схема – номенклатурных листов (рис. 3).

Пространственное пересечение этих двух иерархических схем (рис. 4) обеспечило построение системы позволяющей вести поиск информации внутри ГИС-Атласа по двум взаимно независимым направлениям и возможность формирования, в зависимости от необходимости, выходных данных, как по административной принадлежности, так и в рамках номенклатурных листов. Введение данной иерархической схемы автоматически обеспечивает увязку с базами данных по серийным легендам ГК-1000 и ГК-200 на основании номенклатурных листов.

Данная схема может являться универсальным инструментом для взаимной увязки различных информационных систем с разными схемами и структурами сопровождающих баз данных. Для обеспечения работы необходим только единый источник входных данных.

На текущий момент, в рамках объекта **«Мониторинг и дополнение сводной цифровой геолого-картографической основы России для решения проблем воспроизводства минерально-сырьевой базы федерального уровня»** (Государственный контракт от 16.05.2011 г. №АМ-02-34/23), совместно с ФГУНПП «Аэрогеология» на базе «ГИС-Атласа России» подготовлен картографический интернет ресурс «Интерактивная электронная карта недропользования Российской Федерации» (<https://map.mineral.ru>). В рамках текущего объекта ведется постоянный мониторинг и актуализация материалов входящих в состав данного картографического ресурса.

Ю.Ф. Малышев, Ю.Ф. Манилов

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЮГО-ЗАПАДА ОХОТОМОРСКОЙ ОКРАИНЫ
КОНТИНЕНТА**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Территория исследований охватывает юго-восточную часть Северо-Азиатского кратона [4]. Основное внимание уделено строению фундамента платформы, включающего как образование земной коры, так и верхней мантии. Наибольший интерес представляют региональные гравитационные и магнитные аномалии: крупные максимумы и минимумы, достигающие 200–300 км в поперечнике. Они могут иметь продолжение в прилегающей акватории Охотского моря.

На мелкомасштабных гравиметрических картах 1:2 500 000 на Сибирской платформе выделяется два гигантских минимума силы тяжести, охватывающих, соответственно, большую часть Алдано-Станового и Анабарского щитов. Геологическая природа этих аномалий связана с метаморфическими (гранито-гнейсы) и ультраметаморфическими (анортозиты, чарнокиты) гранитоидами раннего докембрия [7, 1, 2, 6]. Из наложенных структур отмечается высокая роль мезозойского магматизма и мезозойских впадин, часто имеющих коромантийную природу.

Усилиями якутских геологов, выполнивших площадные гравиметрические съемки среднего масштаба на платформе и интерпретацию их результатов [3], выделены крупные гравиметрические максимумы. Источником аномалий являются породы фундамента, сложенные расслоенными базит-гипербазитовыми интрузиями. Они располагаются в поднятиях фундамента более древнего возраста по сравнению с окружающими их докембрийскими комплексами. Крупному из них Центральноякутскому гравитационному максимуму под осадочным чехлом соответствует предположительно размещение расслоенных рудоносных базит-гипербазитовых абиссолитов.

Методика

Проведена количественная и качественная обработка аномалий гравитационного и магнитного полей для юго-западной континентальной окраины Охотского моря.

Основным инструментом обработки информации геопотенциальных полей являлась компьютерная технология “КОСКАД 3D”, предназначенная для обработки трехмерной цифровой геоинформации методами вероятностно-статистического анализа [4]. Функциональное наполнение комплекса “КОСКАД 3D” дало возможность на современном уровне провести полный спектрально-корреляционный и статистический анализ геолого-геофизических данных, выполнить 3D-моделирование гравитационного и магнитного полей.

Широко представленные в комплексе линейные оптимальные фильтры позволяют представить исходное гравитационное поле набором составляющих с последовательным уменьшением доли низких частот. В настоящей работе для разделения поля на составляющие использовалось “осреднение в окне”. Радиус осреднения подбирался, исходя из латеральных размеров гравитирующих источников поля.

В процессе изучения рассмотрены плотностные неоднородности на разных уровнях земной коры и литосферной мантии, изучены структурные особенности поверхностей раздела различных уровней.

Рассчитаны 3 типа объемных моделей гравитационного поля до глубины 90 км.

- 1) 3D распределение низкочастотных характеристик;
- 2) 3D распределение высокочастотных характеристик;
- 3) плотностные 3D модели.

В результате дальнейшей обработки полученной плотностной модели были рассчитаны разрезы и срезы литосферы и составляющих поля силы тяжести до глубины 90 км. Информация о распределении поля на разных уровнях литосферы позволяет выявить особенности строения и развития изучаемой территории. Срезы литосферы разных уровней при сравнении друг с другом имеют как различия, так и сходства. При этом обнаруживается частичная унаследованность и прослеживаемость свойств разных уровней.

Обсуждение результатов

Региональная составляющая гравитационного поля (рис.) – результат осреднения ($R_{\text{оср.}} = 24$ км) аномального поля силы тяжести, в редукции Буге ($\sigma = 2.67$ г/см³). В региональном поле силы тяжести выделяется крупный максимум, соответствующий фундаменту платформы, перекрытому осадочным чехлом. Геологическую природу максимума подтверждает и рассчитанная плотностная модель, показывающая, что корни фундамента уходят в литосферную мантию. На полученных из рассчитанной модели разрезах повышенной плотностью уверенно фиксируются расслоенные базит-гипербазитовые массивы [3]. На них четко выделяются поднятия фундамента в вершинах которых отмечаются плотностные максимумы. Локальным минимумам в пределах массивов соответствуют наложенные гранитные интрузии мезозойского возраста.

Подобная картина для регионального гравитационного поля и соответствующей ей структуре плотностной модели прослеживается на юго-восток почти до берега Охотского моря, где она фиксирует фундамент наложенных мезозойских структур, аналогичный по интенсивности фундаменту Сибирской платформы. Это является основанием для предположения, что Охотский массив не является микроконтинентом и входит в состав Сибирской платформы.

Кроме региональных гравитационных максимумов на рассматриваемом уровне выделяются региональные минимумы. Один из них отвечает Алдано-Становому щиту и связан главным образом с гранито-гнейсами и в меньшей степени с ультраметаморфическими гранитоидами (анортозитами и чарнокитами). Другой региональный минимум приходится на погруженный край Северо-Азиатского кратона и представлен на поверхности складчато-надвиговым Верхоянским поясом [5]. На разрезах этим структурам соответствуют преимущественно области разуплотнения.

Магнитное поле рассматриваемого региона характеризуется присутствием крупных аномалий, отвечающих Великой дайке Якутии и Хандыгскому расслоенному нефелин-сиенитовому массиву. В зоне структурного влияния Великой дайки Якутии (гомолога Великой дайки Родезии) выделено около 2 десятков малых кольцевых щелочно-ультраосновных тел, щелочных и щелочноземельных руд, иногда с месторождениями урана (Арбарастах). Хандыгский и Толонский массивы перспективны на выявление месторождений тантал-ниобиевых руд и руд редкоземельных металлов [3]. Хандыгский магнитный максимум расположен на пересечении двух разломных зон: субмеридиональной Сеттадабанской и северо-западной Предверхоанской.

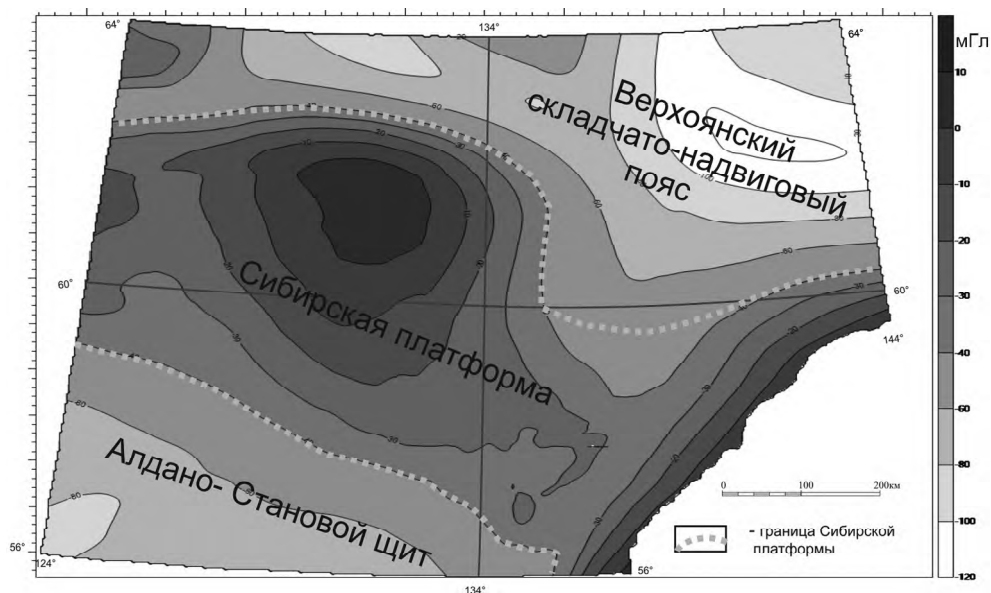


Рис.1. Карта низкочастотной составляющей поля силы тяжести, $R_{\text{оср.}} = 24$ км.

Литература

1. Вишневский А.Н. Метаморфические комплексы Анабарского кристаллического щита. Л.: Недра, 1978. 211 с.
2. Карсаков Л.П., Малышев Ю.Ф. Типы докембрийских блоков. Алдано-Становой блок // Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Наука, 1984. С. 110–112.
3. Мишин В.М., Истомин И.Н., Гриненко В.С. Новая рудоносная провинция на востоке Сибирской платформы // Вестник Госкомгеологии РС (Я). 2002. № 1. С. 6–14.
4. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации. М.: ООО "Центр информационных технологий в природопользовании", 2010. 114 с.
5. Парфенов Л.М. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
6. Розен О.М., Манаков Л.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазонасность. М.: Научный мир, 2006. 210 с.
7. Хорева Б.Я. Критерии расчленения и генезис метаморфических и гранитоидных ультраметаморфических комплексов. Л.: Недра, 1978. 214 с.

Т.В. Меркулова, Л.Ф. Мишин

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА РЕГИОНАЛЬНЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ И
МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Региональные аномалии гравитационного и магнитного полей служат важным источником информации о глубинном строении, составе, тепловом режиме земной коры и верхней мантии, в связи с этим вопросы выяснения геологической природы региональных аномалий гравитационного и магнитного полей имеют большое значение, как для выявления источников тектонических движений, так и для прогноза полезных ископаемых. В данной работе исследована связь гравитационных и магнитных аномалий с местоположением зон магматических комплексов мезозойско-кайнозойского возраста сопровождавшим последнюю значительную перестройку земной коры региона.

Мезозойско-кайнозойский вулканизм континентальной окраины Восточной Азии относится к известково-щелочному типу. По возрасту выделяется три обширных разновозрастные вулканоплутонические системы: Удско-Большехинганская позднеюрско-раннемеловая, Охотско-Сунгарийская альб (баррем)–сеноманская (маастрихт) и Сихотэ-Алинская сеноман (турон)–лигоценовая [3]. В пределах этих систем была выявлена продольная зональность – выделены “внутренние” и “внешние зоны”. Во внутренних (по отношению к океану) зонах распространены окисленные породы магнетитовой серии, а во внешних зонах – ильменитовой [3]. На юге Дальнего Востока наблюдается приуроченность четырех региональных отрицательных аномалий силы тяжести к “внешним” зонам вулканоплутонической систем (рис.). Области максимальных значений поля силы тяжести в плане совпадают с “внутренними” зонами вулканоплутонических систем. Некоторая нечеткость совпадения границы “внешней” зоны Охотско-Сунгарийской системы с минимумом силы тяжести в северной части, вероятно, обусловлена неточностью оконтуривания границы “внешней” зоны. Магматические комплексы, выходящие на дневную поверхность севернее границы “внешней” зоны, имеют переходные характеристики между магнетитовой и ильменитовой сериями. Возможно, на глубине принадлежность этих пород к ильменитовой серии проявлена лучше, чем на поверхности, и этот магматический комплекс правильнее включать в состав “внешней” зоны. Кроме этого, на исследуемой территории наблюдается связь мощности земной коры с «внешними» и «внутренними» зонами окраинно-континентальных поясов. К “внешним” зонам приурочены области повышенной мощности земной коры (до 40 км). “Внутренним” зонам соответствуют участки с пониженной мощностью земной коры (рис.).

Выделение крупных магнитных региональных аномалий в районе исследования производилось с использованием Карты аномального магнитного поля масштаба 1:5 000 000 [2]. В пределах “внешних” зон вулканоплутонических систем наблюдаются магнитные аномалии небольшой интенсивности как отрицательного так положительного знаков, что указывает на низкие магнитные свойства большинства магматических образований в пределах этих зон. Во “внутренних” зонах вулканоплутонических систем магнитное поле имеет сложный характер – отмечаются как магнитные аномалии высокой интенсивности, так и слабоинтенсивные аномалии

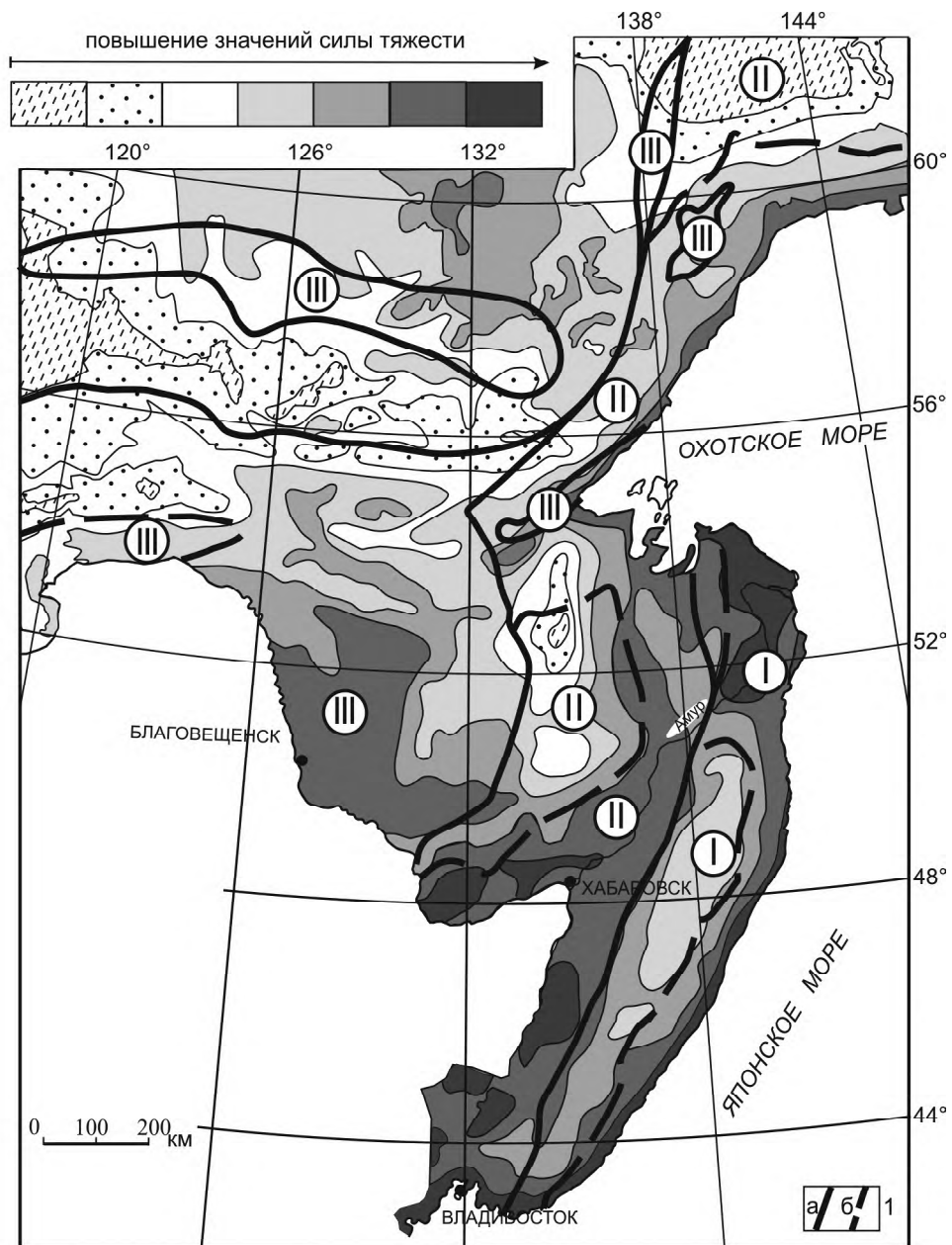


Рис. 1. Карта аномального гравитационного поля в редукции Буге юга Дальнего Востока.
 I – зоны вулcano-плутонических систем: а – “внутренние”, б – “внешние”. Цифры в кружках вулcano-плутонические системы: I – Сихотэ-Алинская; II – Охотско-Сунгарийская; III – Удско-Большехинганская.

обоих знаков. В пределах большей части “внутренней” зоны Сихотэ-Алинской системы (северная и центральная части) преобладают интенсивные аномалии положительного знака, большинство которых контролируется выходами пород мезозойского возраста – гранитов, гранодиоритов. Измерение магнитной восприимчивости показывает, что практически все магматические породы этой зоны магнитны, в том числе и кислого состава [4]. Появление отрицательных аномалий в южной части зоны можно объяснить широким распространением вулканогенных пород с обратной намагниченностью.

Во “внутренней” зоне Охотско-Сунгарийской системы интенсивные аномалии как положительного, так и отрицательного знаков наблюдаются в южной и северной части. В южной части пояса интенсивные аномалии отрицательного и положительного знака наблюдаются только над областями распространения магматических образований мезозойского возраста. В северной части системы (Охотско-Чукотский пояс) большинство интенсивных аномалий магнитного поля приурочено к выходам магматических пород мезозойского возраста. В единичных случаях в южной части Охотско-Чукотского пояса в пределах Удского прогиба и его западного борта аномалии магнитного поля положительного знака наблюдаются над габброидами архейского возраста.

Для всех сегментов “внутренней” зоны Удско-Большехинганской системы характерно наличие интенсивных аномалий магнитного поля за исключением района Амуро-Зейской впадины. Интенсивные аномалии магнитного поля отмечаются только над магматическими породами мезозойского и кайнозойского возраста на западном борту Амуро-Зейской впадины, в пределах Преддзугджурского и Ульинского прогибов, в Умлекано-Огоджинском пояса. В пределах Южно-Алданского блока аномалии высокой интенсивности магнитного поля наблюдаются, в основном, на выходах на дневную поверхность магматических образований юрско-мелового возраста. Только в западной части блока подобные аномалии приурочены к метаморфическим и магматическим породами архейского и протерозойского возраста.

Таким образом, на юге Дальнего Востока наблюдается приуроченность региональных аномалий гравитационного и магнитного полей к “внешним” и “внутренним” зонам окраинно-вулканических систем мезозойско-кайнозойского возраста, сформированным в разных окислительно-восстановительных условиях. К “внешним” зонам приурочены зоны минимумов гравитационного поля, повышенной мощности коры и слабоинтенсивные аномалии магнитного поля. К “внутренним” зонам, напротив, приурочены максимумы гравитационного поля и области пониженной мощности коры. В магнитном поле отмечаются в основном интенсивные аномалии положительного знака, которые свидетельствуют о высоких магнитных свойствах магматических пород в пределах зон. Отсутствие интенсивных магнитных аномалий на некоторых участках “внутренних зон” Охотско-Сунгарийской и Удско-Большехинганской систем, обусловлено тем, что на современном этапе развития эти участки представляет собой системы грабенов Среднеамурского, Нижнеамурского и Амуро-Зейского осадочных бассейнов, заполненные рыхлыми отложениями более молодого возраста, чем возраст магматических пород вулканоплутонических систем. Осадочные отложения перекрывают магматические породы и тем самым снижают эффект от магнитных тел.

Связь положительных региональных гравитационных аномалий «внутренних» зон с магнитными аномалиями высокой интенсивности и отрицательных гравитационных региональных аномалий «внешних» зон со слабоинтенсивными аномалиями магнитного поля, указывает на связь магматических комплексов, выходящих на дневную поверхность с глубинными процессами.

Вероятнее всего, неоднородности верхней мантии обуславливают насыщение земной коры магматическими образованиями с разными в отношении окислительно-восстановительных условий и соответственно с разными физическими свойствами. Над неоднородностями с пониженной плотностью формируются магматические породы в восстановительной обстановке и, наоборот, над неоднородностями с повышенной плотностью образуются магматические породы в окислительной обстановке. Исходя из строения «внешних» и «внутренних» зон и состава магматических пород в пределах этих зон можно предполагать, что образование региональных отрицательных гравитационных аномалий вызвано как аномалией пониженной плотности в верхней мантии, так и преимущественным насыщением верхней части земной коры кислыми образованиями. В настоящее время не существует достаточно аргументированных моделей эволюции окислительно-восстановительного и флюидного режимов пород верхней мантии. Предполагается, что окисление может быть вызвано снижением давления, диссипацией водорода, взаимодействием магмы с флюидами вмещающих пород и процессами кристаллизации магм при их становлении [1].

Большую роль при формировании зон окисленных пород может играть повышенная проницаемость среды. Окисленные породы «внутренних», вероятно, сформировались в зонах глубинных разломов, что подтверждается преобладанием среди них вулканических пород в противовес плутоническим в системах с восстановительным режимом и более контрастный характер вулканизма – наряду с породами кислого состава широко распространены породы основного и среднего состава. Некоторые исследователи считают, что причиной локального окисления пород верхней мантии может быть погружение в нее океанической коры и литосферных плит, вещество которых находилось под активным воздействием гидросферы и атмосферы [1].

Литература

1. Борисов А.А., Жаркова Е.В., Кадик А.А. Флюиды и окислительно-восстановительные равновесия в магматических системах. М.: Наука, 1991. 256 с.
2. Карта аномального магнитного поля ("Та) России. 1:5000 000. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2000 г.
3. Мишин Л.Ф., Чжао Чунцзин, Солдатов А.И. Мезозойско-кайнозойские вулкано-плутонические пояса и системы в континентальной части Востока Азии и их зональность // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 3. С. 28–47.
4. Сокарев А.Н., Кулинич Р.Г., Прошкина З.Н. Петрофизика Япономорского сектора зоны перехода от континента к Тихому океану: справочник физических свойств горных пород. Владивосток: Дальнаука, 2010. 216 с.

**Ю.Ф. Мороз, Т. А. Мороз, В.А. Логинов, Г.А. Карпов,
А. Г. Николаева**

ГЛУБИННАЯ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ КАЛЬДЕРЫ УЗОН НА КАМЧАТКЕ

*ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск- Камчатский*

Кальдера Узон представляет собой кольцевую структуру, возникшую при обрушении кровли магматического очага вулкана после извержения больших объёмов пемзы и ингимбритов. Она характеризуется мощным проявлением геотермальной активности. По разнообразию видов термопроявлений Узонское термальное поле является уникальным и не имеет себе равных на Камчатке. Изучение глубинного строения этого района представляет большой научный и практический интерес. Здесь в 2012 г. выполнены магнитотеллурические зондирования с целью изучения глубинного строения кальдеры (рис. 1).

Геоэлектрический разрез изучен по двум ортогональным профилям, пересекающим кальдеру в субширотном и субмеридиональном направлениях.

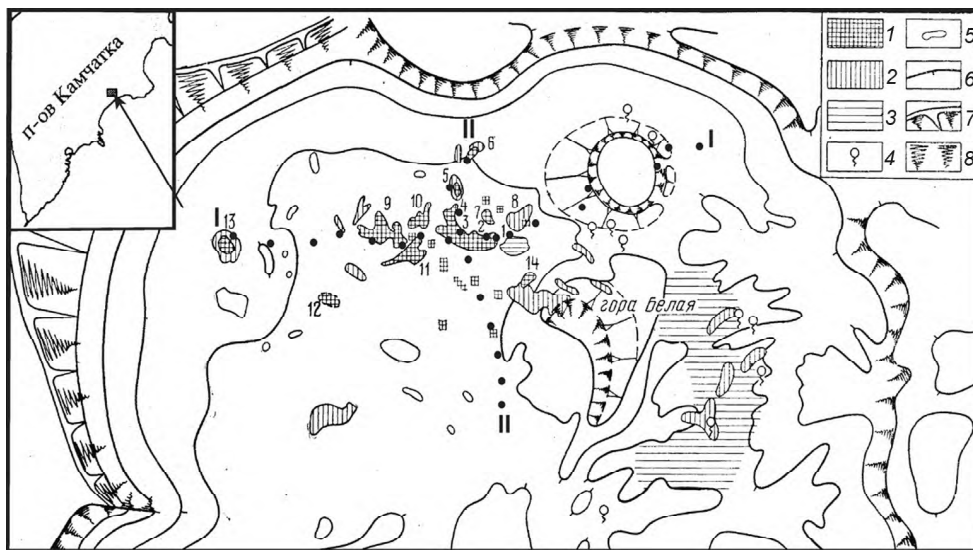


Рис. 1. Схема термопроявлений кальдеры Узон [Пилипенко Г.Ф. Современная гидротермальная деятельность в кальдере Узон // Вулканизм гидротермальных процессов и рудообразование. М.: Изд-во Недр, 1974. С. 72–83]

1 – участки проявления современной гидротермальной деятельности; 2–3 – участки гидротермального изменения пород; 4 – холодные грунтовые источники; 5 – пресные озера; 6 – горизонталы (условные) через 100 м; 7 – скальные обрывы сопки Узон; 8 – обрывы внутреннего борта кальдеры и мелких вулканических аппаратов. Цифры на рисунке (названия термальных участков): 1, 2, 3 – I, II, III участки Восточного поля; 4, 5, 6 – площадки Цепочка, Оранжевая, Северная; 7, 8 – площадки восьмерка и Крайняя; 9 – участок оз. Фумарольного; 10, 11 – участки Теплых болот и Южный; 12 – участок Береговой; 13 – Западное поле; 14 – участок горы Белой. Черными кружками изображены пункты АМТЗ.

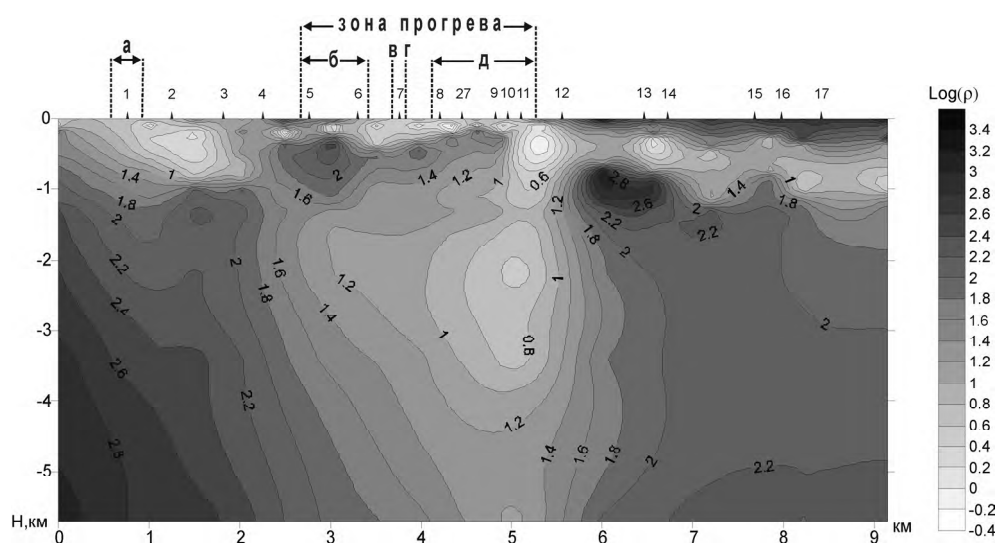


Рис. 2. Геоэлектрический разрез по профилю I-I
 Поля: а – Западное термальное поле, б – термальное поле оз. Фумарольное, в – источник Строматолитовый, г – источник углекислый, д – Восточное термальное поле

Наблюдения магнитотеллурического поля выполнены с помощью аппаратуры MTU-5A Канадской фирмы “Phoenix Geophysics Ltd”. Регистрация магнитотеллурического поля осуществлялась в диапазоне звуковых частот от 10 000 Гц до десятых долей Гц. Шаг наблюдений 200–500 м. Азимут направлений горизонтальных составляющих поля 30 и 120°. Длина электрических диполей 100 м.

Инверсия кривых АМТЗ и МВЗ выполнена с использованием программы REBOCC. В результате интерпретации получены геоэлектрические разрезы по профилям I-I и II-II. На рис. 2 представлен геоэлектрический разрез по профилю I-I. Удельное электрическое сопротивление пород меняется от первых сотен до десятых долей Ом·м. Низкие значения сопротивлений отмечаются в районе термальных полей активной гидротермальной деятельности. Характерно, что в этих районах аномалии повышенной электропроводности приближены к дневной поверхности. Важно отметить, что в районе Восточного термального поля отмечается уменьшение мощности проводящего осадочного чехла до первых сотен метров, при этом удельное электрическое сопротивление уменьшается до десятых долей Ом·м. Здесь отмечается большое количество “бурлящих” и “кипящих” гидротермальных источников, выходящих на дневную поверхность. Минерализация гидротерм достигает 4–5 г/л. Повышенную электропроводность посткальдерных образований, сложенных преимущественно озёрными и пирокластическими рыхлыми отложениями, можно объяснить высокой проницаемостью и насыщенностью их высокоминерализованными растворами. За пределами термальных полей отмечается погружение слоя повышенной электропроводности в осадочной толще и увеличение его удельного электрического сопротивления.

Наличие высокоминерализованных растворов в осадочном слое, по-видимому, определяет его повышенную электропроводность. Попытаемся оценить в какой

мере высокоминерализованные растворы оказывают влияние на удельное электрическое сопротивление осадочного чехла. Минерализация вод в гидротермальных источниках в области разгрузки составляет 1.5–4.5 г / л. При удалении от очагов разгрузки минерализация вод уменьшается до десятых долей г/л. Воды с минерализацией в первые единицы г/л характеризуются удельным электрическим сопротивлением в первые единицы Ом·м. При повышении температуры раствора до 100° С его удельное электрическое сопротивление возрастает почти в 2 раза. Наличие в породах минерализованного раствора в связанном состоянии приводит к уменьшению их удельного электрического сопротивления в десятки и сотни раз. Попытаемся оценить пористость осадочного слоя. Для этого воспользуемся зависимостью Арчи для двухфазной системы:

$$\rho = 3 \rho_{\phi} / 2K,$$

где ρ – удельное электрическое сопротивление осадочного слоя, ρ_{ϕ} – удельное электрическое сопротивление порового флюида, K – пористость. В этой формуле предусмотрена связанность каналов. Гидротермы при выходе на дневную поверхность имеют температуры 60–90° С. При этих температурах удельное электрическое сопротивление электролита уменьшается примерно в два раза по сравнению с сопротивлением электролита при температуре 18° С.

Рассмотрим вариант со средней минерализацией гидротермальных источников равным 3 г/л. При такой минерализации и температуре 60–90° удельное электрическое сопротивление раствора будет около 10 Ом·м. Средние значения удельного электрического сопротивления осадочного слоя составляют первые единицы Ом·м. Из приведённой формулы следует, что пористость пород осадочной толщи в районе выхода термальных источников может быть до 60 %. За пределами выхода термальных источников удельное электрическое сопротивление осадков чехла возрастает до 10–20 Ом·м. Следовательно, пористость пород уменьшается примерно до 15–30 %.

Рассмотрим электропроводность пород подстилающих осадочную толщу. Как мы уже отмечали, фундамент сложен основными и кислыми породами, представленными преимущественно лавами с ограниченным содержанием пирокластики. Удельное электрическое сопротивление данных пород составляет первые сотни Ом·м. Наиболее низкие сопротивления в фундаменте отмечаются в средней части кальдеры под Восточным термальным полем (рис. 2). Характерно, что в этой зоне с увеличением глубины удельное электрическое сопротивление пород возрастает. Повышенную электропроводность пород в подстилающем комплексе можно связать с глубинным разломом, в котором породы насыщены высокоминерализованными растворами. Проникновение растворов в разлом может быть обусловлено увеличенной пористостью пород. По приближенным оценкам пористость пород по формуле Арчи составляет десятые доли – первые проценты.

Геоэлектрические разрезы с привлечением других геолого-геофизических данных дают представление о глубинном строении кальдеры. Образование кальдеры связывается с существованием корового магматического очага. Предполагается, что коровый магматический очаг существовал с дочетвертичного времени. На это указывают находки в районе кальдеры кислых пород плиоценового возраста. Электромагнитные данные свидетельствуют, что коровый очаг, содержащий породы в частично расплавленном состоянии находится глубже 5 км. По структурным данным в

период мощной эксклюзивной деятельности, когда сформировалась толща узонских ингимбритов, верхняя кромка магматического очага возможно находилась на глубине 7–8 км, а диаметр его составлял 10 км. К сожалению, по данным МТЗ в звуковом диапазоне частот глубинность исследований не превышает 5 км. Однако в фундаменте, подстилающем осадочный чехол, выявлена зона повышенной электропроводности, связываемая с наличием гидротермальных растворов. Ширина зоны около 2 км. По-видимому, она предстает собой гидротермальный резервуар, имеющий связь с осадочным чехлом. Не исключено, что данная зона повышенной электропроводности отражает бывший магматический канал, питавший вулкан Узон. Она характеризуется повышенной пористостью пород и является каналом, по которому гидротермальные растворы из области остывающего корового магматического очага и более глубинных зон поступают в осадочный чехол, выполненный озерными и пирокластическими отложениями с пористостью 15–30 %. Гидротермальные растворы, поступившие из глубинных частей разреза, распространяются в осадочном чехле и местами выходит на поверхность в виде бурлящих и кипящих источников. Здесь отмечается высокая минерализация растворов (до 4.5 г/л) и повышенная температура (до 100° С) растворов. Наряду с этим гидротермальные растворы перемешиваются в осадочном чехле с вадозными водами, которыми насыщены рыхлые породы посткальдерного комплекса. Поэтому в других местах выходы гидротермальных источников имеют меньшую минерализацию и пониженную температуру. Важно подчеркнуть, что процессы смешивания глубинных и метеорных вод, по-видимому, протекают в основном в осадочном чехле с повышенной пористостью пород. Проникновение метеорных вод в породы основания скорее всего имеет подчинённый характер.

Важную роль в геотермальной активности кальдеры играют глубинные флюиды, выносящие тепло и минеральные соли. О поступлении глубинных флюидов свидетельствует присутствие в их составе спонтанных газов He, H₂, CO₂, а в водных растворах повышенные содержания химических элементов Cl, B, As, Sb, Hg и др. Следует отметить, что в области проводящего канала фиксируются проявления углеводородов. Это может указывать на вероятность неорганического происхождения углеводородов.

С.П. Плетнев, В.К. Аннин

**ПАЛЕОБАТИМЕТРИЯ КАК ОДИН ИЗ ЭЛЕМЕНТОВ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО
АНАЛИЗА ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА**

*ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

В Охотоморском регионе установлено множество прогибов разных размеров и простираций. Осадочные толщи, выполняющие эти прогибы, опробованы бурением и драгированием, как правило, лишь в бортовых частях. Полный же стратиграфический объем и литология осадков в депоцентрах пока не известны в виду отсутствия глубоководного бурения. Анализ рельефа акустического фундамента [1] показал, что он намного контрастнее современной топографии морского дна. Так, в пределах современного шельфа в рельефе фундамента выделяется обширная впадина (Северо-Охотский прогиб), дно которой осложнено многочисленными рвами с глубиной до 8 км. Они почти полностью заполнены осадками и на современном шельфе проявляются лишь в рисунке изобат с заложением в первые десятки метров. В Хоккайдо-Сахалинской провинции имеются подобные впадины (Лаперуза, Байкал, Пегас, Лунская и др.), выполненные осадками с мощностью до 3–4 км. Часть из этих структур неотектоническими движениями была выведена на поверхность и их осадочные толщи обнажены на Сахалине и Западной Камчатке.

Одной из проблем Охотоморского бассейна является выяснение природы циклического строения осадочного чехла, выраженного сменой трансгрессивных и регрессивных серий осадков. Впервые они были выделены в наземных морских разрезах овов Сахалина, Хонсю, и амплитуда изменений уровня моря при их формировании оценивалась от минус 110 м до плюс 10–15 м по аналогии с плейстоценом. Ряд авторов допускал формирование морских отложений в более глубоководных условиях [1, 4, 6].

Палеобатиметрические построения Охотоморского региона были нами выполнены на основе сравнительного анализа экоструктур современных и кайнозойских сообществ бентосных фораминифер в ряде опорных разрезах, расположенных по периферии исследуемого региона. Для сравнительного анализа привлечены материалы по глубоководному бурению в Японском море [9]. В результате были построены батиметрические кривые, отражающие изменение глубин дна отдельных седиментационных бассейнов Охотоморского региона.

Анализ батиметрической кривой по Центральной котловине Японского моря (795 ODP) показывает унаследованное прогибание дна с конца раннего миоцена. На охотоморских кривых видно, что во второй половине эоцена на месте Колпаковского прогиба, Лунской впадины и Северо-Охотского прогиба (см. рис.) существовали морские бассейны с разной глубиной. Если в Северо-Охотском бассейне в позднем эоцене отмечена тенденция к его обмелению до перерыва седиментации в олигоцене, то в это же время устойчиво идет формирование Колпаковского и Лунского бассейнов. По-видимому, тектоническая нестабильность в бассейне в это время приводила к дифференцированному подъему и опусканию его отдельных участков дна, что и нашло свое отражение в разном режиме осадконакопления. Наиболее глубоководные условия в бассейнах Северного Сахалина и Северо-Охотского прогиба фиксируются в позднем олигоцене и в начале среднего миоцена.

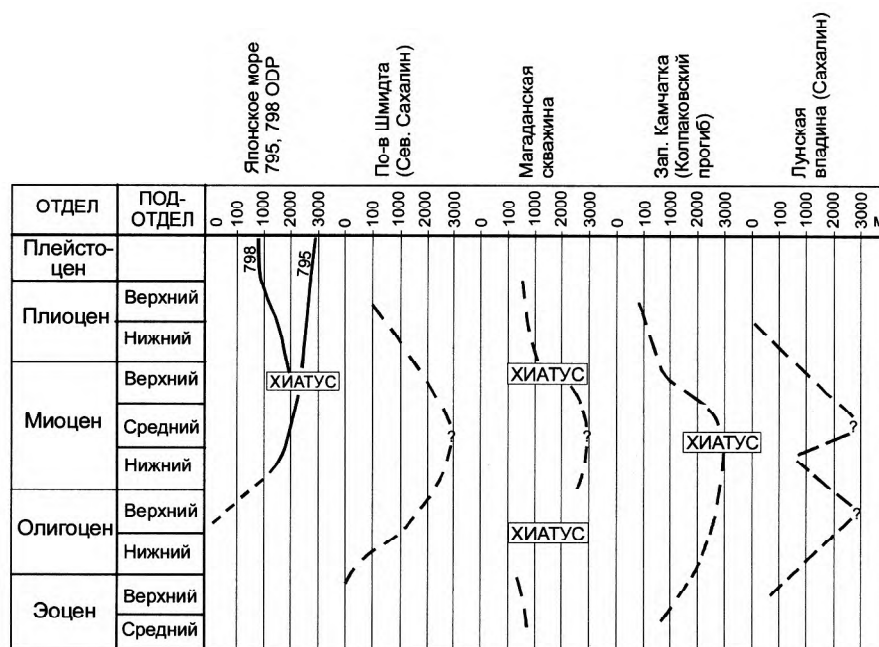


Рис. Палеобатиметрические кривые по отдельным бассейнам Охотского [3] и Японского морей [9].

Более сложно выглядит динамика изменения глубины в Лунской депрессии острова Сахалин, где трансгрессивные пики позднего олигоцена и начало среднего миоцена разделены регрессией в конце раннего миоцена (дагинская свита). На мелководные условия указывают многочисленные прослой углей, находки мелководной фауны бентосных фораминифер в отложениях верхнедуйской свиты и ее возрастных аналогов на Южном Сахалине. Время этой регрессии на Сахалине совпадает с этапом кульминации глобального климатического оптимума и высоким стоянием уровня Мирового океана. Поэтому формирование мелководной серии (верхнедуйской, дагинской свит) осадков с включением термофильных элементов фауны и флоры не может быть связано с эвстатическим понижением уровня моря в это время. Обмеление Лунского бассейна, по нашему мнению, могло быть следствием дифференцированных тектонических движений на Сахалине (алеутская фаза), которые привели к погружению его северной, северо-восточной частей и подъему южной окраины [2]. Занимая промежуточное положение между этими районами, Лунская впадина оказалась в зоне тектонического перегиба и близко к зоне интенсивной денудации Южного Сахалина, что и привело к быстрому ее заполнению осадками и обмелению.

На всех батиметрических кривых, за исключением 795 ODP в Японской глубоководной котловине, отражается регрессивная фаза локальных бассейнов седиментации, начиная с плиоцена. Этот этап по времени совпадает с началом сахалинской фазой складчатости и воздыманием Японо-Курильской Кордильеры и острова Сахалин. Вероятно, в открытой части Охотского моря, зоны депоцентров продолжали погружаться, как и в Японском море.

Таким образом, анализ батиметрических кривых суббассейнов Охотоморского района показал, что изменение глубин в палеогене и миоцене в них происходило не синхронно, а с плиоцена они все приобретают регрессионный тренд. Сравнение охотоморских кривых с ходом глобальных изменений уровня океана также показало отличия. Если в олигоцене в Охотском регионе повсеместно развивается трансгрессия до глубин 2000 м, то в океане фиксируется регрессия. Синхронно развивались трансгрессии в начале среднего миоцена на фоне планетарного термического максимума, но в Охотоморском бассейне с большей амплитудой глубин. Такая несогласованность определялась тем, что палеоглубины Охотоморского бассейна на раннем этапе были обусловлены, главным образом, изменением топографии дна водоема, а не эвстатическими изменениями уровня океана. Большое сходство охотоморских кривых обнаруживается с палеобатиметрическими построениями по бассейнам в активных геодинамических обстановках. В Японском море отмечен ряд рифтогенных бассейнов на шельфе Цусимской котловины, Ниигата на о-ве Хонсю и п-ове Кореи [7], которые по мощности и строению осадочного чехла очень сходны с охотоморскими разрезами. В бассейне Ниигата по бентосным фораминиферам отмечено, что в начале среднего миоцена произошло резкое углубление бассейна от шельфовых глубин до среднебатиальных глубин.

Еще больше доказательств амплитудных колебаний уровня моря в палеогене и неогене фиксируется по фораминиферам на западной окраине Северной Америки. В кайнозойской летописи бассейна Тофино (возле о-ва Ванкувер, Канада) выделено 10 эпох смены фораминиферовых сообществ, отражающих региональные биособытия и тектонику дна этого водоема [8]. Общность в развитии Охотоморского бассейна и Тофино отражена в сходстве фораминиферного сообществ (биозона *Cassidulina galvanensis*) в базальных слоях осадочного разреза двух районов; синхронности “трансгрессивной” фазы в олигоцене и “регрессивной” – в позднем плиоцене; совпадении перерывов осадконакопления в раннем миоцене и раннем плиоцене. Все эти факты свидетельствуют о синхронности развития этих удаленных бассейнов по обе стороны Тихого океана, которые во времени контролировались едиными тектономагматическими процессами.

Литература

1. Волошинова Н.А., Кузнецова В.Н., Леоненко Л.С. Фораминиферы неогеновых отложений Сахалина. Л.: Недра, 1970. 302 с.
2. Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М.: Наука, 1987. 94 с.
3. Плетнев С.П. Палеоглубины Охотоморского седиментационного бассейна в кайнозое // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 2. С. 17–26.
4. Серова М.Я. Фораминиферы и биостратиграфия верхнего палеогена Северной Пацифики. М.: Наука, 2001. 215 с.
5. Сваричевский А.С. Рельеф кровли акустического фундамента в Охотском море // Вопросы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 77–87.
6. Тузов В.П., Митрофанова Л.И., Данченко Р.В., Высочина О.В. Стратиграфия палеогеновых отложений Колпаковского прогиба Западной Камчатки // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5, № 3. С. 66–82.
7. Development of Tertiary sedimentary basins around Japan Sea (East Sea) / Eds. Tateishi V and. Kurita H. Niigata Univ. 2002. 245 p.
8. Narayan Y.R., Barnes C.R., Johns M.J. Taxonomy and biostratigraphy of Cenozoic foraminifers from Shell Canada, Wells. Toffino Basin, offshore Vancouver Island // Micropaleontology. 2005. N 5. P. 101–167.
9. Proc. ODP, Init. Repts. W. 1992. V. 127/128 (Site 794–798).

В.Г. Прокудин

**СТРУКТУРА ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЭВОЛЮЦИЯ КУРИЛЬСКОЙ
КОТЛОВИНЫ ОХОТСКОГО МОРЯ**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева (ТОИ) ДВО РАН,
г. Владивосток*

Курильская глубоководная котловина, расположена в южной части Охотского моря. Мощность отложений чехла котловины оценивается величиной 4–6 км [1, 3, 4], а ее заложение датируют поздним мезозоем [4], поздним мелом [1, 7], олигоценом [14], ранним миоценом [2], поздним миоценом [11]. Такая неоднозначность обусловлена отсутствием здесь скважин глубоководного бурения, низкой точностью определения скоростных параметров слоев чехла и использованием при расчетах произвольных значений скоростей накопления осадков.

Автором выполнен анализ сейсмических материалов, полученных в Курильской котловине в экспедициях ТОИ ДВО РАН в 1996–2007 годах, а также опубликованных геолого-геофизических данных. Кроме того, в рамках договора о сотрудничестве между ФГУНПП “Севморгео” и ТОИ ДВО РАН, проинтерпретирована часть первичных сейсмических материалов, полученных на профиле 2-ДВ-М [8, 9]. На основе экспериментальных данных построена скоростная модель коры, определены скорости осадконакопления и время образования Курильской котловины. Для воссоздания истории развития Курильской котловины рассмотрим особенности структуры верхней части земной коры.

Верхняя часть разреза, включающая чехол и акустический фундамент (АФ), содержит опорные сейсмические *границы-реперы*. Наиболее выразительным репером является поверхность **АФ**. Рельеф фундамента сформировался в результате тектонических дислокаций и вулканических процессов. Многочисленные вулканические сооружения расположены преимущественно в прикурильской части котловины. Перепады глубин поверхности АФ в абиссальной части котловины достигают 1.5 км, однако имеющиеся материалы не позволяют говорить о преобладающей ориентировке каких-либо элементов ее рельефа. Материалы драгирования выходов АФ на поверхность дна свидетельствуют о мел-плейстоценовом возрасте и гетерогенном составе слагающих его пород [5, 13, 15].

Чехол на склоне возвышенности Академии Наук реперами **R3** и **R2** разделяется на три толщи: стратифицированную (верхнюю), контрастную (среднюю) и прозрачную (нижнюю). В абиссальной части котловины, на участках с временной мощностью осадочных отложений большей 1.5 сек, в основании чехла (между АФ и репером **R1**) фиксируется еще одна толща, которая выклинивается у подножия склона возвышенности Академии Наук.

Разрез чехла содержит четыре скоростных горизонта, нижний из которых присутствует только в абиссальной части котловины. *Пластовые скорости*, определенные для них по годографам ОГТ, равны (сверху вниз): **1.6–1.7** км/с, **2.1** км/с, **2.4–2.7** км/с и **3.2–3.5** км/с. Эти значения соответствуют рыхлым отложениям и породам разной степени литификации. Максимальная мощность чехла в котловине около 3.0 км. На склоне возвышенности Академии Наук мощность чехла варьирует от нуля, в местах выхода фундамента на дно, до 1.4–1.5 км. АФ содержит два ско-

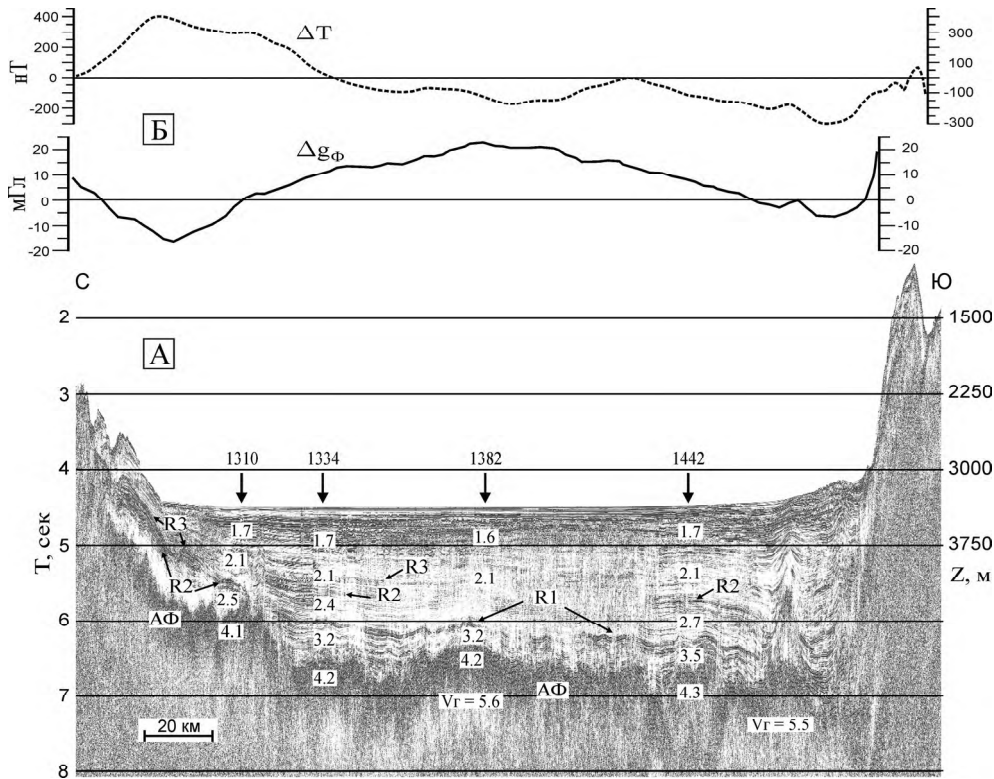


Рис. А – фрагмент временного разреза ОГТ вдоль опорного профиля 2-ДВ-М (по Т.С. Сакулиной и др.[10] с дополнениями). Вертикальными стрелками отмечены пикеты профиля, к которым относятся скоростные колонки. Цифры на разрезе значения пластовых скоростей продольных волн. V_r – граничные скорости продольных волн по данным ГСЗ. Шкала глубин (Z , м) относится к водному слою с принятой скоростью распространения волн 1500 м/с.

Б – аномалии магнитного и гравитационного, в редукции Фая, полей (по данным А.Ю. Жуковина и Т.Н. Колпашиковой, ТОИ ДВО РАН).

ростных горизонта: верхний, с пластовой скоростью **4.1–4.3** км/с, и нижний, в котором определена только граничная скорость **5.5–5.6** км/с (рис.).

Скорости осадконакопления определены с учетом данных драгирования крутых уступов дна на склоне возвышенности Академии Наук [12, 15]. Максимальные величины (80–100 м/млн лет) получены для верхнего скоростного горизонта. Граница R3 маркирует позднемиоценовые породы с возрастом около 8 млн лет. По данным диатомового анализа [12] установлен позднеолигоценовый (24 млн лет) возраст туфоалевролитов и слаболитифицированных диатомитов в основании контрастной толщи (граница R2). Возраст подстилающей толщи, содержащей порцеланиты, не установлен. Для его определения выполнена экстраполяция данных: максимальная мощность отложений чехла выше границы R2 в котловине равна 1200 м, следовательно средняя скорость осадконакопления этой части разреза не превышает 50 м/млн лет. Принимая для подстилающей прозрачной толщи скорость

осадконакопления 40–50 м/млн лет, получаем среднеэоценовый возраст (40–44 млн лет) пород в подошве третьего слоя чехла. И, наконец, время формирования нижнего, высокоскоростного слоя чехла в котловине можно оценить в 27 млн лет (с учетом его максимальной мощности 1100 м и скорости осадконакопления 40 м/млн лет). Суммируя вычисленные значения, получаем верхнемеловой возраст (67–71 млн лет) пород в подошве чехла Курильской котловины.

Основные параметры верхней части земной коры Курильской котловины приведены в таблице.

Структурное подразделение	Слой	Vп, км/с	Мощность, км	Возраст	Реперные границы
Чехол	1	1.6–1.7	0.4–0.6	N_1^3-Q	BSR
	2	2.1	0.2–0.6	$P_3^2-N_1^3$	R2, R3
	3	2.4–2.7	0.5–0.8	$P_2^2-P_3^2$	R1, R2
	4	3.2–3.5	0.7–1.1	$K_2m-P_2^2$	кровля АФ, R1
Акустический фундамент	5	4.1–4.3	0.9–1.1	K_2	кровля АФ
	6	$V_{Г} = 5.5-5.6$	-	?	-

В качестве тектонического элемента Курильская котловина отчетливо проявляется в потенциальных полях: с ней связаны региональная знакопеременная аномалия магнитного поля и положительная аномалия гравитационного поля. По параметрам [8] кора Курильской котловины соответствует субокеанической; скорости в АФ типичны для вулканитов слоя 2. Особенности вулканизма [5] свидетельствуют о заложении котловины на континентальной коре. Уже в позднем мезозое здесь сформировалась обширная впадина, в которой накапливались отложения нижнего слоя чехла. Граница R1 маркирует перерыв осадконакопления, связанный со среднеэоценовым тектоно-магматическим этапом развития Охотского моря, который фиксируется малоамплитудными (десятки–первые сотни метров) дислокациями осадочного слоя. Поздний эоцен-олигоцен характеризовались спокойной тектонической обстановкой при общем погружении котловины, в результате которого сформировалась акустически прозрачная толща слоя 3, которая может быть сопоставлена с нижней частью кремнистого комплекса Магаданской параметрической скважины [6]. Граница R2 маркирует перерыв осадконакопления, выше которого на склоне возвышенности Академии наук фиксируется контрастная толща (2-й слой чехла), содержащая повышенное количество пирокластики. Граница R3 маркирует кровлю контрастной толщи. В послезоценовое время отложения чехла накапливались в обстановке конседиментационного погружения впадины, захоронив ее первичный рельеф. Структуры, характерные для турбидитов и отложений транспорта масс, фиксируются во всех слоях чехла на склоне возвышенности Академии наук, указывая на нее как на основной источник поступления осадочного материала, начиная со среднего эоцена. Погружение впадины (при синхронном воздымании блоков Курильской гряды) ускорилось в плиоцене и, особенно, в плейстоцене [15], что проявилось в активизации вулканизма [5], формировании на склонах котловины олистолитов и преобладающем поступлении осадочного материала с Курильской гряды. В составе 1-го слоя чехла присутствуют конформные рельефу дна границы (BSR) – “силикатная” BSR в подошве этого слоя, обусловленная переходом опал А-СТ, и “га-

зогидратная” BSR в верхней части слоя, выявленная на некоторых профилях в абиссальной части котловины.

Таким образом, имеющиеся геолого-геофизические данные указывают на существование осадочного бассейна в пределах Курильской котловины уже в позднем мезозое. Этот бассейн заложился на континентальной окраине и претерпел существенные перестройки в среднем эоцене, позднем олигоцене, позднем миоцене и плейстоцене. Отложения чехла накапливались в обстановке конседиментационного погружения впадины. Наиболее существенные перерывы осадконакопления фиксируются в среднем эоцене и позднем олигоцене. Длительность эволюции Курильской котловины находит подтверждение и в строении акустического фундамента, в составе которого участвуют магматические породы от мелового до плейстоценового возраста.

Литература

1. Безверхний В.Л., Горовая М.Т., Маркевич В.С. и др. О возрасте Курильской глубоководной котловины (Охотское море) // Докл. РАН. 2003. Т. 391, № 5. С. 655–659.
2. Биккенина С.К., Аносов Г.И., Аргентов В.В., Сергеев К.Ф. Строение земной коры южной части Охотского моря по сейсмическим данным. М.: Наука, 1987. 87 с.
3. Веселов О.В., Грецкая Е.В., Ильев А.А. и др. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря: к 60-летию основания Института морской геологии и геофизики ДВО РАН. М.: Наука, 2006. 130 с.
4. Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 162 с.
5. Емельянова Т.А., Леликов Е.П., Съедин В.Т., Нарыжный В.И. Геология и особенности вулканизма дна Охотского моря // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 4. С. 3–18.
6. Куликов Н.В., Деревскова Н.А., Мавринский Ю.С. Литология кайнозойских отложений североохотского осадочного бассейна // Тихоокеан. геология. 1988. № 5. С. 59–66.
7. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона м-ба 1:2500000 М.: ИЛО-ВАН, 2000. 193 с.
8. Прокудин В.Г., Медведев С.Н. Новая скоростная модель земной коры Курильской котловины (Охотское море) // Физика геосфер. Седьмой Всероссийский симпозиум 5–9 сентября 2011 года: Материалы докл. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 368–374.
9. Прокудин В.Г. Скоростная модель земной коры и возраст Курильской котловины Охотского моря // Геологическая история, возможные механизмы и проблемы формирования впадин с субокеанической и аномально тонкой корой в провинциях с континентальной литосферой. Mat. XLV Тектонич. совещ. М: ГЕОС, 2013. С. 172–176.
10. Сакулина Т.С., Каленич А.П., Атаков А.И. и др. Геологическая модель Охотоморского региона по данным опорных профилей 1-ОМ и 2-ДВ-М // Разведка и охрана недр. 2011. № 10. С. 11–17.
11. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы М.: Наука, 1976. 239 с.
12. Терехов Е.П., Цой И.Б., Вашенкова Н.Г. и др. Условия осадконакопления и история развития Курильской котловины (Охотское море) в кайнозое // Океанология. 2008. Т. 48, № 4. С. 615–623.
13. Туезов И.К., Снеговской С.С., Красный М.Л. Рельеф и природа сейсмоакустического фундамента южной части Охотского моря // Докл. АН СССР. 1978. Т. 243, № 6. С. 1526–1529.
14. Харахинов В.В., Туезов И.К., Бабошина В.А. и др. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона М.: РАН, 1996. 333 с.
15. Boris V. Baranov, Reinhard Werner, Kaj A. Hoernle et al. Evidence for compressionally induced high subsidence rates in the Kurile Basin (Okhotsk Sea) // Tectonophysics. 2002. v. 350. P. 63–97.

О.В. Рыбас, Г.З. Гильманова

**ПРИМЕНЕНИЕ МУЛЬТИМАСШТАБНЫХ ЦВЕТНЫХ СИНТЕЗИРОВАННЫХ
ИЗОБРАЖЕНИЙ РЕЛЬЕФА ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Разработаны технология применения теории масштабного пространства для обработки цифровых моделей рельефа (ЦМР) и принципы построения синтезированных цветных изображений, состоящих из различных компонентов масштабных представлений. Применение теории масштабного пространства для выделения и анализа структур рельефа рассмотрено в связи с решением геологических задач.

Определимся с термином “масштабное пространство”. При исследовании сложных сигнальных последовательностей часто возникает задача, связанная с выделением их структур, т.е. частотных характеристик, инвариантов, связей между ними [6–9]. При этом структуры, выделенные из исходных данных, представленные в разном масштабе, с одной стороны, могут существенно отличаться друг от друга, а с другой – могут быть использованы как взаимодополняющие конструкции, позволяющие строить максимально полную картину характера исследуемого сигнала. Термин “масштаб” следует понимать в контексте точности представленной информации. Ниже рассматривается методика применения теории для выделения структуры рельефа по данным ЦМР.

Не вдаваясь в математические подробности (они описаны в статье [5]), рассмотрим основные положения этой теории, где объектом исследования послужили две ЦМР – SRTM03 (~90 м/пикс) и Aster_DEM (30 м/пикс).

Принятое обозначение для масштабного представления $L(x,y;t)$ означает результат свертки исходной 2-мерной поверхности $f(x,y)$ (т.е. ЦМР, в нашем случае) с ядром Гаусса $g(x,y;t)$ с масштабным параметром t . Таким образом, геометрический смысл этой операции – это сглаживание поверхности с определенным параметром масштаба t . При этом величина t связана с результатом операции $L(x,y;t)$ таким образом, что из исходного изображения $f(x,y) = L(x,y;0)$ удаляются все детали, чьи линейные размеры не превышают величин \sqrt{t} . Это позволяет, с одной стороны, избавиться от шумов исходного материала (или хотя бы существенно их ослабить), и с другой - произвести его генерализацию, т.е. оставить элементы рельефа такой линейной размерности, которая необходима на текущем этапе обработки.

Производная, по своему определению, является скоростью изменения функции. Частная производная по каждой из пространственных переменных для поверхности рельефа - это характеристика изменения высот по соответствующим направлениям. Для краткости запишем их L_x и L_y , тогда вектор $(L_x, L_y)^T$ – это градиент функции $L(x,y;t)$, который указывает направление наискорейшего роста функции в каждой точке (x,y) и чей модуль равен скорости ее изменения в этом направлении. Таким образом, градиент характеризует состояние поверхности, как по крутизне, так и по направлению склона (азимуту). Модуль градиента вычисляется по формуле

$$|\text{grad } L| = |\nabla L| = \sqrt{L_x^2 + L_y^2}.$$

Частные производные второго порядка обозначим L_{xx} , L_{yy} и L_{xy} . Существует достаточно большой набор основанных на них методов для анализа структуры сиг-

нала, но для анализа структуры рельефа интересен в первую очередь оператор Лапласа ($\nabla^2 L = L_{xx} + L_{yy}$). Следует отдельно отметить, что кроме масштабных представлений L и их производных различных порядков существуют более сложные объекты - это различные функции, где аргументом являются масштабные представления (назовем их операторы масштабного представления, или просто масштабные операторы). В эту категорию попадают модуль градиента $|\nabla L|$ и оператор Лапласа $\nabla^2 L$.

Необходимость использования мультимасштабного представления определяется тем, что для объектов реального мира не существует такого универсального масштаба, когда можно было бы выделить все элементы структуры в течение единственной серии преобразований. Чаще всего тонкие и точные особенности лучше проявляются при малых значениях сглаживающего параметра масштаба t , при этом теряются грубые формы. При увеличении t происходит генерализация обрабатываемой поверхности $f(x,y)$ с потерей детальности, но появляется возможность проявить более обобщенные структурные составляющие. Таким образом, произведя серию обработок поверхности $f(x,y)$ (это может быть модуль градиента, оператор Лапласа на поверхности Гаусса, любое другое преобразование) с различной степенью генерализации, получим серию результатов, которая может быть в свою очередь использована для дальнейшей обработки в аналитических системах (линеаменты, текстуры и др.).

Один из вариантов представления результатов – формирование синтезированных цветных изображений. Эти изображения уже не являются ЦМР, в них отсутствует высотная составляющая. В частности, для RGB-изображений каждым из цветовых каналов является масштабное представление исходного рельефа или его производные, каждый со своим масштабным параметром t . В конечном итоге требуется построить изображение, которое максимально наглядно выделяет и разделяет геологические или тектонические структуры. Опыт показал, что из множества видов масштабных представлений, их производных и операторов наиболее подходящими для этого оказались сглаженное исходное изображение $L(x,y;t)$ и два оператора: модуль градиента и оператор Лапласа.

Масштабы выбираются с линейно-убывающей детализировкой с учетом затрат ресурсов компьютера. В нашем случае использовались операторы – исходный рельеф, первая (модуль градиента) и вторая (оператор Лапласа) производные, и масштабные параметры t 1, 16 и 81. В зависимости от конкретных целей исследований, эмпирическим путем выбирается та или иная комбинация параметров (масштабы, операторы и цвета), позволяющая наилучшим образом дешифровать геологические объекты.

Ниже рассматриваются примеры геологического дешифрирования элементов различного облика – линеаментов и кольцевых структур.

Прекрасно выраженный линеамент – Ланский глубинный разлом в хр. Джагды. Этот хребет представляет собой сложно построенное покровно-складчатое геологическое сооружение (часть восточного сегмента Монголо-Охотской складчатой системы), сложенное средне- и верхнепалеозойскими и мезозойскими вулканогенно-осадочными формациями. На севере Ланским глубинным разломом он отделен от Верхнезейской и Удской впадин, выполненных кайнозойскими осадочными образованиями, и от палеозойско-мезозойских складчатых образований Ланского хребта. Ланский разлом сравнительно хорошо (для Д. Востока) изучен еще в 60-е гг. прошлого века, в

процессе государственной геологической съемки масштаба 1: 200 000 первого поколения [2; 3]. Докайнозойские движения по Ланскому разлому были взбросо-надвиговыми с большой левосдвиговой компонентой (хр. Джагды смещался к востоку).

Ланский разлом сейсмически активен в настоящее время, по нему хр. Джагды надвигается на расположенные севернее впадины; вдоль восточной части разлома заложена узкая тектоническая долина, по которой протекают р. Лан, ее правый приток и левый приток р. Шевли. Поэтому Ланский разлом прекрасно выражен на любых материалах аэро- и космических съемок. Поскольку разлом относится к категории глубинных, он представлен широкой зоной преобразованных пород, в пределах которой распространено большое количество разрывов разной протяженности и направления. Наиболее крупные из них имеют то же простирание, что и зона Ланского разлома в целом. По этой причине при составлении геологических карт всегда возникало сомнение – где именно проводить линию, обозначающую Ланский разлом, т.е. какой конкретно из картируемых дизъюнктивов считать магистральным разрывом.

Подобранные синтезированные изображения четко показывают, что в восточной части современные движения обрезают предгорный шлейф и, видимо, хорошо выраженный линеамент совпадает именно с магистральным разрывом. В западной части разлома магистральные разрывы перекрыты рыхлыми образованиями предгорного шлейфа и современного аллювия; здесь хорошо видны линеаменты – долины небольших водных потоков и водоразделы между ними. По-видимому, большей частью они определяются поверхностями сместителей сбросо-обвалов, по которым обрываются козырьки нависающей над впадинами части хребта при его воздымании, а обвалившиеся породы перекрывают поверхность сместителя Ланского разлома. Характерно, что в лежачем (северном) крыле разлома не просматриваются никакие структурные особенности рельефа. Это – явное свидетельство, что движется именно хр. Джагды, а Верхнезейская и Удская впадины в настоящее время не испытывают опускания.

На обработанных изображениях прекрасно выражены кольцевые хребты, оконтуривающие как интрузивные массивы (нередко жерловины вулканов), так и кальдеры различного типа. В качестве наглядного примера приведен кольцевой хребет на правом берегу р. Самарги [3]. Он оконтуривает практически идеально круговой (на уровне эрозионного среза) выход гранитов, окруженных полем верхнемеловых андезитов. Несомненно, хребет связан с кольцевым разломом – центральный интрузив и кольцо эффузивов имеют разный возраст и разный петрографический состав. Однако точное положение кольцевого разлома определить довольно трудно – нужно исследовать различные варианты синтезированных изображений, в том числе и трехмерные. На обработанных снимках очень эффектно выглядят поля четвертичных базальтов, а в их пределах – отпрепарированные вулканические конусы, причем последних выявляется существенно больше, чем в процессе полевых работ или дешифрирования аналоговых снимков.

Разработанная методика успешно применялась также для геолого-структурного районирования крупных блоков земной коры, изучения особенностей строения района взаимодействия Евразийской и Амурской плит, а также Южно-Синегорской впадины Ханкайского массива [1].

Применение теории масштабного пространства для обработки ЦМР дает хорошие результаты при решении задач геолого-структурного районирования. Интерпретация синтезированных изображений, полученных в результате обработки ЦМР, позволяет значительно более точно устанавливать размеры и взаимоотношения различных геологических объектов, а повышенная обзорность – увязывать разрозненные природные элементы в единое целое и распознавать большое количество однородных и разнородных геологических объектов.

Большой выбор комбинаций при создании синтезированного изображения дает возможность подбирать наиболее характерные варианты для решения конкретных задач не только тектоники и геоморфологии, но и других разделов геологии.

Литература

1. Горошко М.В., Гильманова Г.З. Использование анализа цифровых моделей рельефа при изучении металлогении Южно-Синегорской впадины Ханкайского массива // Вестник ДВО. 2012. № 6. С. 50–57.
2. Забродин В.Ю. Трещиноватость и кливаж в зоне Ланского разлома (хр. Джагды, Д. Восток) // Геотектоника. 1967. № 1. С. 107–111.
3. Забродин В.Ю., Турбин М.Т. Крупнейшие разломы западной части хр. Джагды (Д. Восток) // Геотектоника. 1970. №3. С. 104-114.
4. Назаренко Л.Ф. Геологическая карта Приморского края. Масштаб 1:1 000 000. Владивосток: СВПО. 1988.
5. Рыбас О.В., Гильманова Г.З.. Применение теории масштабируемого пространства для выделения и анализа структур рельефа по радиолокационным данным // Исследование земли из космоса. 2011. № 6. С. 45–52.
6. Koenderink J. J. The structure of images // *Biol. Cyb.* 1984. V. 50. P. 363–370.
7. Koenderink J.J., van Doorn A.J. Representation of Local Geometry in the Visual System // *Biol. Cyb.* 1987. V. 55. P. 367–375.
8. Romeny B. t. H. *Front-End Vision and Multi-Scale Image Analysis*. Kluwer. Springer. 2003. P. 484.
9. Witkin A. P. Scale-space filtering // *Proc. 8th Int. Joint Conf. Art. Intell.*, 1983. P. 1019–1022.

В.Н. Сеначин, О.В. Веселов, В.П. Семакин, Е.В. Кочергин

ЦИФРОВАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА

ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Охотское море является частью активного Азиатско-Тихоокеанского пояса, характеризующегося высокой сейсмичностью и активной вулканической деятельностью, что приводит к катастрофам глобального масштаба. По этой причине, на изучение активных окраин, включая Охотоморский сектор, уделяется много сил и средств как в России, так и за рубежом.

Использование современных компьютерных технологий в обработке геофизических данных, полученных в тот период, позволяют более глубоко изучить свойства геологических объектов, выявить их связи и взаимоотношения, и рассчитать модель глубинного строения. Однако, все эти данные представлены, как правило в аналоговом виде – в виде графиков на бумажном носителе, что значительно ограничивает возможности их количественной обработки и интерпретации. Поэтому, прежде чем использовать эти данные в компьютерной обработке в комплексе с другими данными, их нужно привести к единому цифровому виду.

В Институте морской геологии и геофизики в 2004–2006 гг. была проведена большая работа по проекту “Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря” [1], в результате выполнения которого был собран и обработан весь геолого-геофизический материал по строению данного региона. В настоящее время ведется работа по созданию на основе этого материала цифровой геолого-геофизической модели земной коры Охотоморского региона, которая должна включать данные по строению земной коры, геофизических полей (гравитационное, магнитное, тепловой поток) с элементами геологического строения и нефтегазоносности.

Методика оцифровки

Для этой цели весь геолого-геофизический материал, представленный главным образом на географических картах и разрезах, необходимо вывести на единую картографическую основу. Решение этой задачи проводится в несколько этапов

- 1) оцифровка изолиний на карте в масштабе планшета карты;
- 2) перевод координат планшета карты в относительные прямоугольные координаты Земли, соответствующие исходной проекции (Меркатора), умножая их на масштаб карты;
- 3) пересчет относительных прямоугольных координат Земли в географические координаты, используя соответствующие формулы преобразования;
- 4) пересчет географических координат в прямоугольные координаты выбранного планшета, если строится карта в другой картографической проекции.

В расчетах пространственного расположения глубин границ земной коры Охотоморского региона определяющий вклад был сделан В.А. Бабошиной с соавторами [2]. В исходных данных мы всегда имеем редкую сеть сейсмических профилей, недостаточную для определения глубины границ в заданном 3-мерном пространстве по стандартным алгоритмам. Однако располагаются они, как правило, в наиболее информативных областях. Авторы [2] сопоставили данные сейсмике с аномалиями гравитационного поля, по характеристикам аномалий поля провели районирование поля с выде-

лением отдельных провинций, в каждой из которых определили характер зависимости положения границ земной коры с гравитационными аномалиями. В результате была получена качественная и довольно подробная модель глубин границ земной коры.

Оцифровка изолиний проводилась с использованием свободно распространяемой программы Graf Digitizer, позволяющей выполнять эту работу на карте в ручном и полуавтоматическом режимах. Все оцифрованные данные сохранялись в отдельном файле программы Microsoft Excel. Дальнейшая их обработка и пересчет в географические координаты проводились средствами этой же программы с использованием формул и специально составленных макросов. Программа Microsoft Excel позволяет также контролировать правильность оцифровки данных, т.к. располагает средствами их графической визуализации.

После получения географических координат данные пересчитывались на равномерную сетку значений с использованием интерполяционных методов. Затем данные переводились в программу Surfer, позволяющей визуально контролировать всю выполненную работу.

Значения плотности в цифровых моделях определяются, как правило, по скоростям сейсмических волн. Известно много зависимостей пересчета скорости в плотности, и все они дают значения, существенно различающиеся между собой. Кроме того, из опыта гравитационного моделирования, выполненного одним из авторов, известно, что аномальные изменения плотностей, рассчитанных из сейсмических скоростей по известным зависимостям скорость-плотность, оказываются непомерно завышенными. Поэтому плотности в слоях земной коры (кроме осадочного) задавались постоянными значениями: "гранитный" слой 2.7 г/см^3 ; "базальтовый" – 2.95 г/см^3 . Плотность в осадочном слое задавалась зависимой от мощности в пределах от 2.0 г/см^3 до 2.45 г/см^3 .

Структура данных цифровой модели

Проведенный метод оцифровки позволил создать численную геолого-геофизическую модель земной коры Охотоморского региона на равномерной сетке географических координат в пределах от 43° до 63° северной широты и от 135° до 163° восточной долготы, с шагом 0.2° .

Все параметры, которые содержит данная модель, можно условно разделить на 3 группы: 1 – основные, 2 – дополнительные и 3 – данные, которые рассчитываются на основе основных и дополнительных данных. К основной группе относятся параметры, составляющие собственно саму земную кору: глубины границ, мощности и плотности слагающих кору слоев. В группу дополнительных отнесены геофизические поля. Эти параметры не относятся напрямую к строению земной коры, но, в комплексе с основными параметрами, позволяют извлекать дополнительную информацию как о земной коре, так и о нижележащих слоях. К рассчитываемым данным относятся параметры, которые получаются на основе обработки комплекса основных и дополнительных данных.

Таким образом, на современном этапе цифровая модель Охотоморского региона содержит следующие параметры

1. **Глубины границ земной коры:** (1) рельеф твердой поверхности; (2) кристаллический фундамент; кровля «базальтового» слоя; граница Мохо.

2. **Геофизические поля:** тепловой поток; аномалии гравитационного поля (в свободном воздухе; изостатические; мантийные), и аномалии свободной поверхности мантии.

Глубинное строение земной коры по сейсмическим данным

Верхний, “гранитно-метаморфический” слой консолидированной земной коры Охотоморского региона характеризуется пластовыми скоростями в диапазоне 5.0–6.6 км/с. Вещественный состав его гетерогенен, сформирован метаморфическими, магматическими и вулканогенно-осадочными породами. Мощности его максимальны в районах поднятий (до 12 км), а в прогибах существенно сокращаются или полностью редуцируются; как это имеет место в депоцентрах Южно-Охотского, Дерюгинского, Тинровского прогибов. В прогибах наблюдается монотонный переход осадочного слоя в “гранитно-метаморфический” без резкого изменения физических свойств пород.

Нижний, “гранулитно-базитовый” слой земной коры, на своей кровле характеризуется граничными скоростями от 6.8 до 7.2 км/с. Скорости в слое находятся в интервале 6.5–6.7 км/с, плотность пород – 2.9–3.1 г/см³. Подстиляется нижняя кора поверхностью Мохоровичича (М) с граничными скоростями от 7.6 до 8.1 км/с. Мощность “гранулитно-базитового” слоя достигает наибольших значений (15–20 км) в “континентальных” блоках о-вов Хоккайдо, Сахалин, Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, п-ова Камчатка и в Центрально-Охотском поднятии, и существенно сокращается в пределах Дерюгинского, Тинровского и Южно-Охотского прогибов, причем в последнем мощность этого слоя минимальна (6–7 км).

Глубина положения поверхности Мохоровичича существенно изменяется в границах региона. Максимальные мощности коры (до 32 км) были отмечены в приматериковых частях моря, в частности, севернее о-ва Сахалин. Понижение мощности коры (до 22–24 км) происходит в центральных частях моря – юго-восточнее Шантарских островов, северо-западнее поднятия Академии Наук СССР, в районе Центрально-Охотского поднятия и т. д. Минимальными мощностями характеризуется кора Южно-Охотских прогибов, где она, по оценкам ряда исследователей, выделена в интервале глубин 13–6 км [3 и др.]. Глубина кровли консолидированной коры, имеющей сложный рельеф, изменяется от 1–2 до 5–7 км.

В пределах поднятия Курильской островной дуги на пересечении профилем 1-М о-ва Итуруп земная кора, как и в присахалинской части профиля 1-М, соответствует в целом континентальному типу. Она имеет мощность около 30 км, характеризуется наличием в верхней части слоя с $V_p = 2.0–2.3$ км мощностью 1.0–2.0 км и слоя с $V_p = 4.0–5.1$ км/с мощностью 4.0–4.5 км, составляющих осадочно-вулканогенный комплекс острова. “Гранитно-метаморфический” слой со скоростями пробега сейсмических волн 6.0–6.3 км/с имеет мощность 8–10 км и представляет верхнюю часть консолидированной коры. Нижняя часть – “базальтовый” слой – имеет мощность 12–16 км и характеризуется скоростями 7.0–7.1 км/с.

Комплексные сейсмические исследования методами ГСЗ, КМПВ, МОВЗ и МОВ, проведенные в районе Средних Курил [4], также позволили ревизовать прежде существовавшую модель строения земной коры этого региона. Согласно новым данным под о-вом Симушир модель коры представлена практически теми же слоями, что и под о-вом Итуруп, но они характеризуются более высокими V_p , что обусловлено, скорее всего, изменениями вещественного состава пород, вызванными внедрениями более основных пород. Мощность коры под средней частью Курильской островной дуги также находится в пределах 30 км.

Мощность земной коры в прилегающих к морю структурах характеризуется кон-тинентальным типом строения, достигая 35 км, а на отдельных участках до 40 км, что подтверждается новейшими сейсмическими исследованиями, в частности, по профилю 2-ДВ [5].

Резюмируя вышеизложенное, отметим, что прогибам в рельефе дна и в гипсометрии поверхности фундамента соответствует подъем границы М, утонение коры или резко градиентные зоны, тогда как поднятиям погружение границы М и увеличение мощности земной коры.

Аномалии геофизических полей

Аномалии в свободном воздухе. Аномальное гравитационное поле Охотского моря в редукции Фая в целом характеризуется слабopоложительным региональным уровнем около +20 мГал. При этом, в районах крупных подводных поднятий дна наблюдаются увеличение поля до +40 мГал; а в районах впадин, напротив, уменьшение до -20 мГал. Глубоководный желоб и островная дуга в аномалиях гравитационного поля проявляются интенсивными аномалиями разного знака, изменяющиеся от -300 до +200 мГал. В отличие от акватории Охотского моря Курильская островная дуга в гравитационном поле отражается полосой интенсивных положительных гравитационных аномалий, что показывает ее явную изостатическую некомпенсированность.

Изостатические аномалии. В изостатических аномалиях гравитационного поля, как и в аномалиях в свободном воздухе, также наблюдается общее повышение поля на уровне около 20 мГал. С юго-востока Охотское море обрамляет зона 2-х смежных интенсивных аномалий: повышенного поля над Курильской островной дугой с максимумом выше +100 мГал, и пониженного до -200 мГал и более над Курильским глубоководным желобом. Максимум положительной аномалии смещен в сторону океана относительно Большой Курильской дуги; в южной части дуги он попадает на зону Малой Курильской дуги и ее подводное продолжение – хребет Витязя. Система островная дуга – глубоководный желоб явно некомпенсирована изостатически и поддерживается в равновесии негидростатическими силами.

Тепловой поток (ТП). Тепловой поток Охотского моря в целом повышен. Особенно это проявляется в районах впадин, где он достигает 90–96 мВт/м². Несколько меньшее повышение значений теплового потока отмечается также в районах поднятий морского дна. Наибольшим повышением теплового потока характеризуется островная дуга, что связано с активными проявлениями островного вулканизма. Понижение поля до 30 мВт/м² наблюдается в районе Курило-Камчатского глубоководного желоба.

Литература

1. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря. М.: Наука, 4006. 130 с.
2. Бабoшина В.А., Терещенков А.А., Харахинов В.В. Глубинное строение Охотоморского региона по геофизическим данным М.: ВНИИЭГазпром, 1984. 44 с.
3. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. 306 с.
4. Новые сейсмические данные о строении земной коры Центрального звена Курило-Камчатской островной дуги / Г.И. Аносов, В.В. Аргентов, А.В. Петров и др. // Тихоокеан. геология. 1988. №1. С.10–18.
5. Новые данные о глубинном строении земной коры Северо-Востока России по опорному профилю 2-ДВ / А.П.Симонов, Р.Г.Берзин, А.К.Сулейманов и др. // Разведка и охрана недр. 2003. № 5. с. 27–31.

А. В. Таранюк

**МАССОВАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ
ИССЛЕДОВАНИЙ ЗСБ НА ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ**

ОАО “Иркутскгеофизика”, Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск,

В данном материале мы постарались отразить результаты применения процедуры автоматической инверсии с целью осуществления интерпретации полевых геофизических данных, полученных при проведении электромагнитных разведывательно-поисковых исследований методом ЗСБ на территории Восточной Сибири. В качестве алгоритма обратной задачи используется инверсия Оккама [1], реализованная нами в виде динамически подключаемой библиотеки (DLL), также в данной библиотеке содержится процедура решения прямой задачи на основе алгоритма Кристенсена [2]. Предложенный Кристенсеном способ приближенного решения прямой задачи позволяет существенно увеличить скорость выполнения процедуры инверсии, во время выполнения которой требуется многократный вызов прямой задачи. Увеличенная скорость работы прямой задачи Кристенсена является следствием аппроксимации горизонтально-слоистой изотропной среды однородным эквивалентным полупространством и расчетом кривой становления поля от него. Подробности программной реализации данных алгоритмов опустим, поскольку детали неоднократно докладывались на различных конференциях, например, [3, 4]. Обратим внимание только на общую теоретическую информацию и конечные результаты.

Широко известно, что алгоритмы решения обратных задач не идеальны и способны выдавать результаты слабо соответствующие действительности. Причиной этого являются не идеальность данных, содержащиеся в них помехи, а также погрешности вычислений и использование неудачной стартовой модели и т. д. Все это способствует тому, что в конечном итоге результат применения процедуры инверсии будет неточным, либо эквивалентным, а в некоторых случаях полностью противоположным в сравнении с имеющимся представлением о строении искомой модели, основанном на данных каротажа и результатах комплексирования. Вместе с этим, введение априорной информации, геологической или математической, способно сузить область искомых решений. Первый из упомянутых типов априорной информации подразумевает использование данных о глубинах залегания и мощностях отдельных слоев, а также о допустимых диапазонах изменения электрического сопротивления, характерных для тех или иных пород. Математическая априорная информация может отражать тип искомой модели, присутствие эффектов вызванной поляризации в отдельных слоях. Детальность модели, другими словами количество присутствующих в ней слоев, также является математической априорной информацией и влияет на результаты работы процедуры решения обратной задачи, что достигается за счет выделения и учета при моделировании слабых, но контрастных структур в осадочном чехле. Основными преимуществами использования инверсии Оккама являются свойственные данному методу поиск решений в области “гладких” моделей и повышенная скорость работы, позволяющая интерпретировать эталонные кривые становления детальными тонкослойными моделями.

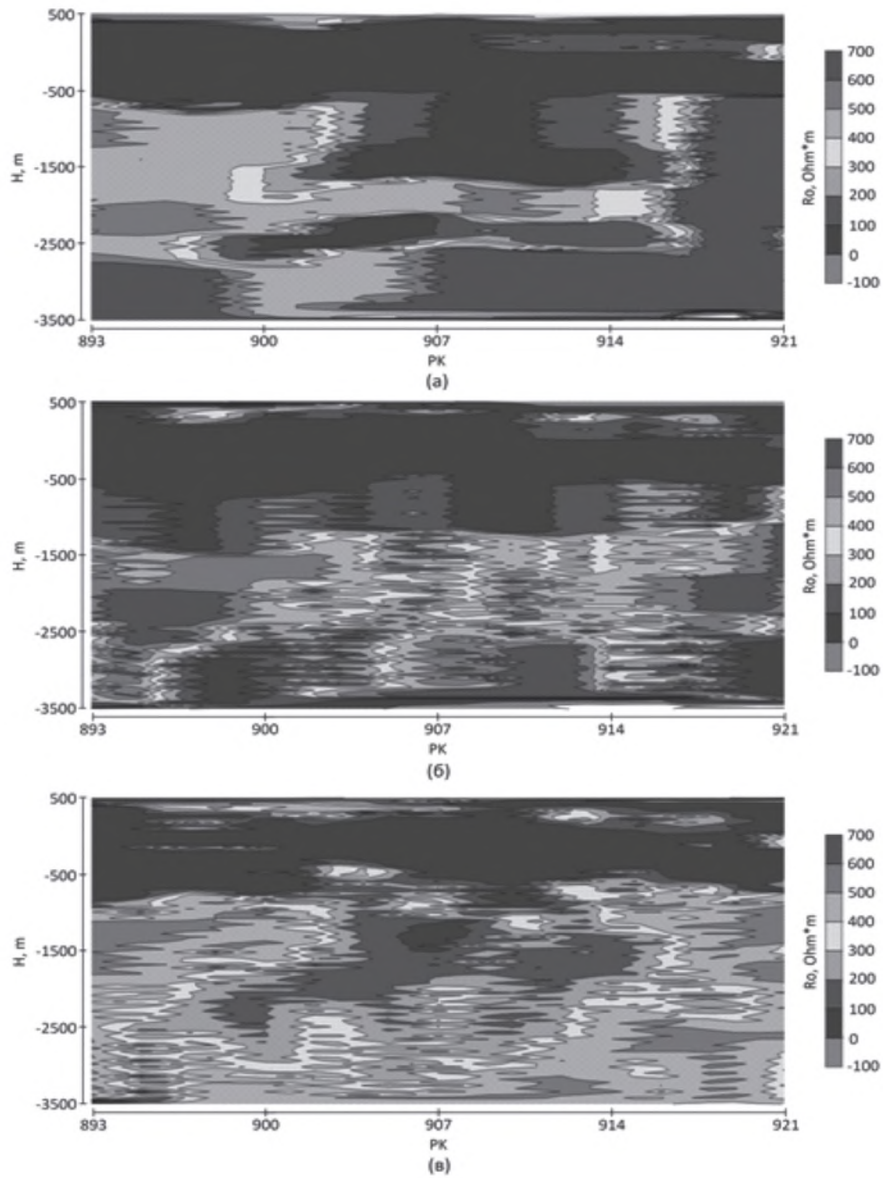


Рис. 1. Ручная интерпретация профиля ЗСБ (а), автоматическая интерпретация с привлечением геологической априорной информации об уровнях залегания отдельных горизонтов (б), автоматическая интерпретация полевого материала 40-слойными моделями без привлечения геологической априорной информации (в).

Ни рис. 1 представлены результаты, полученные в ходе выполнения ручной интерпретации небольшого профиля ЗСБ, а также путем применения процедуры автоматической инверсии для соответствующей группы отработанных пикетов.

Однако за счет такой ограниченности конечный результат автоматической интерпретации имеет значительные неточности в сравнении с известной каротажной информацией (рис. 1а). Этого нельзя сказать о полученных 40-слойных моделях (рис. 1в). Относительно фундамента, имеющегося на подобранных вручную моделях, следует сказать, что его присутствие никак не проявляется при выполнении процедуры прямого моделирования, ввиду, по всей видимости, недостаточной продолжительности регистрируемых изменений электромагнитного поля в среде. Этим объясняется его отсутствие при рассмотрении результатов автоматической инверсии по профилю.

Отдельно стоит остановиться на времени, требующемся для решения обратной задачи электроразведки с применением инверсии Оккама и прямого моделирования приближенным методом Кристенсена на компьютере средней мощности. Автоматическая интерпретация одного отработанного пикета с учетом априорной информации об уровнях залегания 10–12 отдельных горизонтов выполняется в среднем за 1,5–2 секунды, интерпретация наблюдаемого сигнала посредством 40-слойной модели составляет около 10–11 секунд. Таким образом, представленный на рис. 1в разрез, состоящий из 29 пикетов, был получен примерно за 5 минут. С учетом этой информации трудно недооценить преимущества использования программно-реализованных алгоритмов решения прямой и обратной задач, учитывая необходимость значительно большего времени для ручной интерпретации этого набора данных.

Литература

1. Steven C. Constable, Robert L. Parker, Catherine G. Constable. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*. Vol. 52, No. 3 (March 1987). P. 289–300.
2. Niels B. Christensen. A generic 1-D imaging method for transient electromagnetic data. *Geophysics*. Vol. 67, No. 2 (March-April 2002). P. 438–447.
3. Таранюк А.В. Автоматическая инверсия Оккама с использованием алгоритма Кристенсена в задачах рудной геофизики. Четырнадцатая уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник науч. Материалов, Пермь, 18–22 марта 2013 г. Пермь: ГИ УрО РАН. 2013. С. 243–247.
4. Таранюк А.В. Исследование зависимости глубины проникновения электромагнитного поля от параметров модели среды при решении прямой задачи МПП с использованием приближенного алгоритма Кристенсена. XII международная конференция "Геоинформатика: теоретические и прикладные аспекты", Киев, 13–16 мая 2013 г. Тезисы опубликованы в электронном виде. С. 1–6.

**А.В. Черемных, А.А. Бобров, А.С. Черемных, Р.М. Зарипов,
А.К. Семинский**

**ДЖИДИНО-УДИНСКАЯ РАЗЛОМНАЯ ЗОНА (БАЙКАЛЬСКИЙ РЕГИОН):
ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА И ГАЗОВЫЕ ЭМАНАЦИИ**

Институт земной коры СО РАН, г.Иркутск

Введение

Джидино-Удинская разломная зона расположена в Западном Забайкалье и является элементом трансрегионального Джидино-Витимского глубинного разлома. Последний, протяженностью около 1000 км, проходит вдоль юго-восточных склонов хребтов Хамар-Дабан и Улан-Бургасы до среднего течения р. Витим [1]. Разлом прослежен геофизическими методами, в частности, по наличию гравитационной ступени и резкого изменения значений магнитного поля [1–3 и др.]. Геофизические исследования показали, что он пересекает земную кору на всю мощность, разделяя тектонические блоки отличающиеся историей геологического развития [3]. Кроме того, в зоне влияния Джидино-Витимского глубинного разлома наблюдаются выходы радоновых вод (Халютинский аршан и др.) указывающие на значительную глубину проникновения дизъюнктива в земную кору. Джидино-Удинская разломная зона как элемент глубинного разлома весьма интересна для исследования тектоники, внутренней структуры и газовых эманаций в её пределах.

Методы исследования

При проведении исследования применены геолого-структурные, геофизические и геоморфологические подходы. На региональном уровне подобное комплексирование методов, позволяющих оценить характер нарушенности земной коры разрывами, апробировано при изучении межблоковых разломов северо-западного плеча Байкальского рифта [5].

Геоморфологические методы применялись в дистанционном варианте (линеamentный анализ и вычисление градиента рельефа на базе цифровых моделей Aster GDEM2 [4] с построением соответствующих карт) и в экспедиционном (топографическая съемка на двух участках юго-восточного склона хребта Улан-Бургасы с последующей обработкой количественной информации).

Геолого-структурные исследования проведены в серии точек наблюдения, расположенных вдоль простираения Джидино-Удинского разлома на отрезке от с. Каленово на юго-западе до с. Унэгэтэй на северо-востоке. Стандартное описание геологической структуры в каждой точке сопровождалось массовым замером разрывов и трещиноватости горных пород, а также документацией специфических структурных форм (штрихи скольжения, смещения маркеров и т.п.), что позволило применить тектонофизические методы при обработке материала [6, 7].

Эманационные исследования проведены с помощью двух приборов: радиометр радона РРА-01М-03 и комплекс измерительный для мониторинга радона «КАМЕРА-01». Кроме измерения объемной активности радона в подпочвенном воздухе было проведено опробование выходов на дневную поверхность подземных вод на содержание в них радона и гелия.

Геофизические исследования в зоне Джидино-Удинского разлома проведены на двух участках юго-восточного склона хребта Улан-Бургасы вблизи населенных пунктов Онохой-Шибирь и Хара-Шибирь. На участках, по профилям поперек разломного уступа, проведена томография с помощью многоэлектродной электроразведочной станции «Скала-48». Используемая нами установка позволила изучить строение разреза до глубины 40 метров.

Наши исследования выявили некоторые особенности внутренней структуры, напряженно-деформированного состояния и дегазации зоны Джидино-Удинского дизъюнктива.

Результаты работ

Первые особенности внутренней структуры дизъюнктива выявлены еще на основе линеаментного анализа. Отмечено преобладание линеаментов северо-восточного и северо-западного простирания. Менее проявлены субмеридиональные линейные формы рельефа. В целом зона выделяется в рельефе резким градиентом высотных отметок. Наиболее высокий градиент, как и следовало ожидать, отмечается у юго-восточных склонов хребтов Хамар-Дабан и Улан-Бургасы. Обработка топографических профилей в пределах детальных участков показала, что градиент рельефа в пределах тектонического склона хребта распределен неравномерно и кроме основного перегиба рельефа фиксируются его локальные вариации, вероятно связанные с сопутствующими разрывами зоны главного разлома.

Структурно-парагенетический анализ разрывов и трещиноватости горных пород позволил выявить в Джидино-Удинской зоне четыре ранга дизъюнктивных дислокаций и установить наиболее характерное сочетание последних. Изучено 23 зоны скалывания четвертого (локального) уровня, систематизация которых по ориентировке установила наличие пяти направлений разрывов третьего уровня (рис. 1 А). Структурно-парагенетический анализ, проведенный для этих разрывов третьего уровня показал, что наиболее проявлен парагенезис (ПГ) номер VII (10 решений), соответствующий сбросу второго уровня с простиранием 50° (рис. 1 Б, В). Другим распространенным парагенезисом третьего уровня является левый сдвиг с простиранием 290° (ПГ-IV), который также обеспечен 10 решениями, но с меньшим количеством реконструкций, отвечающих сместителю разлома (2 решения № 13 и № 19). В связи с чем, в дальнейшем анализе, рассматривается левосторонний сдвиг второго уровня запад-северо-западного простирания. Разломные зоны третьего уровня, представленные ПГ-III и ПГ-V (9 и 8 решений соответственно) являются дизъюнктивами, образующими внутреннюю структуру уже установленных зон сброса и сдвига второго уровня (рис. 1). Наиболее проявленные зоны второго порядка охватывают 16 из 23 решений. Дальнейший парагенетический анализ выявил еще четыре вероятных разломов второго уровня. Это сброс с ориентировкой 70° , субширотный сброс, взброс – 70° и левосторонний сдвиг с простиранием 50° . Результаты анализа показали что, в зоне Джидино-Удинского разлома широко развиты сбросы с простиранием 50 , 70 и 90° , отражающие сегментное строение дизъюнктива. Парагенезисам выявленных сбросов удовлетворяет $>50\%$ решений о зонах скалывания четвертого уровня. Вероятно, разлом был подновлен в кайнозойе, при рифтогенезе, т.к. сбросы зафиксированы и в слабосцементированных породах Иволгинской и Удинской впадин. Кроме того, на разных этапах, разлом развивался как взброс и сдвиг с левосторонней компонентой смещения. Таким образом, Джидино-Удинский дизъюнктив характеризуется сложной иерархической внутренней

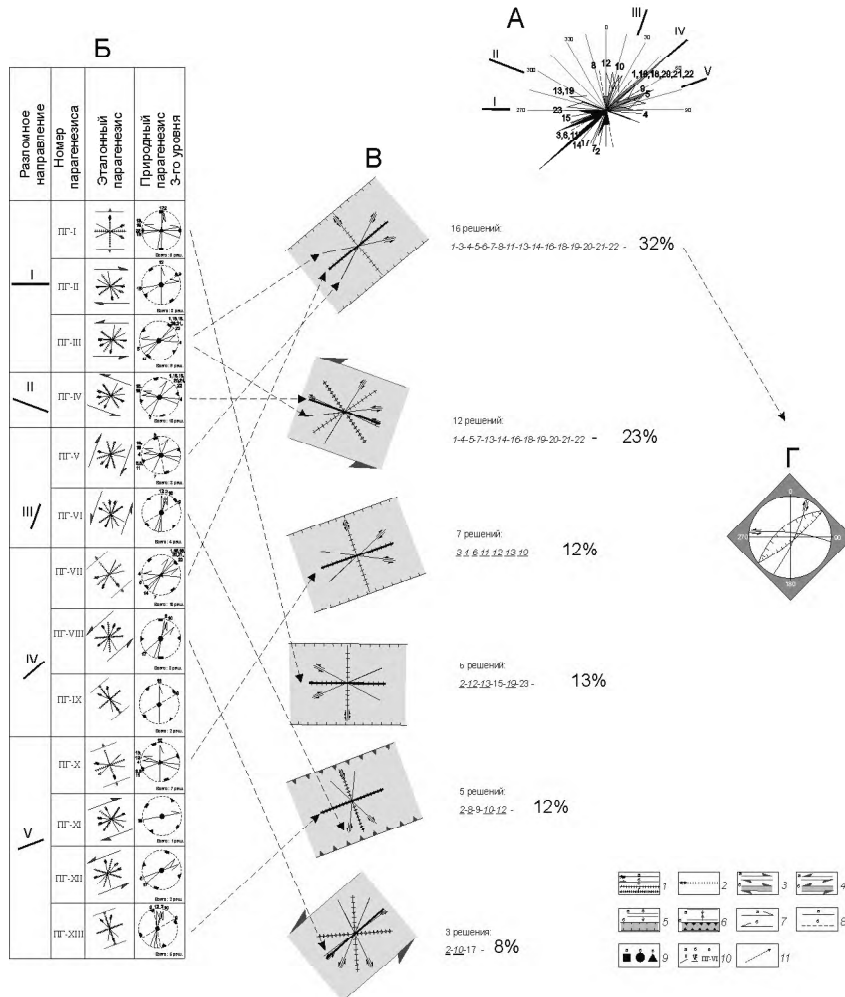


Рис. 1. Структурно-парагенетический анализ разрывов Джидино-Удинской зоны. I – система разрывных структур с левосдвиговым (а), правосдвиговым (б), сбросовым (в) и взбросовым (г) перемещением крыльев; 2 – системы разрывов одинаковой ориентировки, но с разным характером перемещения крыльев; 3–6 – зоны 3-го (а) или 2-го (б) региональных уровней иерархии: правый сдвиг (3), левый сдвиг (4), растяжения (5) или сжатия (6) земной коры; 7–8 – ориентировка и тип зоны скалывания 4-го уровня: 7 – право- (а) или лево- (б) сдвиговая; 8 – сбросовая (а) или взбросовая (б); 9 – выходы на верхнюю полусферу осей главных напряжений $\sigma_{\text{раст}}$ (а), σ_2 (б) и $\sigma_{\text{сж}}$ (в); 10 – нумерация разломных направлений (а), решений о зоне скалывания на локальном уровне (б) и парагенезиса разрывных структур 3-го регионального уровня (в); 11 – шаги анализа (пояснения в тексте).

структурой и разнонаправленными перемещениями крыльев магистрального шва на разных этапах формирования дислокации.

Электротомография подтвердила сложное внутреннее строение зоны у магистрального шва Джидино-Удинского разлома. Основной сместитель наблюдается у подножья склона и характеризуется резким изменением проводимости горных пород на геоэлектрическом разрезе, что, вероятно, связано со значительной мощностью об-

ломочных образований под склоном и интенсивным разрушением пород висячего крыла разлома. Однако и в пределах лежащего крыла разлома, на тектоническом склоне, в кристаллических горных породах наблюдаются частные сместители, выраженные на разрезе областями пониженных сопротивлений. Кроме того, результаты томографии отражают фундаментальную особенность разломных зон - увеличение плотности сопутствующих разрывов вблизи магистрального сместителя.

Исследования концентраций радона в подпочвенном воздухе показали, что объемная активность этого газа варьирует в широких пределах от достаточно невысоких содержаний (~ 200 Бк/м³) до значительных концентраций ($\sim 148\,000$ Бк/м³). В выходах подземных вод наибольшее зафиксированное нами значение объемной активности радона составило ~ 350 Бк/л. Повышенные и высокие концентрации радона в подпочвенном воздухе зафиксированы в основном вблизи юго-восточных склонов хребтов Хамар-Дабан и Улан-Бургасы. Здесь же выявлена высокая концентрация гелия в одном из выходов подземных вод у подножья склона хребта, что косвенно указывает на местоположение магистрального сместителя Джидино-Удинского разлома и подтверждает значительную глубину его заложения. Однако выходы на поверхность радоновых вод наблюдались на некотором удалении (несколько километров) от уступа вглубь хребта. Кроме того, исследования на детальных участках показали, что максимум аномалий радона в подпочвенном воздухе, как правило, смещен в сторону тектонического уступа (поднятого крыла разлома). Вероятно, эта особенность связана со значительной составляющей непроницаемых для газа продуктов выветривания (глин) в нижней части склона хребта, и лишь на склоне, где преобладает обломочный материал и глин становится меньше, устраняется препятствие для газовых эманаций.

Комплексный подход в исследовании Джидино-Удинского дизъюнктива позволил установить палеотектонические обстановки формирования этой дислокации, некоторые особенности внутренней структуры зоны и количественно охарактеризовать газовые эманации в её пределах.

Авторы благодарны заведующему лабораторией тектонофизики ИЗК СО РАН, д. геол.-минер. наук К.Ж. Семинскому за постановку проблемы, методические рекомендации по сбору и обработке материала, а также обсуждение результатов исследования. *Работа выполнена при поддержке СО РАН (ОНЗ-7.6) и РФФИ (проект №12-05-00322).*

Литература

1. Булгатов А.Н., Булнаев К.Б., Очиров Ц.О., Турунхаев В.И. Тектонические разломы Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978, 112 с.
2. Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Селезнев В.С. Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
3. Очиров Ц.О. Блоковая тектоника Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 199 с.
4. <http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp>
5. Семинский К.Ж., Кожевников Н.О., Черемных А.В., Поспеева Е.В., Бобров А.А., Оленченко В.В., Тугарина М.А., Потапов В.В., Бурзунова Ю.П. Межблоковые зоны северо-западного плеча Байкальского рифта: результаты комплексных геолого-геофизических исследований по профилю п. Баяндай м. Крестовский // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 2. С. 250–269.
6. Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. № 1. С. 60–72.
7. Семинский К.Ж., Черемных А.В. Трещинные сети и напряженное состояние кайнозойских осадков Байкальского рифта: новые возможности структурно-парагенетического анализа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 3. С. 450–469.

ĐÀÇÄÄË III

Ï ÅÒÐÎ ÈÎ ÃÎ -ÃÃÎ ÕÈÌ È×ÃÑÊÈÅ È
Ì ÈÍ ÅÐÄÃÃÍ È×ÃÑÊÈÅ ÀÑÌ ÅÊÒÛ
ÒÅÊÒÎ Í È×ÃÑÊÈÕ ÈÑÑËÄÄÎ ÄÄÍ ÈÉ

Н.В. Бердников, В.Г. Невструев

**ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
УГЛЕРОДИСТЫХ ТОЛЩ С БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ В
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БУРЕЙНСКОГО МАССИВА**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Комплексные аналитические исследования углеродистых терригенно-осадочных толщ на Дальнем Востоке России [1, 2] показали, что с ними связан новый тип благороднометалльной минерализации. Эти породы требуют тщательного изучения с целью разработки способов выявления и локализации в них минерализации, которая в будущем может стать одним из новых природных источников золота и платиноидов.

Для выяснения природы благороднометалльной минерализации в углеродистых толщах важно иметь представление об условиях их формирования, которые отражены в их геохимической характеристике. Платиноносные и золоторудные с попутной платиной объекты в углеродистых сланцах существенно различаются по сумме и соотношению щелочных металлов [3]. Относительное обогащение сланцев платиноидами коррелируется с уменьшением общей щелочности пород (K_2O+Na_2O менее 4 %) и увеличением отношения K_2O/Na_2O (от 5 до 50). В данной работе рассмотрены геохимические характеристики углеродистых пород кимканской и сутырской толщ на востоке Буреинского массива с целью выяснения условий их образования.

Буреинский массив является частью раннепалеозойского орогенного пояса [4]. В его восточной части выделяется Цзямуси-Буреинский микроконтинент. По данным гравиметрии и сейсмометрии в южной части района исследования фиксируется пограничная ступень, разделяющая два суперблока – континентальный, характеризующийся земной корой нормальной мощности (35–40 км) и скоростью сейсмических волн (6.5 км/с), и переходный, с более тонкой земной корой (25–35 км) и скоростью сейсмических волн 6.2–6.3 км/с [5]. В соответствии с этими данными сутырская толща вместе с образованиями Туранского блока и Мельгинского прогиба относится к континентальному, а кимканская толща в составе отложений хинганской серии Кимканского прогиба – к переходному суперблоку земной коры.

Сутырская толща слагает протяженный (до 75 км) и узкий (до 5 км) тектонический блок в зоне Хинганского разлома. Возраст толщи неясен и по мнению некоторых исследователей сопоставим с кимканской толщей, в которой установлена нижнекембрийская фауна. В составе толщи ведущая роль принадлежит серицит-кварц-графитовыми сланцам среди которых встречаются филлиты и метаалевролиты повышенной углеродистости, мраморы и кварциты, а также пласто- и линзообразные тела «черных» сланцев мощностью от 4 до 150 м и протяжённостью до 900 м с содержанием углеродистого материала на отдельных участках до 80 %. Общая мощность толщи оценена в 1500 метров.

Локально породы подверглись гидротермальному воздействию, проявленному в развитии тонкопрожилкового окварцевания и незначительной сульфидизации.

Кимканская толща завершает разрез венд-нижнекембрийской хинганской серии Кимканского прогиба. В ее составе распространены рассланцованные песчаники, алевролиты, углеродистые глинистые сланцы, местами превращенные в углеродистые филлиты; встречаются слюдяно-кварцевые сланцы, мраморы, кварциты и пачки высокоуг-

леродистых сланцев (2.8–25.7 % $C_{\text{орг}}$) мощностью от 30 до 100 м и протяжённостью до 2500 м. В связи с формированием ордовикских интрузий гранитов породы толщи контактово метаморфизованы в условиях амфибол- и мусковит-роговиковой фаций, суммарная мощность нижней подтолщи достигает 1000 метров.

Электронно-микроскопические исследования показали, что в сланцах сутырской толщи редкие микровключения платины и золота встречаются с примерно равной частотой, независимо от степени измененности пород. В породах нижней части разреза кимканской толщи микровключения платиноидов существенно доминируют, особенно в гидротермально измененных и металлоносных (железородных) разностях. Геохимическая характеристика изученных толщ построена на средних содержаниях элементов в выборках, сформированных как из проб по практически неизменным породам, так и из пород, подвергшихся гидротермальным изменениям. Для кимканской толщи также составлена выборка из металлоносных разностей углеродистых сланцев.

Неизмененные углеродистые сланцы сутырской и кимканской толщ отличаются от NASC пониженными концентрациями железа, марганца, магния, фосфора и, особенно, кальция. В сланцах сутырской толщи содержание натрия соответствует NASC, а калия несколько ниже стандартного. В породах кимканской толщи наблюдается резкий дефицит натрия и незначительный избыток калия. Отрицательная аномалия СаО в химических составах толщ может свидетельствовать о том, что формирование осадков происходило ниже глубины карбонатоотложения. Отношение Ni/Co в сутырской толще (19.9) существенно превышает таковое в кимканской (1.8). Почти семикратное расхождение наблюдается и для отношения Ba/Sr, которое обусловлено высокой концентрацией бария в сланцах сутырской толщи.

Измененные сланцы обеих толщ отличаются от неизмененных повышенным (до уровня NASC) содержанием железа и марганца при сохраняющемся дефиците кальция. Поведение щелочей в них, как и в неизмененных, различно. Породы сутырской толщи, подвергшиеся гидротермальному воздействию, характеризуются выносом более 46 % натрия и привносом 54 % калия относительно неизмененных пород. Для измененных пород кимканской толщи наблюдается существенное обогащение натрием (около 57 %) и вынос калия (35 %). Измененные сланцы сутырской толщи содержат пониженные, а кимканской – повышенные относительно NASC концентрации фосфора.

Гидротермальные изменения сланцев сутырской толщи сопровождались выносом большинства микроэлементов с уменьшением их концентраций до 10 раз. Повышенные концентрации относительно исходных пород установлены только для Co в 2.5, Ni и Sr – в 4.7 раза. Привнос Sr происходил, видимо, одновременно с привносом Ca в процессе гидротермальной проработки. Уменьшение почти на порядок концентраций Ba при увеличении содержаний Sr привело к уменьшению их отношения до 0.41. Соотношения прочих микроэлементов изменилось незначительно. Концентрации микроэлементов в измененных породах кимканской толщи имеют иной диапазон колебаний. Повышение концентраций относительно неизмененных пород наблюдается для Co, Ni (близко к порядку), для Y – двукратное превышение, для Sr и Nb – в 3.5 раза.

Металлоносные сланцы кимканской толщи обогащены железом, марганцем и магнием. Содержания кальция близки к NASC, но относительно повышены на фоне резкой отрицательной аномалии этого элемента в неметаллоносных разностях. По содержанию кремнезема и фосфора они практически идентичны вмещающим сланцам и NASC, но резко обеднены титаном, глиноземом, натрием и калием.

Для железорудных разностей кимканской толщи, по сравнению с неизменными, установлено пятикратное повышение концентраций Co, Ni и Cs и незначительно (1.37) Y. В то же время содержания Sc, V, Cr, Rb, Zr, Sr, Th, U, в них понижены, максимально в 8 раз для рубидия.

Как в сутырской, так и в кимканской толще неизменные углеродистые сланцы характеризуются пониженным относительно NASC содержанием РЗЭ с некоторым обогащением их тяжелыми компонентами и слабой отрицательной аномалией Eu.

Измененные сланцы сутырской толщи, по сравнению с неизменными разностями, содержат повышенные количества легких и средних РЗЭ, что приводит к увеличению общей суммы до 232,17 г/т при $LREE_n/HREE_n = 2,56$. Отношение La/Yb увеличено в 7,5, а Gd/Yb – в 5 раз, что свидетельствует о том, что гидротермальные изменения сопровождались привносом преимущественно легких и средних лантаноидов. Наблюдается отчетливая отрицательная аномалия европия ($Eu_n/Eu_n^* = 0,8$), при слабой отрицательной аномалии церия ($Ce_n/Ce_n^* = 0,89$).

Неизменные углеродистые сланцы кимканской толщи имеют низкую сумму лантаноидов (“РЗЭ=87,3 г/т) при небольшом положительном наклоне графика распределения ($LREE_n/HREE_n = 0,82$). Отмечается слабая отрицательная аномалия европия ($Eu_n/Eu_n^* = 0,87$) и отсутствие аномалии церия. Фиксируются повышенные концентрации гадолиния и пониженные диспрозия и эрбия.

Измененные углеродистые сланцы кимканской толщи отличаются пониженными относительно NASC концентрациями тяжелых, близкими к стандарту – легких и повышенными – средних РЗЭ при общей сумме 202,43 г/т, что существенно выше значения NASC. Соотношения $LREE_n/HREE_n = 1,8$, La/Yb=19,16 и Gd/Yb=2,36. Европий имеет положительную аномалию ($Eu_n/Eu_n^* = 1,22$) при отрицательной аномалии церия ($Ce_n/Ce_n^* = 0,74$).

В металлоносных разностях кимканской толщи сумма РЗЭ составляет 32,19 г/т при $LREE_n/HREE_n = 0,53$, La/Yb=6,87 и Gd/Yb=1,34. Отмечается отчетливая положительная аномалия европия ($Eu_n/Eu_n^* = 1,33$) и отсутствие аномалии церия ($Ce_n/Ce_n^* = 1,04$). Образование положительной аномалии европия в морских глубоководных отложениях интерпретируется как привнос РЗЭ в осадки с гидротермальным флюидом [6].

Углерод изученных пород имеет различный изотопный состав. Для сланцев сутырской толщи характерны значения $\delta^{13}C_{VPDB}$ от -20,7 до -23,7 ‰, типичные для углерода биогенного происхождения. Сланцы кимканской толщи, за исключением одной пробы, имеют утяжеленный изотопный состав углерода ($\delta^{13}C_{VPDB} = -16,5 \pm 1,1$ ‰). При этом наблюдается последовательное утяжеление углерода от неизменных сланцев к измененным и металлоносным. В последних зафиксировано наиболее низкое значение $\delta^{13}C_{VPDB} = -9,5$ ‰). Утяжеленный изотопный состав углерода в породах кимканской толщи может быть обусловлен его образованием либо вследствие декарбонатизации в присутствии железа, либо за счет привноса тяжелого изотопа мантийного углерода из пород океанической коры в процессе ее гидротермального преобразования с формированием металлоносных осадков.

Для оценки условий формирования осадков использованы дискриминационные диаграммы. Фигуративные точки неизменных и измененных пород сутырской и кимканской толщ на дискриминационных диаграммах $La_n/Ce_n - Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_{3\text{общ}})$ и $\log(K_2O/Na_2O) - SiO_2$ расположены в поле активных континентальных окраин.

В металлоносных осадках кимканской толщи наблюдается отрицательная аномалия алюминия, что повлекло за собой изменение абсциссы выборки 5 на диаграмме $La_n/Ce_n - Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_{3общ.})$ до 0,08. В рудных интервалах Кимканского железорудного месторождения содержания алюминия всегда меньше содержаний железа независимо от концентраций последнего, в том числе и сланцах безрудных интервалов. В пробах железистых кварцитов содержания алюминия снижаются до значений менее 1%. Подобные низкие значения $Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_{3общ.})$ имеют рудоносные интервалы Тим-Ястребовской рифтогенной структуры с установленной высокой платиноносностью, а также никель-молибденовые с благородными металлами месторождения КНР в углеродистых сланцах. Аналогичные характеристики типичны для подавляющего большинства металлоносных осадков современных срединно-океанических хребтов и зон субдукции. По-видимому, на окраине континента в зоне кимканского прогиба существовали специфические условия формирования металлоносных осадков, сопоставимые с месторождениями рифтовых структур.

Для оценки источников сноса при формировании осадков, в том числе углеродистых сланцев докембрия, используется отношение Al_2O_3/TiO_2 . В выборках как неизмененных, так и измененных неметаллоносных сланцев рассматриваемых толщ это отношение варьирует от 17,5 до 24,4, что свидетельствуют о том, что для них наиболее вероятным источником были породы от среднего до кислого состава. В металлоносных разностях величина этого отношения равна 9. При среднем содержании SiO_2 в «металлоносной» выборке 60,71% такое значение тяготеет к тренду изверженных пород мафического состава.

Таким образом, формирование осадков сутырской и кимканской толщ происходило в условиях активной континентальной окраины при субдукции океанической коры Палеоазиатского океана под Сибирскую платформу, частью которой является Буреинский массив. В образовании металлоносных осадков кимканской толщи принимали участие породы основного или ультраосновного состава. Процесс седиментации сопровождался гидротермальной деятельностью. Эти особенности, в отличие от сутырской толщи, обусловили формирование в зоне кимканского прогиба металлоносных магнезиальных, железорудных и железо-марганцевых осадков с рядом из которых связана преимущественно платиноидная благороднометалльная минерализация.

Литература

1. Бердников Н.В. Тонкодисперсное золото и платиноиды в графитовых сланцах Буреинского массива – новый тип благороднометалльного оруденения на Дальнем Востоке России// Вестник ОНЗ РАН. 2010. т. 2, NZ100004, doi:10.2205/2010NZ000051.
2. Ханчук А.И., Диденко А.Н., Рассказов И.Ю. и др. Графитовые сланцы как перспективный источник благородных металлов на Дальнем Востоке России// Вестник ДВО. 2010. № 3. С. 3-12.
3. Невструев В.Г., Бердников Н.В. Петрохимические критерии благороднометалльной минерализации углеродистых сланцев восточной части Буреинского массива// Проблемы комплексного освоения георесурсов. Материалы всероссийской научной конференции. Хабаровск. 2011. т. 2. С. 228-232.
4. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии// Тихоокеанская геология. 2003. т. 22. № 6. С. 7-41.
5. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / Ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышев, Б.Г. Саксин. Владивосток: Дальнаука. 2010. 332 с.
6. Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Научный мир. 1998. 340 с.

И.П. Войнова, С.В. Зябрев

**ПЕТРОГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИТОВ КИСЕЛЕВСКО-МАНОМИНСКОГО
ТЕРРЕЙНА**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Киселевско-Маноминский террейн является составной частью мезозойской Сихотэ-Алинской аккреционной системы, сформированной в ходе субдукционных процессов в юрско-меловое время на конвергентной границе восточной окраины Азиатского континента и западной части Палеоокеана, причем его образования являются наиболее молодыми в аккреционной системе. Возраст образований аккреционного комплекса обычно определяется на основе биостратиграфических исследований как средняя юра – апт. Изначально единая Киселевско-Маноминская аккреционная призма в результате постаккреционных тектонических процессов была расчленена и ее части смещены левосторонними сдвигами и частично скрыты под перекрывающими более молодыми отложениями. В результате в современном виде образования террейна обнажаются в виде разобленных сегментов, трассирующих узкую полосу северо-восточного простираения (с ЮЗ на СВ): Вяземский, включающий 3 блока - района п. Снарского, г. Придорожной и г. Известковой, Маноминский, Киселевский, Удыльский. Литолого-стратиграфическая последовательность отложений Киселевско-Маноминского террейна изучена и описана в ряде публикаций [1-6], но в статьях описания в основном приводятся по отдельным сегментам, а в монографиях, где сведения собраны воедино, к сожалению, петрогеохимическая характеристика вулканитов либо вообще отсутствует, либо дана очень кратко.

Наше исследование ставит целью дать петрогеохимическую характеристику вулканитов различных сегментов и определить геодинамические условия их формирования, что послужит дополнительным свидетельством тектонической природы этих образований. Исследование основывалось как на собственных материалах, частично опубликованных ранее [1] и новых, так и на заимствованных из [4, 6].

Вулканиты террейна представлены базальтами, их гиадокластитами, ассоциирующимися с океаническими пелагическими и гемипелагическими отложениями. В составе киселевско- маноминского комплекса преобладают базальты с содержаниями SiO_2 от 47 до 50 %, реже встречаются пикробазальты с $\text{SiO}_2 = 44-45$ % и андезитобазальты с $\text{SiO}_2 = 52-55$ %. Согласно классификационной диаграмме TAS, они соответствуют сериям пород нормальной щелочности и субщелочной ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O} = 3-8$ %), реже – щелочной. Наименьшей щелочностью обладают базальты р-она п. Снарский ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O} < 4$ %), наибольшей щелочностью обладают базальты г. Придорожной ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ в отдельных образцах достигает 9 %). Все базальты характеризуются преобладанием Na_2O над K_2O и относятся к натровой серии. Очень низкие содержания K_2O (< 1.5 %) в базальтах районов Снарском, Киселевском и Известковом, для Маноминского обычны содержания K_2O в интервале 1.5-4 %, среди базальтов Придорожного и Удыльского районов имеют место обе разновидности. Соответственно доля K_2O в сумме щелочей в базальтах Снарского и Известкового р-онов < 0.1 , Киселевского - < 0.25 , Маноминского – 0.2-0.45, Придорожного и Удыльского – 0.1 и 0.4 (два типа). Низкие содержания K_2O обуславливают сходство соответствующих групп базальтов с известково-щелочными и даже толеитовыми сериями. Базальты имеют ферро-титановую спе-

циализацию: содержание $TiO_2=1.5-3\%$, FeO^* - от 9 до 17.5 % (в гематитовых разновидностях). Лишь базальты г. Известковой отличаются низкими содержаниями титана и железа ($TiO_2=0.5\%$, $FeO^*=9\%$). Содержания других элементов нестабильны и изменяются в интервалах: $Al_2O_3 - 11-19\%$, $MgO = 2-9\%$, $CaO = 3-13\%$).

Распределение составов РЗЭ в базальтах имеет характер, соответствующий распределению в океанических вулканитах. На спайдер-диаграммах средних хондрит-нормированных составов REE (рис. а) и редких элементов (рис. б) графики показывают в целом незначительное обогащение LREE и распределяются следующим образом. Наименьшим обогащением по La от 20 до 50 раз характеризуются базальты Снарского блока – их графики располагаются между эталонными графиками базальтов типа OIB и EMORB, но наиболее близки базальтам типа EMORB, а по виду кривой они конформны графику типа NMORB. Для киселевских базальтов характерно обогащение La порядка 60-100 раз, в единичном случае – 200 раз, их кривые в основном располагаются между эталонными графиками базальтов типа OIB и EMORB, имея наибольшее сходство с OIB. Располагаются между эталонными графиками базальтов типа OIB и EMORB, маноминские базальты обогащены La в среднем чуть выше 100 раз и их график наиболее близок эталонному для OIB. Наибольшее обогащение (по La- 100-350 раз) характерно для придорожных базальтов. На спайдер-диаграммах средних хондрит-нормированных составов редких элементов (рис. б) проявлена та же закономерность по характеру обогащения и сходства с типовыми базальтами. Для большинства базальтов выявляются характерные для океанических базальтов Ta-Nb максимумы, лишь образец с г. Известковой выделяется Ta-Nb минимумом, что характерно для островодужных базальтов.

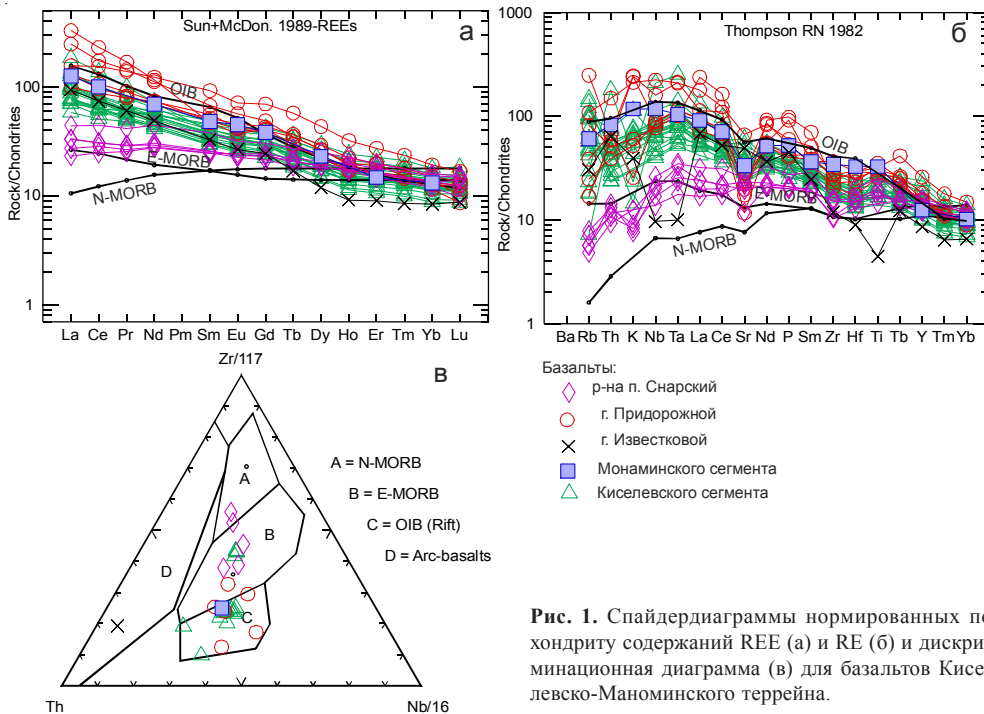


Рис. 1. Спайдердиаграммы нормированных по хондриту содержаний REE (а) и RE (б) и дискриминационная диаграмма (в) для базальтов Киселевско-Монаминского террейна.

Дискриминационные петрогеохимические диаграммы, позволяющие судить о геодинамической природе вулканитов, свидетельствуют об океанической внутриплитной обстановке их формирования ($Zr - Ti / 100 - 3Y$, $Zr - Zr / Y$). Судя по положению фигуративных точек на диаграмме $Th - Zr / 117 - Nb / 16$ (рис. в) и подобных диаграммах $Th - Hf / 3 - Nb / 16$ и $Th - Hf / 3 - Ta$, фигуративные точки снарских базальтов располагаются в полях составов базальтов COX, преимущественно типа E-MORB, но есть точки, располагающиеся близ границы E-MORB/N-MORB в поле N-MORB. Точки базальтов Киселевского и Маноминского сегментов и Придорожного блока располагаются преимущественно в поле внутриплитных базальтов, но небольшое количество – также в поле E-MORB. Базальты же г. Известковой соответствуют на этих диаграммах известково-щелочным базальтам вулканических дуг. Судя по диаграммам $Zr / 4 - 2Nb - Y$, $Mn * 10 - TiO_2 - P_2O_5 * 10$, позволяющим, кроме выделения основных типов базальтов, разделить внутриплитные базальты на толеитовые и щелочные, в Придорожном блоке и Маноминском террейне внутриплитные базальты имеют щелочной характер, среди киселевских базальтов имеют место и щелочные, и толеитовые, а среди снарских базальтов щелочных разновидностей нет, лишь к базальтам типа MORB добавляется небольшое количество толеитовых внутриплитных.

Соотношения Nb-Zr-Y свидетельствуют о формировании базальтов из плюмовых источников на океанических плато и океанических островах, причем точки базальтов Снарского блока располагаются в поле внутриплитных базальтов, точки базальтов Придорожного блока – в поле базальтов океанических островов, а точки киселевских, маноминских и удальских базальтов – и там, и там, но преимущественно все-таки в поле океанических островов. Геохимические типы источников, судя по соотношениям Th-Ta-Yb, соответствуют тренду эволюции океанических мантийных магм и имеют обогащенный в различной степени характер: снарские базальты отличаются наименьшей обогащенностью и близки E-MORB, остальные базальты имеют большую степень обогащенности, достигающую до уровня в базальтах типа OIB. Здесь так же выделяется образец базальта г. Известковой, состав которого соответствует составам известково-щелочных базальтов вулканических дуг.

Подводя итог, можно констатировать, что в Киселевско-Маноминском террейне присутствуют базальты, сформированные из плюмовых, обогащенных в различной степени источников. В разных сегментах аккрецированы и сохранились базальты различных типов: MORB (E-MORB и даже менее обогащенных, приближающихся по петрохимическим характеристикам к N-MORB), OIB (толеитовые и щелочные), VAB (известково-щелочные). Большинство базальтов формировалось на океанических островах во внутриплитной обстановке, они ассоциируют с кремнистыми пелагическими отложениями. Эти базальты имеют место во всех сегментах террейна. В Снарском блоке преобладают базальты с характеристиками MORB, преимущественно E-MORB – они, видимо, сформированы над плюмом либо в спрединговом хребте, либо близ него. Базальты г. Придорожной имеют наиболее щелочной и обогащенный характер, они ассоциируют с гемипелагическими отложениями и формировались вероятно в области, приближенной к зоне субдукции. Для г. Известковой из этого же сегмента имеется лишь один анализ (единственный для всего Киселевско-Маноминского террейна), но отличается от всех других и свидетельствует, что этот базальт сформировался в вулканической дуге (это единственное геохимическое свидетельство ее существования). Различия в петрохимических составах базальтов возможно является следствием раз-

личной мощности коры. Так, соотнеся геохимические метки изученных базальтов с графиком « $[SM/Yb]CN$ – мощность литосферы», по [7], можно предполагать мощность литосферы при формировании снарских базальтов минимальную, киселевских – порядка 10-25 км, маноминских – 25-45 км, придорожных – 50-70 км. Характер распределения базальтов различных типов по сегментам возможно объясняется направлением движения океанической плиты относительно конвергентной границы и постаккреционной сложной тектонической перестройкой.

Литература

1. Войнова И.П., Зябрев С.В., Приходько В.С. Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1994. Т.13. № 6. С. 83-96.
2. Зябрев С.В., Мартынюк М.В., Шевелев Е.К. Юго-западный фрагмент Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса, Сихотэ-Алинь: стратиграфия, субдукционная аккреция и постаккреционные смещения // Тихоокеан. геология. 2005. Т.24, №1. С. 45-58.
3. Зябрев С.В., Анойкин В.И. Новые данные о возрасте отложений Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса по ископаемым радиоляриям // Тихоокеан. Геология. Т.32, № 3. С. 74-83.
4. Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 283 с.
5. Филиппов А.Н. Юрско-раннемеловой вулканогенно-кремнистый комплекс р. Маномы (Северный Сихотэ-Алинь): фрагмент осадочного чехла палеоокеанической плиты // Тихоокеан. геология. 2001. Т.20, № 1. С. 25-38.
6. Филиппов А.Н., Говоров Г.И., Чашин А.А., Пунина Т.А. Вещественный состав и обстановки формирования кремнисто-вулканогенных образований Нижнеуссурийского сегмента Киселевско-Маноминского террейна (Западный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. Геология. 2010. Т.29, № 4. С. 19-33.
7. Humphreys E. R., Niu Y. On the composition of ocean island basalts (OIB): The effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism. *Lithos*, 112 (2009) 118–136.

А.В. Волков¹, Т. Серафимовский², Г. Тасев², А.А. Сидоров¹

**ПЕРЕОТЛОЖЕННОЕ Fe-Ni МЕСТОРОЖДЕНИЕ РЖАНОВО В ВАРДАРСКОЙ
ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЕ**

¹ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва

²Университет им. «Гоце Делчева», г. Штип, Республика Македония

Месторождение Ржаново (Республика Македония) – типичный представитель уникальных переотложенных латеритных Fe-Ni-месторождений в знаменитом балканском офиолитовом поясе Вардар (рис. 1). Рудник Ржаново работает с небольшими перерывами вот уже более 30 лет. С 1980 г. до наших дней было добыто около 11.2 млн. т руды со средним содержанием никеля 0.92–0.94%. В последние 2 года была проведена детальная разведка, запасов руды на глубоких горизонтах месторождения. Эти работы сопровождалась научными исследованиями, позволившими детально проанализировать новые геологические данные, изучить минералого-геохимические особенности руд месторождения при помощи современных аналитических методов, и на этой основе уточнить модель его формирования.

Геотектоническая позиция. Македонский офиолитовый комплекс – неотъемлемая часть Восточного Средиземноморья – региона, обладающего одной из крупнейших в мире концентрацией офиолитов. Большинство юрских офиолитов этого региона принадлежат к Оманскому надсубдукционному типу [4]. Следует подчеркнуть, что для возникновения и пространственного перемещения юрских офиолитовых комплексов и связанных с ними Fe-Ni месторождений в южной части Балканского полуострова, наиболее важную роль играла Вардарская зона – сложный тектонический блок между сербско-македонским массивом на востоке и Динаридами и Геленидами на западе. Это более чем 1000 км длины и 60–80 км ширины пояс, протягивающийся в СЗ-ЮВ направлении, к северу от Белграда через Сербию и Македонию до Эгейского моря в северной части Греции, где он погружается и поворачивает на восток, как часть Измир-Анкаринской зоны (рис. 1).

В течение верхней юры процесс открытия сменился на процесс закрытия Вардарского океана, усложнившийся на востоке коротким периодом субдукции, в результате чего был сформирован пелагический уровень океанической коры, сопровождавшийся развитием гранитоидного магматизма. Этот этап закончился молодым киммерийским орогеном (коллизией в конце верхней юры и в основном в нижнем мелу) и созданием континентальных условий развития в Вардарской зоне [5].

Месторождение Ржаново расположено в пределах Козуфского рудного района недалеко от македонско-греческой границы (рис. 1). Это одно из крупнейших Fe-Ni месторождений в Вардарской зоне. В геологическом строении района принимают участие: известняки (альб-сеноман), переотложенные латеритные Fe-Ni-руды (мел), различные сланцы (вероятно, мел), ультраосновной комплекс (серпентиниты) с габбро пегматитами и родингитами, а также третичные вулканиты.

Геология месторождения Ржаново представляет собой нескольких параллельных надвигов измененных серпентинитов, сланцев и мраморов. Более поздние тектонические движения (постнадвиговые) образуют радиальную структуру. Главные породы, затронутые процессами выветривания, представлены перидотитами, габбро-диа-

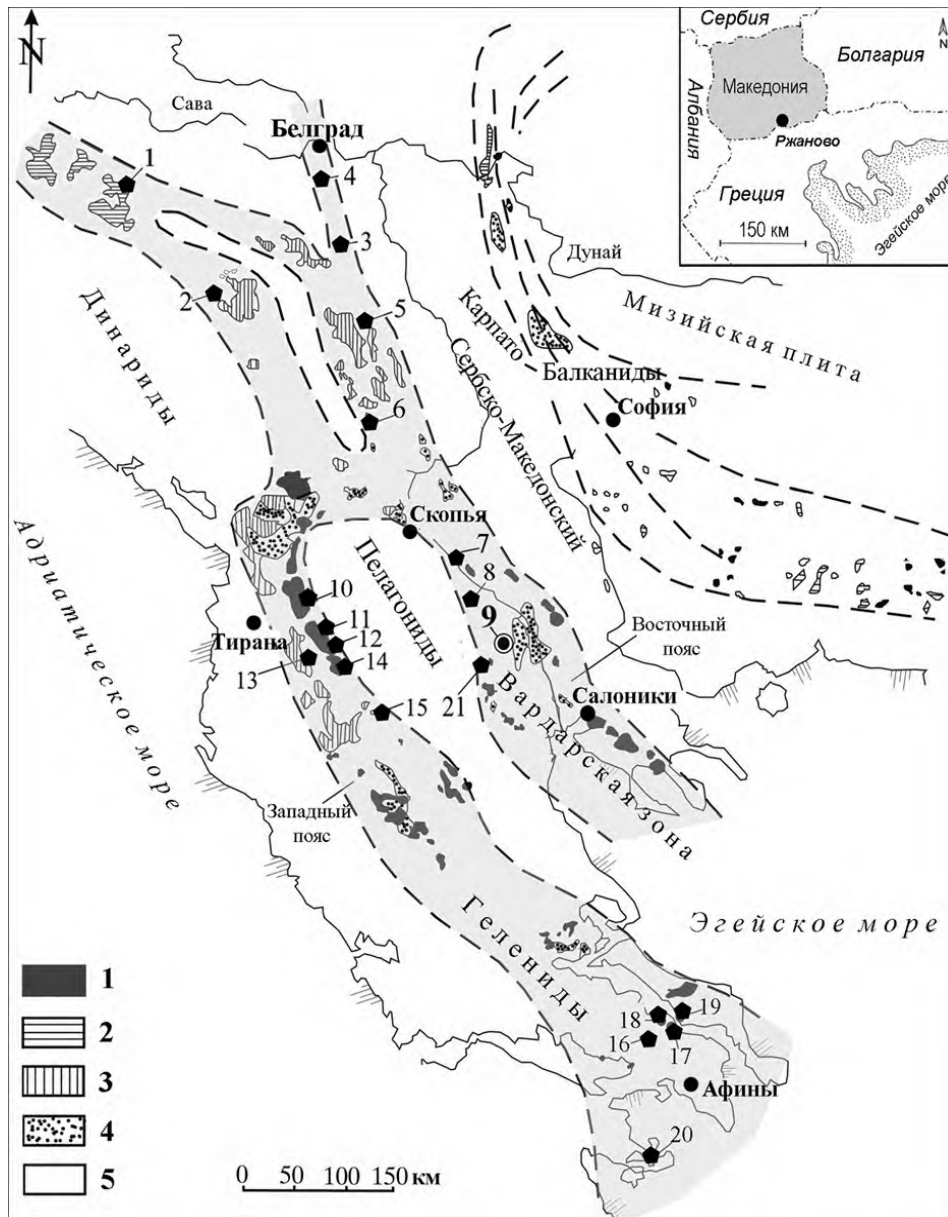


Рис. 1. Положение основных месторождений и рудопоявлений силикатного никеля и никель-содержащих железных руд на западе и востоке офиолитового пояса Юго-Восточной Европы.

1 – Дуниты и гарцбургиты; 2 – Гарцбургиты (преобладают); 3 – Лерцолиты; 4 – осадки ассоциирующие с подушечными лавами; 5 – Другие породы. 1–21 – Ni-силикатные и Fe-Ni-месторождения и рудопоявления: 1 – Конжух (Co, Ni, Fe), 2 – Мокра Гора (Fe-Ni), 3 – Липовак (Fe-Ni), 4 – Ба (Ni-силикатное), 5 – Велюч (Ni), 6 – Глоговач (Ni), 7 – Главница (Ni), 8 – Велес-Клера (Fe-Ni), 9 – Ржаново (Fe-Ni), 10 – Кукес (Fe-Ni), 11 – Пишкаш (Fe-Ni), 12 – Буштрак (Fe-Ni), 13 – Гумаж (Fe-Ni), 14 – Гурии Кук (Fe-Ni), 15 – Билич (Fe-Ni), 16 – Герония (Fe-Ni), 17 – Беотия (Fe-Ni), 18 – Ларумна (Fe-Ni), 19 – Централ Ебойя (Fe-Ni), 20 – Арголлис (Fe-Ni), 21 – Альмопилас (Fe-Ni).

базами или серпентинитами. Химический состав оливина и Ni-Fe, Fe-Mn и Ca-Fe корреляционные диаграммы позволяют отнести ультраосновные породы к “ультраметаморфитам” альпийского типа, ничем не отличающихся от других гипербазитов на Балканском полуострове [3].

Морфология рудного тела месторождения Ржаново непосредственно зависит от условий образования этого типа минерализации. В процессе образования месторождения Fe-Ni-минерализация локализовалась на контакте между юрскими серпентинитами и сланцами в лежащем боку и меловыми известняками в висячем боку рудного тела. Однако сегодня рудное тело имеет типичную инверсионную позицию в результате интенсивных тектонических движений в конце юрского периода: меловые отложения в настоящее время слагают лежащий бок рудного тела, в то время как юрские серпентиниты находятся в висячем боку рудного тела. На поверхности последнее прослеживается в длину около 4 км со средней мощностью 30-50 м. Местами рудное тело перекрыто надвигом, а на юге – туфами неогеновых андезитов. Следует отметить, что рудное тело в интервале абсолютных отметок 955–470 м (примерно 500 м по вертикали) залегает без признаков выклинивания и выглядит в разрезе как слегка изогнутая пластина. Рудное тело имеет непрерывный характер, хотя тектоника в районе была весьма интенсивной. Рудное тело месторождения Ржаново сложено: массивными и рассланцованными магнетитовыми рудами, оолитовыми, рассланцованными и массивными гематитовыми рудами, рибекитовыми, стилипномелановыми и доломит-талковыми сланцами, серпентинитами.

Геолого-генетическая модель. Формирование Fe-Ni руд месторождения Ржаново находится в прямой связи с эрозией латеритных кор по юрским ультраосновным породам. Из тех, латеритов, сегодня сохраняются только реликты в серпентинитах. Детальное изучение латеритных кор и сравнение с другими переотложенными железо-никелевыми месторождениями в зоне Вардар, показывают, что на месторождении Ржаново отсутствуют обломочные отложения, которые обычны для латеритных месторождений. Следовательно, отложение материала на месторождении Ржаново и его ближайшем окружении происходило в стабильных условиях, без привноса грубого обломочного материала, в связи с этим первоначально образованные латериты не были разубожены в течение переотложения (при помощи механического и химического процессов).

Процесс латеритизации и формирование типичных латеритных кор нонтронитового типа имел место в течение нижнего мела до альба. Эрозия нонтронитовой коры и транспортировка материала в осадочные бассейны произошла до отложения альб-сеноманских известняков. Следует отметить, что привнос материала из первичных латеритных кор не был постоянным. Существовали периоды, когда из окружающих пород в бассейн поступало большое количество не латеритного материала. Поэтому, мы иногда находим образцы с повышенным содержанием микроэлементов, которые не имеют ультраосновного происхождения. Из-за этого разубоживания снижалось содержание никеля в отдельных частях рудоносных отложений.

В течении альб-сеномана произошло отложение карбонатных осадков и диагенез всего переотложенного материала. Во время этих диагенетических и эпигенетических процессов произошли следующие изменения первичных минералов и образование новых минералов (например, гематита, магнетита, миллерита, пирита и хлорита, а также смешанных слоистых минералов, образованных вместо глинистых минералов). Вмещающая среда была обогащена никелем, который поступал из коры выветривания, как гидрокарбонат никеля.

Месторождение Ржаново испытало динамо-метаморфизм в конце мела и эоцене или позднее. Осадочные породы были преобразованы в результате этого процесса в низкотемпературные метаморфические породы, включающие следующую минеральную ассоциацию: магнетит, гематит, стильпномелан, хлорит, тальк, магнезиорибекит, альбит, кальцит и доломит [2].

Заключение. Результаты изучения месторождения Ржаново показывают, что в минерально-сырьевой базе никеля, наряду с эндогенными Cu-Ni месторождениями, связанными с глубинными ультраосновными и основными породами и экзогенными Ni-силикатными месторождениями, развитыми в корях выветривания по серпентинитовым породам, можно выделить третью самостоятельную группу – метаморфизованных Fe-Ni переотложенных латеритных месторождений. Предложенная геолого-генетическая модель позволяет предполагать возможность формирования в связи с переотложением и последующим метаморфизмом обогащенных Ni, Cr и Co участков рудных залежей в месторождениях этого типа. В дальнейшем представляет практический интерес изучение распределения в переотложенных Fe-Ni месторождениях элементов платиновой группы (ЭПГ), золота и серебра, сведения о повышенных содержаниях которых в силикатных месторождениях неоднократно появлялись в отечественной и зарубежной литературе в последние 15 лет [1].

В офиолитовых поясах на территории России и странах СНГ к настоящему времени аналогов месторождения Ржаново не выявлено. Вместе с тем подобная Балканам геодинамическая и металлогеническая обстановка существовала на Южном Урале, Центральном Казахстане, востоке Евразийского континента, Кавказе.

Рассмотренные материалы, позволяют сделать вывод, что Fe-Ni переотложенные латеритные месторождения, несомненно, контролируются офиолитовыми поясами. Следовательно, известные в России офиолитовые комплексы (Уральский, Восточно-Саянский, Кавказский, Корякско-Камчатский и др.) заслуживают прогнозной оценки перспектив выявления месторождений этого типа.

Конъюнктура мирового рынка никеля в перспективе представляется весьма благоприятной, в основном вследствие большого роста потребления металла в странах АТР и, прежде всего, в Китае, Индии, Европе и странах СНГ. Поэтому промышленный интерес к месторождениям никеля разных типов, несомненно, будет только возрастать.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 12-05-00443-а).

Литература

1. Таловина И.В. Геохимия уральских оксидно-силикатных никелевых месторождений. СПб.: Изд-во НМСУ «Горный», 2012.
2. Boev B., Jankovic S. Nickel and nickelferous iron deposits of the Vardar Zone (SE Europe) with particular reference to the Rjanovo-Studena Voda ore-bearing series // University "St. Cyril and Methodius" Skopje, Faculty of Mining and Geology-Stip, 1996. Special Issue No.3. P. 270-278.
3. Maksimovic Z. Types of the fossil weathering of ultramafic rocks in SE Europe Bull. LXXV. Serb. Acad.Sci. Nat. Math. Belgrade.1981. №. 21. P. 13-26.
4. Robertson H. F. Contrasting modes of ophiolite emplacement in the Eastern Mediterranean region // Geological Society, London. Memoirs January 1. 2006. V. 32. P. 235-261.
5. Robertson A., Karamata S., Љарџ K. Overview of ophiolites and related units in the Late Palaeozoic-Early Cenozoic magmatic and tectonic development of Tethys in the northern part of the Balkan region. Ophiolites and related geology of the Balkan region // The Mesozoic ophiolite belts of the northern part of the Balkan Peninsula. Lithos, 2009. V. 108. №1-4. P. 1-36.

Ю.Г. Волохин

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В УГЛЕРОДИСТЫХ СИЛИЦИТАХ ТРИАСА СИХОТЭ-АЛИНЯ

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В отложениях триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня, силициты с максимальным содержанием органического углерода (0,3-8,5%) (фтаниты и глинистые фтаниты) концентрируются в позднеоленекско-среднеанизийской пачке (4-20 м) вблизи основания формации (рис. 1). Содержание углеродистых силицитов составляет 15-30, местами до 50% об. [1]. Они представляют радиоляриевые и спикулево-радиоляриевые кремни с варьирующим содержанием (50-92%) аутигенного кремнезема микрофоссилий и халцедон-кварцевого цемента породы, силикатной примеси, и дисперсно-рассеянного органического вещества (РОВ).

Минеральный состав. Кластогенная примесь в углеродистых силицитах представлена кварцем, альбитом, калиевым полевым шпатом, фрагментами пород: кремней, фтанитов и алевроаргиллитов, реже, базальтоидов. В глинистой фракции доминирует аллотигенный диоктаэдрический иллит ($b=9.04E$) политипа $2M_1$ при подчиненном количестве иллита политипа $1M$ [1]. Микронзондовым анализом (JXA 8100), выявлено более 60 минералов, относящихся: к самородным элементам (Au, Ag, Cu, Fe, W, Ni и

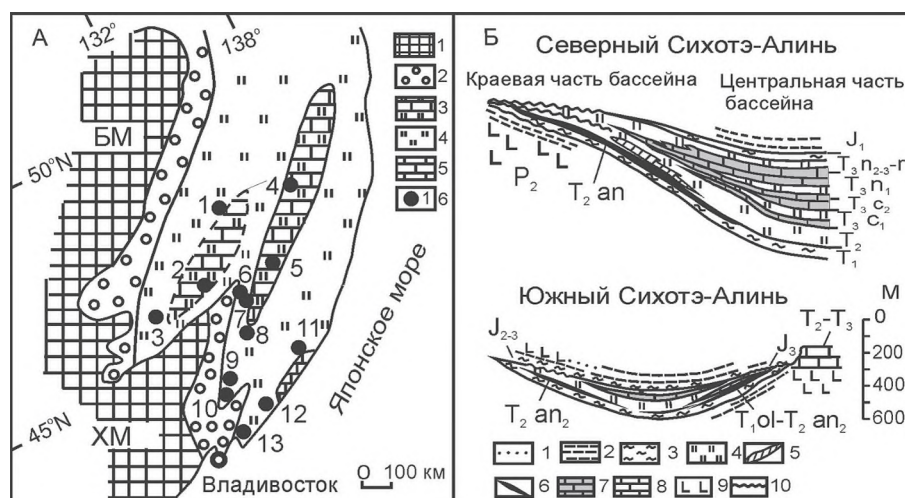


Рис.1. Выходы пачки углеродистых силицитов на схеме фаций триаса (А) и их положение в разрезе триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня (Б).

А. 1 – области размыва, 2 – терригенные шельфовые отложения. Фации триасовой формации:

3 – карбонатно-кремневая, 4 – кремневая, 5 – известняковая рифовая. 6 – выходы «фтанитовой» пачки: 1 – г. Хабаровск, 2 – г. Бикин. 3- с. Шичанг (КНР), 4 – р. Аноуй, 5 – р. Дальняя, 6 – р. Матай, 7 – р. Катэн, 8 – р. Горная, 9 – р. Огородная, 10 – с. Бреевка, 11 – Дальнегорск, 12 – руч. Широкая падь, 13 – р. Корейская. Б. 1 – песчаники, 2 – алевроаргиллиты, 3 – глинистые кремни и кремневые аргиллиты, 4 – кремни, 5 – яшмы, 6 – фтаниты, 7 – известняки бассейновые, 8 – известняки рифовые, 9 – базальты и туфы, 10 – стратиграфические перерывы.

Se), интерметаллидам (Cu_2Zn , Cu_3Zn_2 , Cu_3Zn , Cu_4Zn , CuSn , Cu_4Sn , Cu_8Sn , $\text{Cu}_4\text{Zn}_2\text{Ni}$, $\text{Ni}_2\text{Cu}_2\text{Zn}$, Ni_4Cd , и др.), сульфидам, арсенидам, вольфраматам, сульфатам, галоидам, йодатам, окислам и гидроокислам, карбонатам, силикатам, боросиликатам и фосфатам. В бассейне р. Уссури (р. Огородная) и р. Бол. Улитка, кроме Au, присутствуют аурикуприд, медистый палладий, Au- и Pd-содержащая медь. Среди сульфидов преобладает пирит, в т.ч. Mn-, Cu-, Zn-, и As-содержащие пириты; распространены сфалерит, галенит, халькопирит, присутствуют аргентит, пирротин, борнит, ковеллин, пентландит, арсенопирит, антимонит, бравоит, кобальтин, глаукодот, герсдорфит, ульманит, а также сульфиды со значительной примесью селена, и селениды (клаусталит – PbSe). Арсениды представлены никелином и скуттерудитом. Из вольфрамов распространены шеелит, встречается вольфрамит. Наиболее распространенными сульфатами являются ярозит и барит, в отдельных разрезах встречаются целестин и гипс (или ангидрит). Галоиды, установленные в углеродистых прожилках и порах, представлены сильвином, галитом и K-Na- хлоридами. В разрезе р. Корейской, глинистые фтаниты содержат йодаты вида $[\text{Cu}, \text{Fe}, \text{Cr}]_3[\text{S}, \text{I}]_4$. Окислы представлены магнетитом, гематитом, ильменитом и рутилом (либо другими модификациями TiO_2). Гётит, гидрогётит, либо их полиморфы, распространены в реликтовых порах и в трещинах в породах. В бас. р. Бол. Улитка фтанито-кварциты содержат редкоземельные окислы (церрианит?), уранинит и окислы висмута – бисмит или силленит. Среди силикатов, наиболее распространены циркон, тюрингит и шамозит, встречаются ферросилит и сфен. В бас. р. Дальней, в глинистых фтанитах были установлены датолит и данбурит, законсервированные в кварцевом цементе пород. Фтаниты, подвергшиеся контактовому метаморфизму, также содержатся родонит и спессартин. Фосфаты представлены карбонат-фторапатитом конодонтов, монацитом и ксенотимом. Местами присутствует гоэцит ($[\text{Sr}, \text{Ba}, \text{Ce}, \text{Nd}] \text{Al}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot [\text{OH}]_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$).

Локализация минералов в силицитах несет информацию об их происхождении. В кварцевый цемент силицитов заключены обычно устойчивые в переносе, аллотипгенные минералы: монацит, рутил, циркон, ксенотим, значительная часть магнетита, апатит биогенных фрагментов и, вероятно, часть касситерита. Законсервированный в кварцевом цементе (возникший до литификации кремневых породослоев) микрокристаллический, микроглобулярный и фрамбоидальный пирит, а также пирит, замещающий радиолярии и известковые нанофоссилии образовались на стадии диагенеза кремнистого ила. Диагенетическое происхождение также предполагается для части сфалерита и халькопирита, замещающих растительные остатки и скелетные фрагменты нанопланктонных организмов.

Более разнообразны минералы, возникшие на стадии катагенеза, уже после цементации и микробрекчирования кремневых слоев, и локализующиеся в прожилках и порах. К ним относится большинство сульфидов, барит, шеелит, интерметаллиды Cu, Zn, Ni, самородные Fe, Ni, W, Au, Pd, Cu, значительная часть окидов и гидрооксидов железа. Источником металлов этих минералов предполагаются битумоидные фракции, содержащие их повышенные концентрации [2], и хлоридные растворы, циркулировавшие в микробрекчированных породослоях. Гидроокислы ($\text{FeO}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$ и др.) и сульфаты железа (ярозит), замещающие пирит и заполняющие поры выщелачивания, по видимому, являются гипергенными.

Состав органического вещества (ОВ). Основные коллекторские свойства углеродистых силицитов связаны с порами и трещиноватостью (0,1-0,5 мм, редко до 2 мм),

предопределенной хрупкостью слоев кремней и фтанитов, и достигающей 7-10%. Большинство пор и трещин (80-90%) заполнены ОВ, детритом кварца, глинистыми минералами, окислами и гидроокислами железа (гетитом и гидрогетитом). Содержание $C_{орг}$ варьирует в пределах 0,3-8,5, в среднем, 1,06-1,09 % во фтанитах, и 2,26-2,29% – в глинистых фтанитах. Вне зон контактового метаморфизма ОВ представлено рентгено-аморфным керогеном и битумоидами [2]. Количество нейтральных и кислых битумоидов в углеродистых кремнях составляет 0,0n-0,n%, а в составе РОВ – 1,2-6,3% (максимально до 27%), что, по-видимому, представляет заниженную оценку. Содержание хлороформенного битумоида (ХБА) в углеродистых силицитах варьирует от очень низкого до повышенного, но чаще среднее – 0,015-0,044%. В групповом составе битумоидов преобладают масла и смолы (петролейно-эфирная фракция) и асфальтогеновые кислоты (спиртовая фракция). Содержание гуминовой фракции варьирует от 0% до 0,28% [2]. По данным УФ- и ИКС-спектроскопии гуминовое вещество углеродистых силицитов отличается низкой степенью окисленности, содержат хиноны, метильные, метиленовые, эфирные группировки и органические сульфиды (сульфоновые кислоты, тиофенолы и т.п.) [2, 3]. Фракционный и изотопный ($\delta^{13}C = -30,2\%$ до $-27,3\%$ PDB) составы свидетельствуют в пользу морской сапропелевой природы ОВ и преобразования пород на стадии не выше середины мезокатагенеза в большинстве разрезе [2, 3].

Распределение металлов во фракциях РОВ. В ОВ углеродистых силицитов основная часть металлов (Fe, Mn, Cu, Ni, Co, Zn, As) концентрируется в битумоидах, а некоторые обогащают гуминовую фракцию (V, Sn, Cr и Mo) [2]. Содержания металлов в свободных спиртобензольных битумоидах достигают: Pb – 0,02%, Zn и Ni – 0,3%, а Cu – 1-3%. Не проявляют предпочтительных связей с битумоидными фракциями V, Cr, Mo и Ag. Гуминовая фракция иногда содержит аномально высокое количество Sn (до 600 г/т), а также V, Cr и Mo. Содержание Au в битумоидных фракциях достигает 40 г/т, а в керогене – 10 г/т [2]. Содержание Au повышено в спиртовых и спиртобензольных экстрактах ХБА.

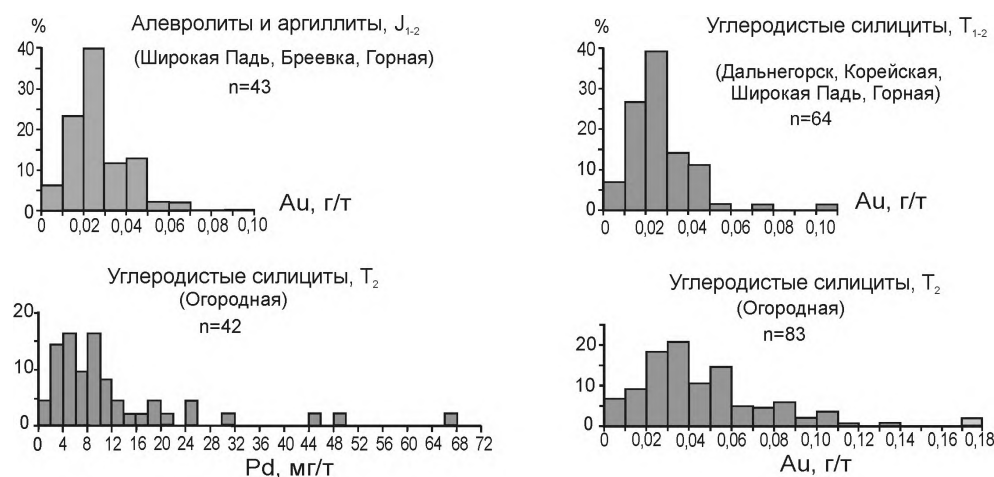


Рис. 2. Гистограммы распределения Au и Pd в углеродистых силицитах Сихотэ-Алиня.

Золото и платиноиды в углеродистых силицитах. Распределение Au в среднетриасовых углеродистых силицитах в большинстве разрезов практически не отличается от такового в нижне-среднеюрских черных алевrolитах [2].

Модальные значения Au в первых и во вторых находятся в пределах 0,02-0,03 г/т. В углеродистых силицитах разреза р. Огородной (приток р. Уссури) содержание Au в 1,5 раза выше, а мода составляет 0,035 г/т. Здесь Au установлено (ICP-MS) в 50% углеродистых и 60% неуглеродистых слоев пачки. По данным пробирного анализа максимальное содержание Au в породах составляет 7,5 г/т, а по данным ICP-MS – 18 г/т. В неуглеродистых кремнях и глинистых кремнях содержание Au достигает 0,68 г/т. Значимая корреляция Au с $C_{орг}$ и S отсутствует, но в силицитах содержащих $C_{орг} > 0,5\%$ отмечена положительная корреляция Au и $C_{орг}$ [2, 3]. Содержание Pt и Pd во фтанитах из разреза в устье р. Огородной также повышено и достигает: Pt – 0,13 г/т, а Pd – 0,014 г/т (пробирно-атомно-абсорбционный анализ), или, 3,3 и 8,3 г/т (ICP-MS), соответственно.

В углеродистых силицитах триаса Сихотэ-Алиня золото и платиноиды находятся в различных минеральных формах [4]. С органической частью породы связаны около 70% Au, 60% Pt и 46% Pd, а около половины или менее этих металлов, находится в самородной форме или связаны с интерметаллидами. Аномально высокие содержания Au в низкоуглеродистых силицитах «фтанитовой пачки» (р. Огородная), вероятно, связаны с его перераспределением в катагенезе и переносом в битумоидных фракциях. Вторым резервом Au являлся аутигенный пирит, разложение которого в гипергенезе способствовало выделению Au в самородные частицы [4]. Содержания золота в породах «фтанитовой пачки» местами (р. Огородная, р. Корейская) достигает аномальных значений [5], приближающихся к промышленным концентрациям в россыпях.

Литература

1. Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурый Г.И. Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2003. 252 с.
2. Волохин Ю. Г., Иванов В. В. Геохимия и металлоносность углеродистых силицитов триаса Сихотэ-Алиня // Литология и полезные ископаемые, 2007. № 4. С. 406-425.
3. Volokhin Y.G., Khanchuk A.I., Ivanov V.V., Kazachenko V.T., Sattarova V.V. Geochemistry and gold content of the Triassic carbonaceous cherts of the Sikhote-Alin Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge (Proc. 8th Biennial SGA Meeting). Beijing, China. Springer: 2005, v. 1, p. 187-190.
4. Волохин Ю.Г., Карабцов А.А. Благородные металлы в углеродистых силицитах триаса Сихотэ-Алиня // ДАН, 2009. Т. 426. № 1. С. 84-89.
5. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: «Наука», 1994. 304 с.

А.А. Гаврилов

ВОПРОСЫ МЕТОДОЛОГИИ И МЕТОДИКИ МОРФОСТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Решение вопросов поиска, прогноза оруденения определенного генотипа и возраста, проведение металлогенического районирования на морфоструктурной основе требует исследований, направленных на выявление конкретных типов рудоконтролирующих структур, анализа факторов и механизмов эндогенного морфогенеза, истории развития рельефа и других данных, которые могут быть получены только при широком привлечении геологических и геофизических данных. Эффективность морфоструктурно-металлогенических исследований максимальна при наличии историко-генетических связей между процессами образования оруденения, рудоконтролирующих структур и форм рельефа. Чем больше разница между временем образования рудной минерализации, рудоконтролирующих структур и эндогенных форм рельефа, тем сложнее решение геолого-геоморфологическими методами задач металлогении, так как в этом случае необходимо восстановление морфоструктурного плана эпох рудообразования и анализ его последующих трансформаций.

Переход от кларковых содержаний элементов к промышленно значимым концентрациям реализуется только в условиях мобилизации, транспортировки, дифференциации и концентрации вещества. Все эти процессы требуют больших затрат энергии недр и осуществляются только при наличии в среде необходимых энергетических потенциалов и градиентов (понятие энергии рудообразования по [1]). Подобные условия возникают как в эндогенной, так и экзогенной сферах морфо-, петро-, литогенеза и рудообразования. Поэтому формирование наиболее богатых месторождений полезных ископаемых может быть связано с переработкой и эндогенным обогащением первичных экзогенных литогеохимических аномалий, т.е. осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, имеющих повышенные содержания рудных компонентов. Многие исследователи отмечают пространственное совпадение терригенно-минералогических, геохимических и металлогенических провинций, металлогеническую специализацию структурно-формационных зон.

Рассмотрение существующих моделей эндогенного рудообразования [2, 3] показывает, что их объединяют общие представления об источниках энергии и полезных компонентов, геохимической дифференциации, миграции, агентах, формах переноса при реализации явлений тепло-массопереноса в недрах Земли. Поэтому проявления и месторождения полезных ископаемых необходимо рассматривать не только как геохимические, но и как палеоэнергетические аномалии соответствующего уровня и возраста, тесно связанные с эндогенным режимом территории и структурами, опосредующими тепло- и массоперенос между недрами и земной поверхностью [4, 5]. В этом случае главная **цель** морфоструктурно-металлогенического анализа – выявление и изучение энергонесущих структур земной коры и мантии, играющих определяющую роль в создании условий для образования аномальных концентраций широкого ряда химических элементов, природные соединения которых используются человечеством в качестве минерального сырья. Общая направленность морфоструктурных исследований на выявление глубинных факторов и механизмов тектоморфогенеза

требует такой формулировки **предмета** исследований, которая позволяла бы охватывать всю последовательность и целостность рельефообразующих процессов от возникновения глубинных энергетических импульсов и слабо структурированных движений масс до формирования эндогенных геоморфологических форм. Перемещения рудного вещества в недрах и на поверхности Земли представляют часть планетарного круговорота потоков энерго-массопереноса, следовательно, предметом морфоструктурно-металлогенических исследований должен служить весь комплекс моделей, связанный с изучением энерго-, магмогенерирующих систем, а также глубинных и поверхностных факторов, путей миграции, условий мобилизации и концентрации мантийных и коровых групп рудных элементов [5, 6].

С теоретических позиций **объектами** морфоструктурных исследований для целей металлогении могут быть все известные типы рудоконтролирующих и рудо локализирующих дислокаций, однако и энергетическая подоплека процессов рудогенеза, и многочисленные данные изучения рудных полей и районов (работы В.А. Невского, А.А. Фролова, И.Н. Томсона, Г.И. Туговика, Г.Ф. Яковлева, И.К. Волчанской, В.В. Соловьева, В.В. Середина и др.) подтверждают тот факт, что на всех уровнях организации рудных систем (тело, зона, месторождение, поле, узел и т. д.) главная роль в создании условий для генерации и концентрации полезных компонентов принадлежит очаговым системам (эксплозивные, интрузивные и др.), их рядам и рудоконтролирующим зонам разломов. Существование сложного комплекса факторов (структурный, энергетический, магматический, геохимический, хронологический и др.), лежащего в основе образования различных месторождений, предполагает необходимость анализа и синтеза разнородной информации, проведение междисциплинарных изысканий (геолого-геоморфологических, геолого-геофизических и др.), которые являются характерной чертой морфоструктурно-металлогенических исследований.

Реализация лишь двух принципиально возможных способов передачи энергии в пространстве – объемного и канального – лежит в основе доминирования двух основных типов энергонесущих систем и структур. В геологической среде это – формирования с радиально-концентрической инфраструктурой и элементами симметрии $\infty L_{\infty} \infty P \rightarrow n L_n n P$, связанные с энергогенерирующими центрами (плюмы, магматические камеры и др.), и линейные образования с элементами симметрии $\infty L_{\infty} \infty P \rightarrow L_2 P$, обусловленные наличием энергетических каналов, зон (рифты, разломы, контролирующие поступление и распределение магм, терм, флюидов, газов и др.), где L – оси, а P – плоскости симметрии. Переходной является линейно-узловая форма организации подобных систем разного порядка, совмещающая черты двух основных типов и образующая ряды энергетических точек или центров (цепи вулканов, интрузий, магматических сводов, мантийных диапиров и др.) с характерными элементами трансляционной симметрии. С этих позиций, любой магмоконтролирующий разлом можно рассматривать как потенциальную линейную систему магматических центров [6]. Энергогенерирующие центры, их пространственные группировки и каналы (зоны) соответствующих параметров и рангов определяют общий силовой каркас геологической среды в пределах каждой исследуемой территории. Предлагаемая концепция структурообразующих энергетических центров и зон органично включает многие положения концепций очагового тектогенеза [7, 8], мантийных диапиров, астенолитов [9], плюмовой тектоники и горячих точек, пятен [10, 11], интрателлурических потоков,

струй – с одной стороны, и линеamentной тектоники, сквозных рудоконцентрирующих линеamentов, структурно-энергетического каркаса планеты (труды В.Х. Хобса, Г.Н. Катгерфельда, И.Н. Томсона, И.К. Волчанской, А.И. Полетаева, А.Е. Федорова и др.) – с другой. В то же время, в нее входят и компоненты теории центральных мест, используемой географами при анализе закономерностей структурирования географической среды (работы В. Кристаллера, А. Леша, А.Д. Арманда, А.Ю. Ретеюма и др.), представления об ячеистой организации географической среды, геопатогенных зонах и др.

В качестве опорных построений при морфоструктурно-металлогенетических исследованиях могут быть использованы модели очаговых и разломных систем, разработанные при изучении районов современного вулканизма [12, 13] и рудообразования как на суше, так и на дне морей и океанов; структурные и геодинамические модели гранитосводового тектогенеза орогенных областей [14, 15], а также другие результаты изучения взаимосвязей структурно-вещественных следов потоков тепло-массопереноса и форм их отражения в рельефе [4, 5]. Важным достоинством использования представлений о потоках для изучения явлений эндогенного морфогенеза и рудообразования является возможность использования формализованных структурно-геометрических, структурно-вещественных, морфологических и энергетических их характеристик в очаговых системах и, соответственно, в морфоструктурах центрального типа (МЦТ). Это относится к морфологии геологических тел и тектонических дислокаций в пределах очаговых морфоструктур, оценкам пространственной однородности и анизотропии геологической среды, симметрии распределения магматических потоков и размещения месторождений полезных ископаемых, пространственной организации структурных элементов, количественному выражению площадей, объемов магматических и метаморфических пород и другим параметрам.

Для исследования морфоструктурного строения, особенностей формирования и развития рельефа орогенных областей целесообразно привлекать следующие основные методы: 1) геологическое дешифрирование аэрофото- и космоснимков разных масштабов и диапазонов спектра; 2) морфометрические оценки вертикальной, горизонтальной расчлененности, уклонов поверхности, реконструкции тектонического рельефа, базисных, вершинных поверхностей и др. [16, 17 и др.]; 3) морфографический анализ рельефа [18, 19 и др.]; 4) метод дирекционных аномалий [7]; 5) составление продольных и поперечных геолого-геоморфологических профилей горных хребтов и водораздельных узлов; 6) анализ плотности тектонической трещиноватости; 7) идентификации геологических и геоморфологических признаков следов палеопотоков тепло-массопереноса [4, 5]; 8) морфоструктурное картографирование эталонных территорий; 9) фациальный анализ, изучение структурных, стратиграфических несогласий; 10) оценка мощностей, объемов и составов геологических комплексов; 11) структурно-геометрический и генетический анализ дислокаций; 12) структурно-формационный анализ.

Предлагаемая модельно-целевая установка морфоструктурных исследований, адаптированная к решению задач металлогении орогенных областей, включает несколько положений. 1) Использование в качестве методологической основы представлений о взаимосвязи структурно-, пороодо-, рудо- и рельефообразующих потоков вещества и энергии недр, существовании универсальных форм реализации процессов тепло-массопереноса и структурирования в геологической среде. 2) Выбор в качестве главных объектов исследования энергонесущих типов морфоструктур. 3) Максималь-

но широкая исходная база данных, переход к синтезу геолого-геоморфологической, геофизической, космогеологической и другой информации в рамках морфоструктурных моделей описания рельефа на основе принципа конформности. 4) Использование формализуемых и количественных характеристик МЦТ (морфологических, структурных и вещественных признаков, следов явлений тепло-массопереноса) для оценки энергетики очаговых процессов. 5) Подход к МЦТ как системным объектам анализа, выявление элементарных очаговых форм и всего комплекса иерархических, пространственных, функциональных связей проекций магматических центров разной глубины заложения и пространственной организации с рельефом. 6) Установление пространственно-временных и иерархических соотношений категорий морфоструктурного и металлогенического видов районирования. 7). Использование положений теории симметрии для анализа закономерностей пространственного размещения оруденения в очаговых структурах и морфоструктурах (явления металлогенической асимметрии). 8). Разработка схем унифицированного описания инфраструктур СЦТ и МЦТ, проведение их паспортизации, формирование на этой основе в перспективе баз данных и аналитически обоснованных поисковых и прогнозных признаков.

Литература

1. Сафонов Н.И., Мещеряков С.С., Иванов Н.П. Энергия рудообразования и поиски полезных ископаемых. – Л.: Недра, 1978. – 215 с.
2. Щеглов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. – М. Наука, 1985. – 325 с.
3. Металлогения Дальнего Востока России / В.И. Сухов, Ю.И. Бакулин, Н.П. Лошак и др. – Хабаровск, 2000. – 217 с.
4. Гаврилов А.А. Проблемы морфоструктурно-металлогенического анализа. Ч. I. – Владивосток: Дальнаука, 1992. – 138 с.
5. Гаврилов А.А. Проблемы морфоструктурно-металлогенического анализа. Ч. II. Владивосток: Дальнаука, 1993 141- 326 с.
6. Гаврилов А.А. Основные категории морфоструктурно-металлогенического районирования // Морфотектонические системы центрального типа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1988. С. 154-162.
7. Соловьев В.В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа // Карта морфоструктур центрального типа территории СССР, М 1:10 000 000. – Л.: ВСЕГЕИ, 1978. – 110 с..
8. Ежов Б.В., Худяков Г.И. Морфотектоника геодинамических систем центрального типа (новая глобальная концепция). – Владивосток, 1984. – 128 с.
9. Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. – М.: Недра, 1978. – 232 с.
10. Morgan W.J. Convection plumes in the lower mantle // Nature. 1971. V. 230. P. 42-45.
11. Грачев А.Ф. Мантийные плюмы и проблемы геодинамики // Физика Земли. 2000. № 4. С. 3-37.
12. Масуренков Ю.П. Вулканы над интрузиями. – М.: Наука, 1979. – 219 с
13. Василевский М.М. Структуры разрушения и прогноз рудоносности. – М.: Наука, 1982. – 152 с.
14. Байкальский мегасвод (структура, магматизм, металлогения) / Ю.В. Комаров, Э.Н. Копылов, А.А. Белоголовкин и др. – Новосибирск: Наука, 1984. – 120 с.
15. Середин В.В. Сводово-глыбовые структуры Тихоокеанского орогенного пояса. – М.: Недра, 1987. – 181 с.
16. Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов.: Изд-во Саратов. ун-та, 1975. 232 с.
17. Симонов Ю.Г.Объяснительная морфометрия рельефа. М.: ГЕОС, 1999. 263 с.
18. Орлова А.В. Блочные структуры и рельеф. – М.: Наука, 1975. – 322 с.
19. Волчанская И.К. Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации. – М.: Наука, 1981. – 240 с.

В.Е. Глов, Л.П. Глова

**ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ТЕРРЕЙНОВ КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ
РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ**

*ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт
им. Н.А. Шило ДВО РАН, г.Магадан*

В рамках господствующей в гидрогеологии парадигмы подземные воды формируются в природных емкостях верхней части земной коры. Различают два этажа: фундамент, в котором распространены трещинные и трещинно-жильные воды, и чехол с пластовыми, поровыми, трещинными, каверно-карстовыми коллекторами и пластовыми флюидоупорами. Внеэтажное положение занимают вулканогенные образования, залегающие и на осадочном чехле, и на выступах фундамента. Сверху залегают покров рыхлых четвертичных отложений. Соответственно, выделяют артезианские бассейны, состоящие из чехла и фундамента; гидрогеологические массивы, представленные образованиями фундамента; вулканогенные супербассейны; потоки грунтовых вод [6]. Как промежуточные выделяют адмассивы и адбассейны.

При таком подходе к выделению гидрогеологических структур (ГГС) геодинамическая история и особенности строения блоков литосферы, слагающих изученную территорию, остаются за пределами внимания исследователей-гидрогеологов. Следует отметить, что в последние годы были предприняты попытки увязать существующие классификации ГГС с основными понятиями тектоники плит [5]. Предложено, например, выделять ГГС платформенные и шельфовые; горноскладчатые (коллизийные внутриконтинентальные, островодужные, окраинно-континентальные); субдукционные субаквальные; срединно-океанические субаквальные; ГГС океанических трансформных разломов с трещинно-жильными водами [4]. Тем не менее, особенности формирования подземных вод в горноскладчатых областях, прежде всего, стока, большая часть исследователей увязывает с неотектоническими субвертикальными движениями и эрозийной расчлененностью горных сооружений [5].

Цель доклада – на примере Северо-Востока России показать, что в горных районах криолитозоны не только современные тектонические подвижки, но и геодинамическая природа террейнов отражается в формировании ресурсов подземных вод в зоне активного водообмена.

Для достижения этой цели авторы использовали собственный фактический материал, а также результаты исследований предшественников, прежде всего, данные гидрогеологических постов Колымского территориального управления гидрометеослужбы (КУГМС).

В докладе обобщены материалы по рассматриваемой проблеме, приведены новые данные по гидрогеологии районов развития вулканогенных покровов. При этом обращено внимание на районы с весьма суровыми условиями, которые не благоприятны для формирования стока подземных вод. Такие условия в настоящее время существует в Циркумарктической мерзлотно-гидрогеологической области (ЦАО), которая включает в себя водосборные площади рек, впадающих в Восточно-Сибирское и Чукотское моря [1]. Вместе с тем, эта часть ЦАО наиболее изучена в геологическом, гидрогеологическом и геокриологическом отношении. В ее пределах на протяжении всего четвертичного периода господствовал холодный климат, приведший к формированию

криолитозоны, которая в современный период имеет сплошное распространение, в том числе и на прилегающем шельфе. Повсеместно среднегодовые температуры воздуха не поднимаются выше $-9,5^{\circ}\text{C}$, опускаясь в отдельных пунктах до $-17,1^{\circ}\text{C}$. Величина атмосферных осадков не более 500 мм, минимальные составляют 129–150 мм на побережье Восточно-Сибирского моря.

Мощность многолетнемерзлых пород (ММП) достигает 450 м на водоразделах и не более 150–180 м в широких речных долинах и в межгорных впадинах. Вне зон сквозных подрусловых и подозерных таликов регионально-трещинные воды (водоносные зоны гипергенной трещиноватости – ВЗГТ) проморожены. Традиционно, по отношению к толще ММП, подземные воды разделены на над- и подмерзлотные, взаимодействующие по системе сквозных таликов. Внутри- и межмерзлотные воды мы не рассматриваем в виду их малой ресурсоформирующей значимости [1]. Основную роль в формировании ресурсов подземных вод играют воды зоны активного водообмена, которые включают в себя потоки надмерзлотных грунтовых подземных вод в четвертичных аллювиальных отложениях подрусловых надмерзлотных таликов (Qal), надмерзлотные воды сезонно-талого слоя (СТС) в рыхлых элювиальных, элювиально-делювиальных и делювиальных образованиях на водоразделах, склонах речных долин, речных террасах и в днищах водотоков, в ледниковых и водно-ледниковых отложениях. Эти потоки функционируют в теплое время года как в пределах СТС, так и в таликах. В это время питание подземных вод осуществляется за счет дождей, воды от таяния снега и льда, конденсации атмосферных водных паров. К концу летней межени (вторая половина августа-сентября) питание надмерзлотных вод резко сокращается за счет охлаждения атмосферы в ночные часы до 0°C , прекращения таяния наледей и снежников. Срабатываются статические запасы в СТС, накопленные в июне-июле. Подземные воды становятся основным источником питания рек. С началом холодного периода года после выпадения снега водоносный СТС или осушается, или интенсивно перемерзает. К концу декабря в реки поступают только воды таликов. Следовательно, сток рек криолитозоны в конце летней и в продолжении зимней межени полностью отражает обеспеченность подземными водами дренируемых ими территории. Показателем ресурсов подземных вод в это время является модуль поверхностного стока ($\text{л/с}\cdot\text{км}^2$). Изучая площадные закономерности его изменения в бассейне р. Колыма и на арктическом побережье Чукотки, мы установили, что величина модуля стока связана с геодинамической историей дренируемых территорий [2, 3].

Результаты по наиболее представительным водотокам приведены в таблице 1.

Из приведенных данных видно, что наименьшими ресурсами пресных подземных вод обладает Иньяли-Дебинский синклиорий, в геодинамическом отношении являющийся сложной структурой аккреционно-коллизийной природы [7]. Малыми водными ресурсами в зимнее время отличается и группа территорий в бассейне р. Анной. Следует добавить, что на площади Иньяли-Дебинского синклинория и площади Аннойских территорий за все годы не выявлено ни единого водотока с водосбором до 30 тыс. км^2 , который функционировал бы во вторую половину зимней межени. Как видно из таблицы 1, такие водотоки на площади территорий иной природы имеются.

Наибольшие ресурсы пресных подземных вод свойственны Аян-Юряхскому субтеррейну, территориям палеозойской пассивной континентальной окраины и Омолонскому кратону.

Таблица 1. Средние многолетние показатели ресурсов подземных вод по площадям бассейнов рек ЦАО (по материалам КУГМС)

№ п/п	Водоток, замыкающий створ; площадь водосбора - F, км ² ; период наблюдений	Средняя высота водосбора, м	Средний модуль поверхностного стока за многолетний период, л/с·км ²		
			сентябрь	январь	min за 30-сут. зимнего стока
Иньяли-Дебинский субтеррейн					
1	Руч. Дальний, устье; F=316; 1947-1974 гг.				стока нет с XII по IV
2	Берелех, пос. Переправа; F=4980; 1956-1980 гг.	1200	8.6		стока нет с XII по IV
Аян-Юряхский субтеррейн					
3	Нерючи, 3,4 км ниже устья р. Хениканджа; F=825; 1942-1956 гг.	1180	11.2	0.2	0.053
4	Кулу, пост Кулу; F=10300; 1942-1980 гг.	1120	12.6	0.27	0.09
Омулевский и Приколымский террейны; палеозойская пассивная окраина					
5	Верина, устье руч. Холодный; F=322; 1944-1969 гг.	1090	14,4	0,5	0,174
6	Ясачная – с. Нелемное; F=32000; 1972-1988 гг.	950	471	25,6	21,8
Омолонский кратонный террейн					
7	Руч. Туфовый; F=151; 1976-1988 гг.	960	10,13	нет стока	нет стока
8	Олой; F=15700; 1975-1988 гг.	850	11,08	0,59	0,06
Анойская группа террейнов зоны субдукции и островных дуг					
9	Нутесын; F=1020; 1959-1980 гг.	720	5,65	0,051	нет стока
10	Березовка; F=15460; 1965-1997 гг.	320	4,01	0,0025	нет стока
Чукотский террейн пассивной окраины					
11	Иультиканья; F=55,4; 1950-1988	460	11,6	нет стока	нет стока
12	Амгуэма; F=26700; 1944-1980 гг.	н.с.	6,4	0,05	0,0004

Примечание: н.с. – нет сведений.

Различия в формировании ресурсов подземных вод зоны активного водообмена, определяющих меженный речной сток в горных районах криолитозоны, мы объясняем разной интенсивностью процессов гипергенеза, прежде всего, образование глинистых частиц при гидролизе алюмосиликатов в составе пород, слагающих террейны. Полагаем, что при межблоковых субгоризонтальных взаимодействиях (коллизиях, субдукции и т.д.) происходит деформация кристаллов горных пород, увеличивается несовершенство кристаллической решетки минералов (плагноклазов, пироксенов и др.). По этой причине они становятся геохимически более активными, что проявляется в боль-

шом количестве тонкозернистых и глинистых частиц в коре выветривания, в водоносных трещинах. Это отражается на различиях емкостных свойств пород и их водопроницаемости.

С изложенных позиций интересны результаты изучения эффузивных покровов на площади террейнов разной геологической истории. Оказалось, что реки, питаемые подземными водами зоны активного водообмена на площадях эффузивных покровов в пределах активных континентальных окраин, имеют наименьшие значения показателей водных ресурсов. В сентябре модуль стока здесь меняется от 1,03 до 3,1 л/с·км², к началу января сток в реках практически отсутствует. Вместе с тем, на площадях эффузивных покровов в пределах Омолонского кратона модуль стока в сентябре от 3,48 до 5,29 л/с·км², поверхностный сток зафиксирован практически на многих водотоках с площадью водосбора более 300-400 км² (рр. Кубака, Мал. Авлондя и др.). Этот факт можно объяснить тем, что в эффузивных покровах значительную роль играют палингенные магматические породы. Видимо, при плавлении седиментитов их деформированное каолиновое ядро было унаследовано алюмосиликатами эффузивных толщ. Возможно, этим объясняется разная скорость протекания реакций гидролиза в приповерхностных слоях эффузивных покровов которая возрастает по мере увеличения степени деформации кристаллической решетки плагиоклазов и пироксенов.

Нам представляется, что уже на данной стадии исследования выявленный факт связи водоносности террейнов с разной их геодинамической природой может получить развития в других направлениях, например, при инженерно-геологических изысканиях, в сравнительном минералого-геохимическом изучении террейнов и субтеррейнов, металлогении.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН № 12-III-A-09-196.

Литература

1. Глов В.Е. Мерзлотно-гидрогеологические области Северо-Востока Евразии // Мат-лы Всеросс. совещ. по подземным водам Востока России. Иркутск: ИрГТУ, 2003. С. 102–104.
2. Глов В.Е., Глотова Л.П. Особенности питания рек подземными водами на арктическом склоне Чукотки: теоретические и практические аспекты // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2010. № 1. С. 89–98.
3. Глов В.Е., Глотова Л.П. Роль террейновой тектоники в формировании подземного стока зоны активного водообмена в долинах горных рек криолитозоны // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 5. С. 93–104.
4. Караванов К.П. Гидрогеологические системы Тихоокеанского сегмента Земли // Типизация, картографирование и вертикальные ряды гидрогеологических систем. Препринт. Вып. 3. Хабаровск: ИВЭП ДВО РАН, 2002. 161 с.
5. Караванов К.П., Кулаков В.В. Гидрогеологические системы земного шара и подземные воды Тихоокеанского сегмента Земли // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 6. С. 17–30.
6. Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология. Новосибирск: СО «Наука», 1980. 232 с.
7. Чехов А.Д., Прусс Ю.В. Почему Иньяли-Дебинский синклиниорий является главным вмещителем колымского золота // Золото северного обрамления Пацифики: тез. докл. Междунар. горно-геол. форума. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2008. С. 221–222.

Е.М. Голубева¹, Л.М. Кондратьева²

СОДЕРЖАНИЕ ТОКСИЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ВО ЛЬДАХ Р. АМУР

¹ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

²ФГБУН Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск

Лед как компонент гидросферы, выступает промежуточным звеном в гляциогенной миграции веществ, и играет роль биогеохимического барьера между атмосферой и водой в период ледостава и фактором формирования экологической ситуации в водных экосистемах. При взаимодействии с двумя средами (водной и воздушной) он выступает мощным аккумулятором токсичных веществ [2, 4].

Криогенная метаморфизация химического состава природных вод – чрезвычайно важный процесс, происходящий в водных системах в зимний период. При образовании и таянии льдов осуществляется крупномасштабный газообмен в системе атмосфера–гидросфера–криосфера [1].

Исследование льдов позволяет установить закономерности формирования качества воды при совместном воздействии природных и антропогенных факторов в период ледостава; представить понимание современной системы нормирования сброса сточных вод в зимний период и оценивать степень риска при техногенных авариях [3].

Лед называют «архивом» химических соединений, мигрирующих в атмосфере в течение нескольких веков [5]. Вынос льдов с речным стоком определяет температурный режим и биопродуктивность Охотского и Японского морей [6]. При доминировании северо-восточных ветров токсичные вещества, поступающие в период ледостава из р. Амур, при медленной трансформации мигрируют вдоль восточного побережья Сахалина по направлению к о. Хоккайдо (Япония) [7].

Принимая во внимание сезонное изменение качества воды, становится очевидной целесообразность изучения льда как важного компонента водной экосистемы. В работе представлены материалы послыйного исследования кернов льда, отобранных в марте 2006, 2011 и 2012 гг. в реках Сунгари и Амур. Исследование химического состава льда позволило оценить характер загрязнения воды токсичными элементами во время техногенной аварии, их миграцию и аккумуляцию в разные периоды формирования ледового покрова.

Аккумуляция токсичных элементов во льдах рек Сунгари и Амур

В результате аварии в 2005 г. на химическом заводе в г. Цзилинь (КНР) в воды р. Сунгари (правый приток р. Амур) поступило порядка 100 т нитробензола. Вместе с загрязнением органическими соединениями после аварии ожидалось многокомпонентное загрязнение экосистем рек Сунгари и Амур тяжелыми металлами и токсичными элементами.

Проведенные исследования показали, что содержание ТЭ во льдах р. Сунгари существенно изменялось на всем протяжении от г. Цзямусы до г. Тунцзян. Это свидетельствует о непостоянстве качества воды в период формирования льда. Самый загрязненный лед был выявлен в районе г. Харбин, особенно по содержанию кадмия. Его высокие концентрации были зарегистрированы у левого берега в слое 20–40 см (7,381 мкг/л) и у правого берега в слое 40–60 см (7,592 мкг/л). Однако следует учесть, что во время прохождения загрязненных водных масс у г. Харбин ледовое покрытие на реке

отсутствовало. Поэтому можно предположить, что загрязнение р. Сунгари этим элементом не связано с аварией в г. Цилинь. Лед начал формироваться на ниже расположенных участках между городами Цзямуся и Тунцзян. Содержание токсичных элементов во льдах, отобранных в низовье р. Сунгари было очень близким к их содержанию в воде р. Сунгари в момент прохождения загрязненных водных масс у г. Мулань (1 декабря 2005 г.). Можно отметить, что суммарное содержание металлов в загрязненных водных массах было более чем в 200 раз выше их содержания в поверхностных и придонных слоях в р. Амур, отобранных выше устья р. Сунгари.

Превышение ПДК по ртути было отмечено у левого берега в следующих слоях льда: 60 – 80 см выше г. Цзямуся (5 ПДК) и 20 – 40 см выше г. Харбин (4 ПДК).

Анализ керна льда, отобранного в р. Амур в районе с. Нижнеспасское показал неравномерное распределение токсичных элементов по слоям. Это также может свидетельствовать об изменяющемся качестве воды р. Амур во время формирования ледового покрова.

В период прохождения загрязненных водных масс, поступивших со стоком р. Сунгари, толщина льда в р. Амур составляла 40 – 50 см. Поэтому аккумуляция токсичных веществ, в том числе тяжелых металлов происходила при формировании нижних слоев ледового покрова. Особенно это прослеживается для таких элементов как медь, свинец и кадмий. По сравнению с пробами воды, отобранными у правого берега в районе с. Нижнеспасское концентрация этих элементов увеличивалась в разных слоях льда. В слоях льда 30 – 40 см было установлено превышение содержания меди и свинца в 4 и 30 раз соответственно, а в слое 10 – 20 см зафиксировано увеличение концентрации кадмия в 10 раз, по сравнению с содержанием этих элементов в воде.

Однако, учитывая выше сказанное о толщине льда в р. Амур, эти концентрации не были связаны с техногенной аварией.

Максимальная концентрация ртути составляла 0,038 мкг/л в слое льда 20 – 30 см, что было приблизительно в 6,8 раз меньше содержания ее в воде, во время прохождения загрязнения. Похожая тенденция установлена для мышьяка. Максимальное содержание этого элемента составило 0,702 мкг/л в верхнем 10 см слое керна льда, что было почти в два раза ниже его концентрации в воде во время прохождения загрязненных водных масс.

Исследование ледового покрова позволяет оценить глобальное, региональное и локальное влияние загрязнения поверхностной гидросферы на биоту в целом, включая человека; установить закономерности формирования качества воды при совместном воздействии природных и антропогенных факторов в период ледостава; представить естественнонаучное обоснование современной системы нормирования сброса с точных вод в зимний период и оценить степень риска при техногенных авариях.

Исследование содержания токсичных элементов во льдах р. Амур в 2011–2012 гг.

В марте 2011 были отобраны керны льда в основном течении р. Амур, вдоль правого берега около г. Хабаровск и его главных притоках (Амурская и Пемзенская). Самые высокие концентрации кадмия (0,269 мкг/л), мышьяка (3,218 мкг/л) и свинца (13,841 мкг/л) были обнаружены в верхнем слое льда, отобранном в основном течении р. Амур (рис. 1). В то же время в нижних слоях льда установлены высокие концентрации цинка (70,3 мкг/л) и меди (25,473 мкг/л). Загрязнение верхних и нижних слоев

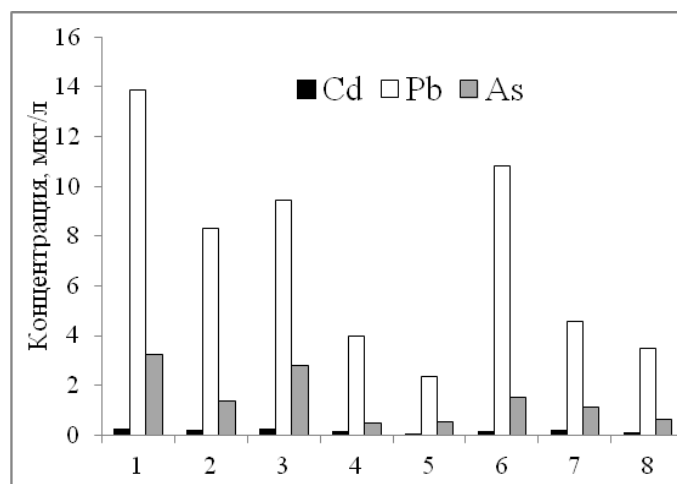


Рис. 1. Содержание тяжелых металлов во льду р. Амур (март, 2011г.) вдоль правого берега у г. Хабаровск: нечетные – верхние слои льда; четные – нижние слои льда.

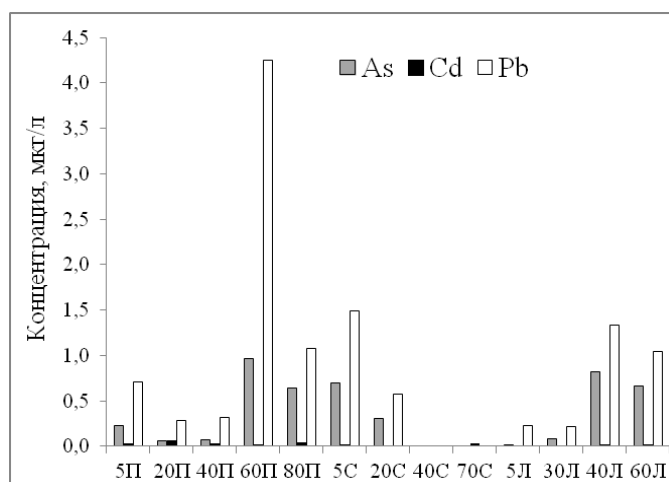


Рис. 2. Содержание тяжелых металлов во льду р. Амур (март, 2012г.). Цифры – слои керна; П – правый берег; С – середина реки; Л – левый берег.

льда ртутью значительно различалось. Содержание этого элемента в верхнем слое не было значительным и было близко к ПДК (0,468 мкг/л). Вниз по течению отмечено снижения содержания ртути в 16 раз.

Дальнейшие исследования в марте 2012 г. показали снижение содержания Cd, Pb и As в 4, 3 и 15 раз соответственно в верхних слоях льда в основном течении р. Амур (рис. 2). Наибольшая концентрация ртути была в верхнем слое льда и составляла 0,13 мкг/л. В 2012 г. содержание ртути в нижних слоях льда снизилось в 11 раз по сравнению с ее содержанием в 2011 г.

Однако содержание Hg в верхних слоях льда возросло в 3 раза, в Амурской протоке и в 5 в Пемзенской протоке.

Таким образом, исследования показали, что содержание ТМ во льду значительно изменяется по годам. Максимальные концентрации Hg, Cd, Pb установлены во льдах, отобранных в 2006, 2011 и 2012 гг. вблизи правого берега в зоне влияния р. Сунгари. Это зависит от различных уровней антропогенного влияния на водные объекты в течение периода ледостава и сброса сточных вод. Анализ содержания тяжелых металлов в различных слоях льда позволяет выявить экстремальные ситуации при отсутствии экологического мониторинга в зимний период.

Принимая во внимание зависимость миграции ТМ от наличия в водной среде органических веществ, можно предполагать, что во льдах в зимнее время происходит переход токсичных элементов в восстановленное состояние. Эти процессы ведут к накоплению свободных ионов токсичных металлов и элементов в подледной воде. Эти процессы выступают экологическим фактором, влияющим на бентосные организмы, которые в зимнее время отличаются низкой активностью.

Литература

1. Иванов А.В. Гляциогенный круговорот веществ. Хабаровск: ИВЭП ДВО РАН. 1993. 94 с.
2. Кондратьева Л.М. Лед как компонент мониторинга загрязнения поверхностных вод // Измерения, моделирование и информационные системы как средства снижения загрязнений на городском и региональном уровне. ENVIROMIS – 2002. Тр. междунар. конф.: Т. 1. Россия: Томск. 2002. С. 174–179.
3. Кондратьева Л.М. Геоэкологические исследования речного льда // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геоэкология. 2010. № 6. С. 511 – 520.
4. Немировская И.А. Углеводороды во внешних сферах Мирового океана // Новые идеи в океанологии. Т.1. М.: Наука, 2004. С. 190–236.
5. Matoba S., Sasaki H., Shiraiwa T. Iron flux over the subarctic pacific estimated by an ice-core record from Mount Wrangell, Alaska // Report on Amur – Okhotsk Projekt: Research Institute for Humanity and Nature/ Ed. bay T. Shiraiwa. September 2008. № 5. P. 183–187.
6. Mitsudera H., Matsuda J., Nakamura T., Uchimoto K., Shamov V. Wind- and buoyancy-driven intermediate layer circulation in the Sea of Okhotsk // Report on Amur – Okhotsk Projekt: Research Institute for Humanity and Nature/ Ed. bay T. Shiraiwa. September. 2008. № 5. P. 189–198.
7. Ohshima K. I., Simizu D. Particle tracking experiment on model of the Okhotsk sea: spreading of the Amur origin water // Report on Amur – Okhotsk Projekt: Research Institute for Humanity and Nature/ Ed. bay T. Shiraiwa. February 2007. № 4. P. 7–13.

**Н.А. Горячев¹, А.С. Вах², А.М. Спиридонов³, В.И. Гвоздев²,
А.Е. Будяк³**

**МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС И СВЯЗАННОЕ С НИМ ЗОЛОТОЕ
ОРУДЕНЕНИЕ.**

¹ФГБУН Северо-восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,
г. Магадан

²ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

³Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск

Под Монголо-Охотским орогенным поясом (МОП) авторами понимаются структуры, включающиеся в состав одноименного складчатого пояса (Парфенов и др., 1999), а также прилегающие деформированные окраины Сибирского (Северо-Азиатского) кратона и Аргунского (Амурского, Монголо-Амурского) супертеррейна. Структурный каркас этого пояса составляют разломы первого порядка, или системы разломов (Амантов и др., 1986), среди которых нами выделены три основных: (1) Становая (или Южно-Якутская) и ее западное продолжение Уда-Витимская, формирующие северо-северо-западный фланг МОП; (2) собственно Монголо-Охотская со всеми своими ветвями в монгольской и верхнеамурской частях – осевая часть МОП и (3) Керулено-Аргунская (или Верхне-Амурская) – юго-юго-восточный фланг МОП. Эти сопряженные системы генерального северо-восточного простирания (в современных координатах) возникли в результате взаимодействия Сибирского кратона с Аргунским супертеррейном в мезозое (Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 1999, 2003). Для них характерна устойчивая левосдвиговая кинематика, обусловленная, как показывают современные палеомагнитные данные (Тимофеев и др., 2011; Метелкин и др., 2004, 2007), разворотом Сибирского кратона по часовой стрелке. Этот разворот происходил в течение всего мезозоя, а, возможно, и начиная с позднего палеозоя, одновременно с движением на этом фоне к северу (в современных координатах) Аргунского супертеррейна. Такое взаимодействие крупных тектонических структур и привело к формированию Монголо-Охотского орогенного пояса трансформной природы (или границ скольжения плит) (Ханчук, 2006).

Главной особенностью МОП является скольжение в северо-восточном направлении времени проявления орогенетических движений, магматизма, метаморфизма и рудообразования от позднего триаса – ранней юры Хентейской части (западный сектор МОП) до поздней юры – раннего мела в Верхнем Приамурье (восточный сектор). На этом фоне проявляются и другие специфические черты, а именно: (1) широкое распространение мезозойских интрузивных комплексов щелочно-земельного и щелочного ряда; (2) развитие позднемезозойских гранитно-метаморфических куполов и линейных приразломных зон метаморфизма зеленосланцевой, реже амфиболитовой фации по всему протяжению пояса; (3) существование металлогенетической зональности, выразившейся в локализации олово-редкометалльного оруденения только в центральной части МОП (Восточный Хентей – Даурия), при распространении золотой минерализации в ассоциации с молибденовой, вдоль всего протяжения пояса.

Для МОП характерно разнообразное золотое оруденение, контролирующееся зонами основных продольных и диагональных разломов с локальной позицией в оперяющих структурах. Структурно оно, как и редкометальное, сформировано в сдвиговых условиях (Ершов и др., 1988; Шевчук, 1988). В распределении разных типов золотой минерализации в пределах МОП наблюдается как продольная, так и поперечная зональность.

Продольная зональность выражена в распространении мезотермальных орогенных месторождений золото-кварцевых и золото-сульфидно-прожилковых руд в западном (Бороо, Гаатсуурт, Любовь) и восточном (Токур, Токоланское и др.) секторах пояса, где максимально были проявлены коллизионные события. В то же время, его центральная часть характеризуется преобладанием мезотермальных орогенных месторождений комплексных золото-мышьяковых и золото-висмутовых руд (Дарасун, Средне-Голготайское, Амурская дайка, Березитовое и пр.), наряду с типично золото-висмутовыми или золото-редкометалльными (Ключи, Кировское, Ушумунское и пр.) или золото-кварцевыми (Казаковское). Данный ареал совпадает с участком максимального пережима структур МОП и максимального проявления сдвигов, вплоть до формирования знаменитой забайкальской сигмоиды, т.е. такие комплексные месторождения формировались в условиях глубинного трансформного сдвига. Кстати, в этом же секторе пояса наблюдаются и золотоносные зоны смятия с золото-мышьяк-углеродистым типом оруденения (Гладков, 2007) и «нетрадиционные» месторождения (Погромное). Вероятно, этим же можно объяснить и максимальное совпадение близкоодновозрастных ареалов распространения орогенных золотых руд и специфического латитового магматизма.

Поперечная зональность выражается в смене по направлению с севера на юг золото-теллуридной эпитеpмальной минерализацией (Куранах, Лебединое – Алданский щит) мезотермальным золотым оруденением в осевой части пояса (Березитовое, Кировское и др.) и затем опять эпитеpмальным оруденением на южном фланге МОП (Покровское – Аргунский супертеррейн). Аналогичная смена характерна для центрального и для западного сегментов пояса, где на Аргунском фланге также известно эпитеpмальное оруденение (Балей-Тасеевское, Дуч Гол), равно как и на западе Алданского щита в Пристановой зоне (Надвиговая площадь, Таборное – Седенко, 2001). Признаки эпитеpмального оруденения известны и в зоне Уда-Витимского разлома (Гильберинское, Торьмское, Петропавловское рудопроявления – Золото Бурятии, 2000).

Относительно небольшой разрыв во времени между формированием типично орогенных и эпитеpмальных месторождений золота, приуроченность последних к грабенообразным приразломным впадинам, позволяют предполагать их формирование в условиях действия глубинных сдвигов в завершающую фазу тектогенеза трансформного типа (подобно кайнозойской ситуации плато Колорадо).

В северо-восточном направлении возраст золотой минерализации изменяется от 190–170 млн лет в западном сегменте (Cluer et al., 2005), через 165–155 млн лет в центральном сегменте (Борисенко и др., 2010) до 135–125 млн лет в восточном (Вах и др., 2013; Сорокин и др., 2009; Степанов и др., 2008). Любопытно, что возраст эпитеpмальной минерализации также меняется в этом направлении от 150 млн лет для Балея (Борисенко и др., 2010) до 122 млн лет для Покровского (Сорокин и

др., 2011), оставаясь все же немного моложе чем мезотермальное оруденение. Связи золотого оруденения с магматизмом максимально проявлены в центральном секторе (Спиридонов и др., 2006), где одним из золотоносных комплексов является амуджикано-сретенский комплекс крупно-порфировых малых интрузий, прослеживающийся на восток до Березитового месторождения. Для западного и восточного секторов такая связь нами предполагается, но неочевидна.

Таким образом, при формировании Монголо-Охотского орогенного пояса, в единых структурах возникли месторождения золота разных минералого-геохимических типов. Определяющим фактором их появления являлись преобладающие в западном и восточном секторах МОП коллизионные, а в центральном секторе и на флангах – трансформные геодинамические обстановки, что нашло отражение в минералого-геохимических особенностях золотой минерализации (Горячев, 2010).

Исследования выполнены в рамках Интеграционного проекта ДВО-СО РАН 12-II-08-СО-030.

**В.А. Гурьянов, В.С. Приходько, А.Н. Пересторонин, Л.Л. Петухова,
А.Ю. Песков, А.В. Косынкин**

**ПЛАТИНОНОСНОСТЬ НИКЕЛЕНОСНЫХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВ
ПРИСТАНОВОГО КОЛЛИЗИОННОГО ПОЯСА**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

На юго-востоке Сибирской платформы в процессе изучения древних глубокометаморфизованных комплексов многими исследователями отмечалось присутствие маломощных будинированных линз и пластин мафит-ультрамафитовых пород, а также массивов габбро и ультрабазитов среди древних гранулитовых комплексов, указывалось наличие пластообразных тел и даек амфиболизированных габброидов и пироксенитов в разрезах разных серий архейского возраста. Описывались они обычно в составе свит, метаморфических комплексов и часто трактовались как изначально вулканические или осадочные. Во многих из них, несущих сульфидную минерализацию, были установлены повышенные содержания никеля, меди, кобальта, платиноидов и золота. Все разнообразие подобных тел мафитов и ультрамафитов сосредоточено вдоль относительно узкой полосы, протягивающейся в субширотном направлении от Кодаро-Удоканского перикратонного прогиба на западе до побережья Охотского моря на востоке. Пространственно они расположены в пределах Пристанового коллизионного пояса (зоны). Этот коллизионный пояс объединяет две крупные тектонические области: Алданскую гранулитогнейсовую и Становую гранит-зеленокаменную [2]. В его строении принимают участие гранито-гнейсы, среди которых блоки архейских мафических пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, и разные по составу магматические породы, эклогиты. Одна из характерных особенностей этого пояса – присутствие анортозитов, которые в виде пластин и пластообразных тел полого погружаются в северном направлении к центру Сибирской платформы. Их контакты с вмещающими породами тектонические. Поясу свойственны интенсивные поясовые гравитационные и магнитные аномалии. Выявлено, что в целом для него характерно шарьяжно-надвиговое строение. Но этот тектонический стиль часто нарушается последующими тектоническими движениями вдоль пологих сдвигов. Возраст коллизионных процессов, спаявших Становую и Алданскую области, оценивается большинством исследователей около 1.9 млрд лет [2]. На востоке Пристановой пояс пересекается образованиями улканской вулканоплутонической ассоциации с возрастом 1.77–1.70 млрд лет, ограничивая, таким образом, время его становления.

Все известные в мире крупные месторождения шести глобальных возрастных никеленосных эпох сопряжены, как правило, с зонами континентального рифтогенеза [3]. В таких зонах появляются своеобразные интрузии мафит-ультрамафитового глубинного (мантийного) магматизма, который и является поставщиком сульфидных медно-никелевых с платиноидами руд. Как и установлено в последние десятилетия, такие континентальные рифтовые структуры присутствуют и в Пристановой коллизионной зоне. С зеленокаменными трогами, поясами и их фрагментами здесь ассоциируются ареалы и скопления тел никеленосных мафит-ультрамафитов. На картах гравитационного поля эти скопления и ареалы характеризуются наиболее высокими значениями по сравнению с более низким полем гранулитов Пристанового пояса. Всего в пределах

этой коллизионной зоны известно около 20 областей скоплений древнейших мафит-ультрамафитовых ассоциаций подобного рода, которые обособляются в три формационных типа: верлит-клинопироксенит-габбровый (бурпалинский), габбронорит-вебстерит-гарцбургитовый (сутамский), габбронорит-вебстерит-лерцолитовый (кун-маньенский) [1, 4]. Кроме того, на ее флангах присутствуют массивы и мелкие тела базитов пироксенит-габбро-анортозитовой формационной принадлежности [5].

На западном фланге Пристановой коллизионной зоны среди ряда известных ультрамафит-мафитовых массивов (Чинейский, Луктурский и др.), приуроченных к рифтогенным структурам Кодаро-Удоканского перикратонного прогиба, минерализация МПП установлена пока лишь в Чинейском массиве [5]. Fe-Ti-V руды его характеризуются высокими содержаниями Ti и V, а суммарные концентрации в них платины и палладия не превышают 2 г/т. Сульфидная минерализация установлена во всех породах массива, но наиболее высокие содержания сульфидов (пирротин, халькопирит, пентландит) характерны для нижнего его контакта с песчаниками удоканской серии, где суммарные содержания Pt и Pd в рудах достигают 20 г/т. В рудах установлены титаномагнетит, магнетит, ильменит, кубанит, кобальтин, никелин, виоларит и минералы МПП (котульскит, майгенерит, палладоарсенид, паоловит, сперрилит, садбериит и др.). Ag/Ag возраст для биотитов Чинейского и Луктурского массивов – 1880 ± 16 и 1890 ± 5 млн лет соответственно (данные Н.Д. Толстых и др., 2008), а U-Pb возраст (по цирконам) прорывающих их постколлизионных гранитов кодарского комплекса – $1876 \pm 2 - 1873 \pm 2,5$ млн лет (данные А.Н. Ларин и др., 2000) [5].

К массивам верлит-клинопироксенит-габбрового формационного типа относятся Бурпалинский, Авгенкурский, Холодниканский, Тангракский, Джеландинский, Дауркачанский и Ундытканский [1]. Для них свойственны крупные размеры, преобладание пород основного состава и сопутствующая сульфидная платиноидно-медно-никелевая минерализация. Характерным представителем массивов этого типа является Бурпалинский, где известно одноименное месторождение платиноидно-медно-никелевых руд. В богатых сульфидных рудах средние содержания Ni – 0.7%, Cu – 0.06%, Co – 0.04%; концентрации платиноидов варьируются от 0.1 до 2.19 г/т, редко до 7.83 г/т. Среди платиноидов определены Pt, Pd, Ru, Rh. Платиноносность вышеперечисленных массивов обосновывается также присутствием в золотоносных россыпях сперрилита, поликсена, ферроплатины, соединений из группы рустенбургита – атакита с содержаниями Pt (58%) и палладия (28%), арсенидов платины, бреггита и лаурита.

Сутамская область скопления мафит-ультрамафитов находится в центральной части Пристановой коллизионной зоны, занимая водораздел рек Сутам и Гонам. Ультрамафитовые тела имеют линзовидную форму и залегают согласно гнейсовидности вмещающих архейских толщ. Мощность их колеблется от нескольких десятков до первых сотен метров, протяженность – до нескольких сотен метров. В составе сутамских массивов доминируют гарцбургиты и дуниты, редки – лерцолиты, пироксениты и габбронориты. Для этой ассоциации характерна вкрапленная хромит-магнетитовая минерализация. В массивах также наблюдается прожилково-вкрапленная сульфидная Cu-Ni минерализация, в протолочках и шлихах из аллювия ручьев отмечены спирилит, осмистый иридий и самородная платина.

На границе Амурской области, Хабаровского края и республики Саха (Якутия) в бассейне рек Кун-Манье и Мая выделен по результатам поисковых работ последнего десятилетия Кун-Маньенский медно-никелевый с платиноидами рудный район [4]. В

его пределах откартировано около 10 линейно вытянутых в северо-западном направлении ареалов малых интрузий мафит-ультрамафитов габбронорит-вебстерит-лерцолитовой формационной принадлежности. В структурном отношении эти ареалы ассоциируются с Майской зоной шовных дислокаций, заложившейся на границе разнородных блоков кристаллического фундамента и являющейся по своему строению зеленокаменной троговой (рифтогенной) структурой. Никеленосные мафит-ультрамафиты отнесены к кун-маньенскому комплексу; в его составе доминируют роговообманковые, плагиоклазовые и оливинные вебстериты, реже встречаются лерцолиты и габбронориты. Возраст этих пород: Sm-Nd изохронный – 1812 ± 66 и 1960 ± 160 млн лет, U-Pb цирконов из рудных тел – 1690–1700 млн лет (данные В.А. Гурьянов и др., 2012). Наиболее перспективным на платиноидное медно-никелевое оруденение является Курумканское рудное поле протяженностью 31 км при ширине 1–3 км. В его пределах располагаются два крупных месторождения Кун-Маньё и Малый Курумкан и около 10 рудопроявлений. Мафит-ультрамафиты образуют полого наклонные на северо-восток пластообразные и линзовидные тела мощностью от 1 до 80 м и протяженностью от 150 до 3000 м, редко крутонаклонные жилы и дайки. Основные рудные минералы – пирротин, пентландит, халькопирит, пирит. Средние содержания полезных компонентов в рудах Курумканского рудного поля (в %): Ni от 0.46 до 1.43, Cu от 0.13 до 0.73, Co от 0.006 до 0.14, Pt и Pd до 1.5 г/т; максимальные содержания в сплошных и брекчиевых рудах (%) – Ni до 18.47, Cu до 1.1, Co до 0.64, Pt и Pd до 12.78 г/т. В целом для руд характерно присутствие (в г/т) Au до 1.3, Ru до 0.15, Rh до 0.08 и Ir до 1.16.

На юге Геранского габбро-анортозитового массива выходы небольших многочисленных тел мафит-ультрамафитов с сульфидной минерализацией (Кэндэкэ, Богидэ, Колболлок, Ампардак и др.) развиты в приконтактной части анортозитов с архейскими метаморфитами и метагабброидами. Связанная с ними сульфидная минерализация представлена вкрапленными, массивными и брекчиевыми пирротин-халькопирит-пирит-пентландитовыми рудами. Содержания Ni, Cu и Co в них соответственно варьируются в пределах (в %): 0.52–0.97, 0.29–1.57, 0.095–0.24; концентрации Pt и Pd достигают – 0.2–0.4 г/т.

На восточном фланге Пристановой коллизионной зоны в северо-восточной части Лантарского габбро-анортозитового массива встречаются небольшие тела плагиоперидотитов, оливинных пироксенитов и других разновидностей мафит-ультрамафитов с сульфидной минерализацией (Нядоми, Авланджинское, Одоринское и др.). Здесь выявлены вкрапленные, прожилково-вкрапленные и массивные пирротин-халькопирит-пентландитовые типы руд. Содержания полезных компонентов в массивных рудах (в %): Ni – 0.31–0.95, Cu – 0.1–1.2, Co – 0.07–0.24, Pt – 0.02–2.1 г/т, Pd – 0.02–8.1 г/т, Rh до 0.85 г/т, Ir до 0.48 г/т. Наиболее богатые руды установлены на месторождении Нядоми, где сумма МПГ составляет в среднем 3.68 – 4.35 г/т (зона Пирротиновая).

В заключении необходимо отметить, что все выявленные в Пристановой коллизионной зоне тела мафит-ультрамафитов несут сульфидную минерализацию и сопровождаются характерными литогеохимическими ореолами и потоками Ni, Cu, Co, Cr, Pt, Pd, V. Эта территория относится к числу наиболее перспективных регионов России для поисков месторождений МПГ, Ni, Cu и Co. Вышеприведенные данные и открытие крупных месторождений Cu-Ni с платиноидами руд (Кун-Маньё, Малый Курумкан) и новых рудных объектов Ni, Cu, Pt и Pd в различных рудно-формационных комплексах палеопротерозойского возраста позволили впервые выделить территорию Пристано-

вой зоны в ранге самостоятельного металлогенетического подразделения – Северостановой платиноносной и медь-кобальт-никеленосной провинции, пояса протяженностью около 1300 км.

Выполнено при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 12-05-000882, 12-05-98541 р–восток–а), интеграционного проекта ДВО РАН № 12-11-0-08-025 и программы ОНЗ РАН №2 «Хром-платиновые и ЭПГ-медно-никелевые сульфидные месторождения восточного края Восточно-Сибирской металлогенетической провинции: возрастные рубежи, условия образования, эволюция рудно-магматических систем, оценка перспектив».

Литература

1. Габышев В.Д. Перспективы платинометалльного оруденения в расслоенных массивах и комплексах юга Якутии в связи с новыми геолого-экономическими условиями / Состояние и перспективы развития минерально-сырьевого комплекса Республики Саха в современных условиях: материалы республик. научн.-произв. геол. конф. Якутск: Госкомгеологии РС (Я), 2002. С. 80–86.
2. Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К. Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника, 2008, №1, с. 12–26.
3. Налдретт А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб.: СПбГУ, 2003, 487 с.
4. Пересторонин А.Н., Гурьянов В.А., Приходько В.С. и др. Палеопротерозойские мафит-ультрамафиты Кун-Маньенского района и их рудоносность (Джугджуро-Становая зона) // Региональные проблемы, 2011, т. 14, №1, с. 17–21.
5. Поляков Г.В., Изох Д.Э. О перспективах расширения докембрийской платиноносной провинции на юге Сибирской платформы / Платина России. Сб. научн. тр. Т. VII, Красноярск. 2011. С. 264–274.

С.В. Дюжев

**РОЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР В ФОРМИРОВАНИИ И ЛОКАЛИЗАЦИИ
ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ФЛАНГАХ ПОКРОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ
(ПРИАМУРЬЕ)**

*ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск
Научно-производственная геологическая фирма "Регис", г. Благовещенск*

Геолого-структурная позиция Покровского рудного поля, составной частью которого является участок Покровка-II, определяется его расположением в пределах наиболее тектонически нарушенной части Сергеевского массива гранитоидов, обнажающегося в краевой части одноименного блока Агорта-Улагачинского вулканотектонического грабена. Месторождение приурочено к области пересечения региональных разломов различной ориентировки. На сопряжении северо-западной Сергеевской и северо-восточной Рудной (Покровской) сдвиговых зон, ограничивающих с юго-востока плитообразный гранитоидный массив расположена вулканоструктура центрального типа (Покровский палеовулкан), сформировавшаяся в позднемеловое время. Основные участки месторождения, вмещающие промышленное оруденение (Покровка-I, -II, -III), расположены секторами в непосредственной близости от нека одноименного палеовулкана среди позднеюрско-раннемеловых гранитоидов и нижнемеловых эффузивно-пирокластических накоплений умеренно-кислого состава.

Геологические образования площади принадлежат трем структурным этажам, структурно-вещественные комплексы, которых различаются по возрасту, составу и степени деформированности пород.

Среднеюрский структурно-вещественный комплекс Ушумунского остаточного-геосинклинального прогиба, представлен глинисто-полимиктово-песчаными толщами, смятыми в брахиформные куполовидные поднятия и мульдообразные синклинали и подчиненные линейные складки общей близширотной – северо-восточной ориентировки. В центральной части поднятий часто локализуются интрузивные тела верхнеамурского комплекса. Фрагментом крупной положительной структуры субширотного простирания является Сергеевское поднятие, занимающее западную половину площади и выполненное гранитоидами одноименного массива. Наличие мульдообразной синклинали предполагается в восточной части под нижнемеловыми вулканитами. Углы наклона крыльев складок варьируют от 10–30° до 40–45°.

Нижнемеловой структурно-вещественный комплекс объединяет вулканические образования, слагающие крупную Улунгинскую вулканотектоническую депрессию центрального типа и ряд, входящих в нее линейных прогибов-грабенов (Агорта-Улагачинский, Тыгдинский и др.), а так же нижнемеловые фангломераты – обломочные породы, слагающие особый ярус комплекса.

Кайнозойский структурно-вещественный комплекс сложен горизонтально залегающими песчано-глинистыми, глинисто-песчаными отложениями озерно-болотно-речного происхождения. Ими выполнены, как правило, унаследованные отрицательные структуры типа грабеноподобных и кальдерообразных впадин мелового возраста, террасы древних водотоков и современные водоразделы.

Золотое оруденение представлено двумя типами – оруденение в породах фундамента и оруденение в фангломератах.

Важную роль в геологическом строении района играет дизъюнктивная тектоника. Наиболее древние основные блокоограничивающие разломы СВ и СЗ простирания контролируют и трассируют границы вулканоструктур и Сергеевского гранитоидного массива.

Вблизи Покровского месторождения они сопровождаются полями дайковых пород и интрузиями субвулканических дацитов.

Поствулканические разрывные структуры выделяются в районе наиболее четко, так как не затушеваны вулканогенными отложениями. В этой группе преобладают северо-восточные и северо-западные разломы. Менее выражены близширотные и близмеридиональные нарушения.

Характерной чертой геологического строения рудного поля, как и всего Приамурья, является широкое распространение надвиговых структур [1]. Движение тектонических покровов сопровождалось формированием в их фронтальных зонах многочисленных более мелких тектонических чешуй. Швы надвигов мощностью от десятков сантиметров до первых метров представлены тектоническими глинами трения, милонитами и меланжем. Обычно швы сопровождаются гораздо более мощными (до 10–30 м) пологими зонами катаклазитов, тектонических брекчий, будинажа, смятия, рассланцевания и повышенной трещиноватости. Именно пологие зоны динамоклазитов, образовавшиеся при длительной эволюции сдвиговых зон [3], послужили плоскостями внедрения для силлов Керакского комплекса (в т. ч. для «Основного» силла), что привело в итоге к формированию инъективных рудовмещающих структур на Покровском месторождении и его флангах. Обилие надвигов, их долгоживущий характер, обусловили широкое распространение продуктов динамометаморфизма. Этими процессами широко затронуты все породы, участвующие в геологическом строении рудного поля. Полевыми наблюдениями в керне и канавах установлено, что практически все границы структурных этажей и контакты субвулканических тел сопровождаются пологими, нередко минерализованными тектоническими зонами. Внутри Сергеевского массива субгоризонтальный вектор движения гранитных пластин сформировал пологую тектоническую зону, позднее заполненную дацитовой магмой «Основного» силла. Последующие горизонтальные подвижки, проявленные, в основном, над силлом, предопределили положение мощных кварцевых линз, сопровождаемых штокверковыми зонами прожилково-сетчатого окварцевания. Продолжались они и на пострудном этапе, что подтверждается смещениями рудных тел, зафиксированными в карьерах Покровского месторождения, наличием многочисленных полихронных брекчий и обломков кварца в шовных зонах, частыми микросмещениями прожилков в керне, присутствием в фангломератах сколовых трещин и маломощных швов тектонических глин. Последнее обстоятельство указывает на достаточно высокую тектоническую активность территории на поствулканическом этапе геологического развития. Формирование фангломератов происходило в пределах обширного аллохтона, при этом первоначальная монолитность пород фундамента в бортах впадин так или иначе была существенно нарушена, как вертикальными сбросо-сдвигами грабенов, так и надвиговыми структурами, что способствовало активному формированию отложений тектонических обвалов, а затем и конусов выноса.

Все разрывные нарушения относительно возраста рудообразования можно разделить на до-, син- и пострудные. Дорудный возраст нарушений обосновывается при-

уроченностью к ним интрузивных и субвулканических тел и изменением их морфологии, отсутствием золотосодержащих интервалов в слагающих их тектонитах.

Унаследованный характер тектонических движений этапа рудообразования обусловил исключительно широкое проявление внутрирудных нарушений, что доказывается наличием полихронных брекчий, взаимопересечениями кварцевых, кварц-карбонатных, кварц-гематитовых, кварц-сульфидных и др. прожилков, слагаемых разновозрастными минеральными ассоциациями. В отдельных рудных телах или их протяженных интервалах зоны брекчий играют определяющую роль.

Пострудные движения устанавливаются по смещению прожилковых зон и наличию обломков жильных образований в зонах дробления и катаклаза. Амплитуда перемещения крыльев таких нарушений от первых сантиметров, что видно при документации керна, до десятков метров в зонах надвигов. Крупные сместители представляют собой мощные (до нескольких метров) зоны, состоящие из швов милонитов, меланжа, участков тектонических глин и прилегающих к ним зон дробления и катаклаза. На поверхности сместителей часто фиксируются зеркала и борозды скольжения. По восстанию и простиранию внутреннее строение сместителей часто меняется. Практически все дорудные крутопадающие и, в значительной степени, пологопадающие нарушения в пострудное время были подновлены, с формированием мощных зон трещиноватости и дробления.

Анализируя особенности размещения золотого оруденения в породах фундамента на флангах Покровского поля на примере участка Покровка-2 можно утверждать, что все залежи имеют четкий структурный контроль. [2] В большинстве случаев подошва (реже кровля) рудных тел фундамента контролируется элементами пологой тектоники (милониты, тектонические глины шовных зон, тектонизированные зальбанды силлов), местами рудный контур может выходить на несколько проб за зону контакта. На Покровке-II роль рудоконтролирующей структуры играет обширное пологое нарушение («Основной» шов), разделяющее Сергеевские граниты на две четко выраженные пластины – верхнюю вмещающую рудоносные метасоматиты и нижнюю, с пострудной калишпатизацией (за редким исключением безрудную). В целом рудные тела фундамента локализованы в отдельных тектонических блоках, внутри которых они дополнительно контролируются более мелкими литолого-структурными элементами. На участке Покровка-II, подобно основному месторождению, оруденение и вулканиты находятся в различных взаимоотношениях. Тектонические швы надвигов и сопровождающие их мощные зоны катаклаза и брекчий, вмещающие золотое оруденение, зачастую секут как граниты, так и грабены, заполненные туфами дацитов.

Фангломераты можно рассматривать, как неаавтохтон. В толще фангломератов распределение рудных обломков во многом зависит от особенностей палеорельефа, который в свою очередь, определяется блоковым строением фундамента. Основными источниками материала для формирования данной толщи послужили тектонически переработанные коренные породы бортов впадины и обширные чешуйчато-надвиговые структуры. Локальный характер размещения фангломератов *в пределах рудного поля* в виде полосы северо-восточного простирания протяженностью около 5 км и шириной от 0,4 до 1,0 км, может указывать на условия их формирования в пределах межгорной раздвиговой впадины, сформированной мощными зонами сдвигов на стыке гранитной плиты и вулканической депрессии. Данная полоса состоит из отдельных впадин, разделенных выступами пород фундамента. Следует отметить, что палеорельеф

еф площади, где формировались фангломераты, был резко расчлененным с перепадом высот до 100 м и более, древние выступы и ложбины местами имеют весьма крутые борта, что обусловлено блоковой тектонической структурой фундамента. Повсюду области распространения фангломератов наследуют вулканические депрессии, при этом в плане они могут иметь более обширную площадь за счет древнего эрозионного вреза (вплоть до полного «размыва» толщи пирокластических пород на отдельных участках).

Таким образом, рудные тела в пределах фангломератовых впадин расположены в структурных ловушках древнего рельефа, сформированных блоковыми тектоническими подвижками вблизи значимых коренных источников золотосодержащих пород.

Подводя итог, можно сказать, что тектонические структуры играют важную роль в формировании и локализации золотого оруденения флангов Покровского рудного поля, и их дальнейшее изучение позволит прогнозировать площади, перспективные на проведение поисковых работ в будущем.

Литература

1. Власов Н.Г. и др. Проблема надвигов Приамурья. // Рудоносность Приамурья. Владивосток: Амур КНИИ ДВНЦ АН СССР, 1987. С.36–38.
2. Малышев А.А., Казанцев А.Е. и др. Отчет о результатах работ по разведке и оценке рудного золота на флангах Покровского месторождения в пределах рудного поля за 2004–2009 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.06.2009г.» (Фланговый объект). Благовещенск. 2009.
3. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Инъективные структуры и золото-серебряное оруденение Покровского рудного поля (Приамурье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2003. т. 45. №1. С. 24–43.

К.Н. Егоров, А.И. Мельников

**ФОРМИРОВАНИЕ ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ФАЗ АЛМАЗОНОСНЫХ
КИМБЕРЛИТОВ В ПРОЦЕССЕ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ
СЛОЖНОПОСТРОЕННЫХ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ ЯКУТИИ**

ФГБУН Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

В рудной структуре одного из крупнейших в мире по запасам и размеру коренного месторождения алмазов Якутии – трубки «Удачная» расположены две сдвоенные многофазные трубки «Удачная-Восточная», «Удачная-Западная», четыре структурно сопряженных сателлитных «слепых» кимберлитовых тела и шесть кимберлитовых жил. Погоризонтное изучение структурно-тектонического плана карьерного поля с параллельным картированием геологического строения кимберлитового комплекса месторождения алмазов трубки «Удачная», начиная с 1976 по 2008 гг., позволило выделить три основных этапа формирования разрывных нарушений и всего рудного узла в целом.

Первый этап проявления кимберлитового магматизма в районе трубки «Удачная» связан с формированием мощной северо-восточной системы разрывных нарушений, пространственно контролирующей большинство дотрубочных кимберлитовых жил и сталлитные «слепые» кимберлитовые тела. Система прослеживается в бортах карьера на всех горизонтах и выражена зонами дробления, сетью мелких параллельных разрывов или крупных трещин, на плоскостях которых наблюдается развитие глинки трения с крутыми, достаточно протяженными зеркалами скольжения. В осевых частях крупных разломов северо-восточного направления часто наблюдаются зоны сплошного дробления и катаклаза пород. Основные плоскости трещин и зон повышенной трещиноватости практически всегда крутые (угол падения 70–85°). Судя по ориентировке штрихов скольжения на плоскостях разрывных нарушений и по скульптурам роста самих трещин северо-восточную зону разломов по кинематическому типу можно отнести к правому сдвигу с небольшой сбросовой компонентой смещения. Сдвиговые перемещения происходили импульсно, в несколько стадий, о чем свидетельствуют, в частности, структуры роста кристаллов гипса в гидротермальных жилах.

На втором этапе структурно-тектонической эволюции месторождения происходило внедрение основного объема кимберлитовых фаз трубок «Удачная-Западная» и «Удачная-Восточная» в условиях растяжения на фоне пульсационного развития сдвиговых смещений по северо-восточной системе разломов. Учитывая данные по ориентировке и взаимоотношению штрихов скольжения можно предположить, что по северо-восточной зоне смещения стали сбросовыми и сбросо-сдвиговыми. Смена полей напряжений, связанная с формированием дизъюнктивных нарушений северо-западного направления, способствовала активизации северо-восточной системы разрывных нарушений. Совместное развитие разломов северо-восточной и северо-западной систем привело к образованию глубоких трубочных пространств, в которые проваливались крупные блоки вулканогенно-осадочных пород и рифоподобные ксенолиты осадочных пород, насыщенных нижнесилурийской фауной, с верхних горизонтов месторождения на глубину от 160 до 500 м [5]. Примечательно, что на горизонте – 155 абс. м осадочные породы перемишки между трубками «Удачная-Западная» и «Удачная-Восточная» залегают не горизонтально, а имеют грабенообразное строение, со ступенча-

тым опусканием блоков и максимальной амплитудой смещения в центральной части до 140 м.

С третьим этапом становления структурно-тектонического поля месторождения алмазов трубки «Удачная» связана активизация северо-западной системы разломов. Система разрывных нарушений северо-западного направления, связанная с мезозойской активизацией базитового магматизма, преимущественно выражена зонами повышенной или интенсивной трещиноватости, дробления и катаклаза пород. Трещины в зонах северо-западной системы, как правило, крупные, прямолинейные с крутыми углами падения. На их плоскостях часто наблюдаются зеркала и штрихи скольжения, особенно в зонах контакта вмещающих пород с кимберлитами. Судя по штрихам скольжения, смещения по северо-западным системам были сдвиговыми, в контактовых зонах трубки «Удачная-Восточная» преимущественно сбросовые или взбросовые.

Структурно-тектоническая эволюция месторождения тесно связана с формированием различных петролого-геохимических фаз алмазоносных кимберлитов и проявлением мезозойского базитового магматизма.

Так, с первым этапом образования мощной северо-восточной зоны разломов связано внедрение кимберлитовых жил, выполненных карбонатизированными крупнопорфировыми кимберлитами с переменным (5–7%) количеством флогопита. Основная масса жильных кимберлитов характеризуется кальцитовыми псевдоморфозами по оливину, лейстами флогопита, микролитами кальцита, зернами перовскита и апатита. Для жильных кимберлитов характерны самые высокие концентрации всех элементов (LILE, HFSE и REE) в сравнении с кимберлитами других фаз внедрения. Кимберлиты жил отличаются отрицательными аномалиями U, Zr, Hf и слабо дифференцированным, пологим наклоном спектра распределения средних и тяжелых REE. Судя по изотопному составу кимберлита ($\epsilon_{Nd} = 4.2$, $^{87}Sr/^{86}Sr(t) = 0.7050$) его мантийный источник соответствует умеренно деплетированной мантии. Модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ обогащения мантийного источника кимберлита равен 651 млн лет.

Кимберлитовые жилы прорываются «слепыми» сателлитными кимберлитовыми телами, структурно связанных с северо-восточной, реже субширотной системой разрывных нарушений. Они вскрыты на глубинах 5–20 м от современной поверхности. Тела сложены карбонатизированной кимберлитовой брекчией, содержащей автолитовые обособления, обломки жильного кимберлита и ксеногенного материала.

К наиболее ранним фазам внедрения первого этапа относятся штокообразные и жильные тела, сложенные слюдястыми и слюдяными кимберлитами [2]. Слюдяные кимберлиты с пироксеновой основной массой (трубка «Удачная-Восточная») и с повышенным содержанием сфена (трубка «Удачная-Западная») отмечаются в виде обломков в кимберлитовых брекчиях расщепления. Слюдяные кимберлиты характеризуются более дифференцированным характером спектра распределения редких несовместимых элементов. Они выделяются резкими положительными аномалиями Nb и Ta, а также отрицательными аномалиями Th и U. Отличительной особенностью для них является слабые положительные аномалии Zr, Hf и поэтому прямой с наклоном характер спектра от Nd до тяжелых REE. Согласно полученным изотопным данным ($\epsilon_{Nd} = 0.2$, $^{87}Sr/^{86}Sr(t) = 0.7078$) мантийный источник слюдяного кимберлита соответствует обогащенной мантии EM11-типа. Модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ обогащения мантийного источника слюдяного кимберлита более древний и равен 924 млн лет.

На этом же этапе сформировались массивные порфиновые кимберлиты, слагающие преимущественно периферийные зоны трубки «Удачная-Восточная» и крупные блоки в центральной части трубки «Удачная-Западная» [4]. На глубоких горизонтах трубки «Удачная-Восточная» неизменные порфиновые кимберлиты представлены монтичеллит-оливиновыми разновидностями с содержанием монтичеллита от 10 до 45–50%.

Особенности механизма формирования интрузивных тел кимберлитов и внутреннее строение трубок «Удачная-Западная» и «Удачная-Восточная» свидетельствуют о том, что многие кимберлитовые жилы, штоки являлись «слепыми» и образовались на значительных глубинах от дневной поверхности [2, 4, 5]. Широкое проявление интрузивных тел кимберлитов на нижних горизонтах месторождения обусловлено пассивным заполнением кимберлитовым расплавом свободных полостей в дизъюнктивных зонах вмещающих пород. Так, например, вторая фаза внедрения в трубке «Удачная-Западная», представленная слюдыстым мелкопорфировым кимберлитом с флогопит-карбонатной основной массой, на верхних горизонтах (+295 – +190 абс. м) встречается только в виде обломков и небольших блоков в кимберлитовой брекчии расщепления в северной и северо-западной частях трубки. Начиная с горизонта +115 абс. м и глубже, слюдыстый кимберлит уже образует коренные выходы с меняющейся мощностью.

На момент образования преимущественно интрузивных тел кимберлитов верхняя часть геологического разреза осадочных толщ в районе рудного узла трубки «Удачная» была сложена отложениями каларгонской свиты позднедевонского (фаменского) возраста [1]. После формирования комплекса ранних фаз кимберлитов верхние части трубок «Удачная-Западная» и «Удачная-Восточная» представляли собой одну околотрубочную мульду оседания, заполненную озерными осадочными отложениями с кимберлитовым материалом мощностью 150–300 м. Данное предположение основывается на обнаружении крупных (более 6–8 м³) блоков вулканогенно-осадочных пород в юго-западной части трубки «Удачная-Западная» на глубине 165 м от современной поверхности [5]. Надтрубочный бассейн осадконакопления имел периодически изменяющуюся конфигурацию акватории водоема, о чем можно судить по сантиметровым прослоям плохо отсортированных гравийно-песчаных прослоев в ксеногенных блоках вулканогенно-осадочных пород.

Временной промежуток между возрастом кратерных вулканогенно-осадочных отложений и временем внедрения кимберлитов может составлять более десятки миллионов лет. Так, в кратере трубки Касама (Мали) вулканогенно-осадочные породы по данным определения флоры и фауны имеют третичный возраст, а время внедрения кимберлитов меловой [7]. Учитывая длительное время формирования вулканогенно-осадочных пород сдвоенной трубки «Удачная», а также возможную скорость денудации в Далдынском кимберлитовом поле [1], есть основание считать, что к моменту второго этапа формирования структурно-тектонического околотрубочного пространства трубок «Удачная-Западная» и «Удачная-Восточная» палеоповерхность района была уже сложена нижнесилурийскими, преимущественно лландоверийскими осадками. То есть, за промежуток между первым и вторым этапом проявления кимберлитового магматизма процессами эрозии были денудированы девонские и значительная часть силурийских отложений общей мощностью 300–400 м.

Во второй этап структурно-тектонической перестройки месторождения проявился основной объем кимберлитового материала в виде (согласно последовательности

внедрения фаз) брекчиевидного овоидового кимберлита, брекчии расщепления в трубке «Удачная-Западная» и протокластического и дейтеропорфирового кимберлитов, брекчии расщепления в трубке «Удачная-Восточная». Заключительные фазы внедрения кимберлитов обладали огромной проникающей способностью и чаще достигали верхних уровней трубок. Во время подъема они дезинтегрировали и частично ассимилировали встречающиеся на пути небольшие по объему ранние фазы массивных порфировых кимберлитов. Среди наиболее поздних фаз внедрения кимберлитов в трубке «Удачная-Восточная» отмечаются также маломощные посттрубочные дайковые и жильные образования, сложенные массивными оливин-монтчеллитовыми кимберлитами [4, 6].

Между кимберлитами первого этапа формирования месторождения алмазов сдвоенной трубки «Удачная» и кимберлитами заключительного этапа, в том числе связанного с образованием внутритрубочных инъекционных тел, существуют достаточно значимые изотопно-геохимические различия [2, 4, 6]. Геохимический состав монтчеллитовых кимберлитов поздних фаз внедрения характеризуются наиболее низкими значениями концентраций LILE, HFSE и REE. Они имеют отчетливые отрицательные аномалии Zr и Hf.

С третьим этапом становления структурно-тектонического поля месторождения алмазов трубки «Удачная» связана активизация северо-западной системы разломов и внедрение позднепалеозойских-раннемезозойских даек долеритов и в последующем жилы (Ж-5) калиевого трахита мелового возраста [3]. Эти породы образуют петрохимический ряд: долериты-трахидолериты-трахиты, в котором постепенно изменяются минералого-петрографические и петрохимические особенности от начальных к более поздним членам. Трахидолериты и трахиты характеризуются резко выраженной калиевой специализацией [3].

Литература

1. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО РАН, 1984. 128 с.
2. Егоров К.Н., Корнилова В.П., Сафронов А.Ф. и др. Слюдяной кимберлит из трубки Удачная-Восточная // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291. № 1. С. 199–202.
3. Егоров К.Н., Владимиров Б.М., Заборовский В.В. и др. Мезозойская щелочно-базальтовая субинтрузивная серия бассейна р. Далдын (Якутия) // Известия АН СССР. Сер. Геол. 1989. № 7. С. 32–42.
4. Егоров К.Н., Богданов Г.В. Монтчеллит из кимберлитов Якутии // Записки ВМО. 1991. Вып. 2. С. 78–87.
5. Егоров К.Н., Мазилев В.Н., Безбородов С.М. Находка ксенолитов вулканогенно-осадочных пород в кимберлитовой трубке «Удачная» // Докл. РАН. 1993. Т. 328. №3. С. 376–378.
6. Корнилова В.П., Егоров К.Н., Сафронов А.Ф. и др. Монтчеллитовый кимберлит из трубки «Удачная» и некоторые аспекты эволюции кимберлитовых расплавов // Отечественная геология. 1998. № 6. С. 48–51.
7. Харьков А.Д. Особенности строения и состава слабозернистых кимберлитовых трубок // Изв. АН СССР. Серия геологическая. 1990. № 1. С. 78–90.

В.В. Ершов

**ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОДУКТОВ
ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЮЖНО-САХАЛИНСКОГО ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА**

ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Грязевой вулканизм – это довольно распространенное природное явление, которое обусловлено процессами дефлюидизации Земли в разломных зонах земной коры [12, 19]. Несмотря на достаточно длительный период изучения этого явления, который составляет более 150 лет, его связь с другими природными процессами и явлениями, а также строение и механизм деятельности грязевых вулканов до сих пор не получили исчерпывающего объяснения.

Одно из традиционных направлений исследования грязевого вулканизма – это геохимия твердых, жидких и газообразных продуктов деятельности грязевых вулканов. Эти исследования включают в себя несколько важных аспектов. Решение проблем генезиса грязевых вулканов, подтверждение той или иной теории их образования, напрямую связаны с результатами изучения источников грязевулканического вещества, а также физико-химических условий его образования и миграции. Изучение пространственной изменчивости в изотопно-геохимических параметрах продуктов деятельности грязевых вулканов дает возможность понять связь грязевого вулканизма с геологическим строением региона. Изучение изменчивости геохимических параметров во времени дает возможность понять особенности связи грязевого вулканизма с различными эндогенными процессами, а также позволяет оценить вклад деятельности грязевых вулканов в общий бюджет парниковых газов в атмосфере Земли. Отметим, что состав продуктов деятельности различных грязевых вулканов изучался в разное время многими исследователями, однако работ обобщающего характера существует крайне мало, что говорит о недостаточной изученности вопроса и необходимости продолжения здесь дальнейших исследований.

На Дальнем Востоке России о-в Сахалин является единственным регионом, где известны наземные грязевые вулканы. Здесь традиционно выделяют четыре участка проявления грязевого вулканизма [7]. Наиболее крупным и активным здесь является Южно-Сахалинский грязевой вулкан. Вулкан приурочен к Тымь-Поронайскому (Центрально-Сахалинскому) взбросо-надвику, который является одной из самых крупных и известных дизъюнктивных дислокаций о-ва Сахалин [6]. Разлом имеет общее меридиональное простирание, протягиваясь практически вдоль всего о-ва Сахалин. По взбросо-надвику с запада на восток меловые отложения взброшены или надвинуты на палеоген-неогеновые отложения. Амплитуда взбросо-надвига достигает многих сотен метров. Плоскость сместителя наклонена на запад под разными углами – от 20° до 80°. С глубиной предполагается выполаживание наклона поверхности сместителя. О генетической связи Южно-Сахалинского грязевого вулкана с Центрально-Сахалинским разломом свидетельствует и закономерное расположение всех грифонов по простиранию разлома в окрестностях этого вулкана. Южно-Сахалинский вулкан расположен в поле распространения мощной (до 3 км) высокопластичной алевролитово-аргиллитовой верхнемеловой толщи – быковской свиты [6].

Вещественный состав продуктов деятельности грязевых вулканов о-ва Сахалин вообще, и Южно-Сахалинского грязевого вулкана в частности, пока недостаточно изучен. Для сопочной брекчии вулкана из литературных данных известно всего 15 определенных химического состава, выполненных в разные годы разными исследователями [3, 10, 15]. Гидрохимические исследования Южно-Сахалинского грязевого вулкана проводились только в 50-х и 70-х гг. прошлого века, из литературных данных известно всего 5 определений химического состава грязевулканических вод [5, 13, 15]. Было установлено, что воды Южно-Сахалинского вулкана относятся к гидрокарбонатно-натриевому типу. Изотопный состав кислорода и водорода этих вод не исследовался. Наиболее хорошо изучен химический состав газов Южно-Сахалинского грязевого вулкана, которые состоят в основном из CH_4 и CO_2 [1–3, 5, 9, 10, 15]. Однако даже этого количества данных недостаточно для того, чтобы определить какие-либо закономерности изменения химического состава грязевулканических газов во времени. Отметим здесь также, что изотопный состав этих газов изучен очень слабо. В работе [1] указано, что для газов Южно-Сахалинского вулкана значения $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ составляют от -29.7 до -24.2 ‰, значения $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ составляют от -4.1 до -3.8 ‰ (по 3 опробованиям). В работе [10] указано, что для этого же вулкана значение $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ составляет -27.1 ‰, значения $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ составляют от -4.4 до -2.7 ‰. Изотопный состав углерода газов Южно-Сахалинского грязевого вулкана указывает на образование этих газов в результате глубинного термогенного преобразования органического вещества.

В настоящей работе рассматриваются полученные нами результаты химико-аналитических исследований твердых, жидких и газообразных продуктов деятельности Южно-Сахалинского грязевого вулкана. Элементный состав твердой и жидкой фазы определялся методами рентгенофлуоресцентного анализа, масс-спектрометрии и атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой. Химический состав газовой фазы определялся методом газовой хроматографии. Изотопный состав углерода CH_4 и CO_2 в газовой фазе определялся масс-спектрометрическим методом. Содержание ряда ионов в жидкой фазе определялось методами потенциометрического титрования и капиллярного электрофореза. Содержание углерода в твердой и жидкой фазе определялось термokatалитическим методом.

Проведенные исследования показывают, что минерализация вод Южно-Сахалинского грязевого вулкана составляет от 17 до 24 г/л. Это позволяет отнести их по классификации С.Л. Шварцева к слабосоленым водам [14]. Среди катионов преобладает Na^+ , среди анионов – Cl^- и HCO_3^- . Отметим, что воды гидрокарбонатно-натриевого типа характерны для большинства грязевых вулканов [5, 17]. Известно, что грифоны в пределах одного и того же вулкана могут выносить на поверхность воды различного состава [16, 17]. Это принято объяснять залеганием корней грифонов на разных глубинах в нижних структурных этажах, то есть наличием нескольких подводящих каналов и нескольких питающих резервуаров в пределах одного грязевого вулкана. Пробы воды, взятые из различных грифонов Южно-Сахалинского вулкана, схожи по химическому составу. Это позволяет говорить о том, что воды исследуемого вулкана выносятся из одного источника.

Для оценки температуры формирования грязевулканических вод нами использованы гидрохимические геотермометры – зависимости, которые связывают концентрации некоторых компонентов химического состава (Na , K , Mg , Li , Ca , SiO_2) и температуру подземных вод [20]. Применение того или иного геотермометра имеет свою спе-

цифику и зависит от состава водовмещающих пород. Поэтому результаты расчетов по разным гидрохимическим геотермометрам различаются. Полученные оценки температуры находятся в основном в диапазоне от 60 до 120 °С. Зная геотермический градиент, полученные температурные оценки можно пересчитать в глубину.

Впервые получены данные об изотопном составе вод Южно-Сахалинского грязевого вулкана. Фигуративные точки на диаграмме $\delta^{18}\text{O}$ -дD лежат далеко в стороне от линии метеорных вод Крейга. Это позволяет отнести воды Южно-Сахалинского грязевого вулкана к подземным седиментационным водам [11]. Другими словами, поверхностные и метеорные воды в питании данного вулкана какого-либо существенного участия не принимают.

Получены большие массивы данных об изотопном составе углерода CH_4 и CO_2 . Пробы газа из всех грифонов имеют схожий изотопный состав. Соответственно данные по каждому грифону можно объединить в одну общую выборку. По этой выборке вычислены точечные и интервальные оценки для средних значений $\delta^{13}\text{C}$ - CH_4 и $\delta^{13}\text{C}$ - CO_2 , которые для доверительной вероятности 0.99 составляют $(-28.7 \pm 0.35) \text{‰}$ и $(-6.3 \pm 0.26) \text{‰}$. Эти данные позволили нам оценить температуру образования газов. Согласно известным изотопным геотермометрам [8, 18] значения температуры газогенерации находятся в диапазоне от 320 до 350 °С.

Таким образом, генерация жидкой и газообразной фаз грязевулканического вещества происходит для Южно-Сахалинского вулкана в различных термодинамических условиях и, соответственно, на разных глубинах. Отметим, что для грязевых вулканов Тамани и Грузии по совокупности изотопно-геохимических данных полагается, что формирование всех фаз продуктов грязевулканической деятельности происходит в сходных температурных условиях, то есть в едином резервуаре [4].

Проведены исследования элементного состава сопочной брекчии из грифонов Южно-Сахалинского грязевого вулкана. Статистический анализ полученных данных показал, что элементный состав сопочной брекчии из разных грифонов статистически достоверно различается. Установлено также, что содержание некоторых элементов в сопочной брекчии могут сильно отличаться от кларкового содержания этих же элементов в горных породах верхней части континентальной коры. Содержание неорганического углерода в пробах сопочной брекчии, взятых из 6 грифонов с разной степенью активности, варьировало в диапазоне от 0.19 до 0.55 масс. %. Очевидно, что в сопочной брекчии неорганический углерод связан, прежде всего, с карбонатными минералами. Следовательно, эти данные позволяют оценить содержание в сопочной брекчии карбонатов, которые согласно работе [10] являются для брекчии основными аутигенными минералами.

Результаты, полученные в рамках настоящих исследований, являются основой для решения вопроса о физико-химических условиях образования и миграции грязевулканических флюидов в подводящих каналах грязевых вулканов и позволят уточнить и дополнить существующие модели грязевулканической деятельности.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ № 12-05-31043_мол_а, ДВО РАН №№ 12-III-B-08-181, 13-III-B-08-009.

Литература

1. Валяев Б.М., Гринченко Ю.И., Ерохин В.Е. и др. Изотопный облик газов грязевых вулканов // Литология и полезные ископаемые. 1985. № 1. С. 72–87.

2. Гемп Г.Д., Лагунова И.А., Несмелова З.Н. Особенности формирования газового состава грязевых вулканов // *Геохимия*. 1979. № 12. С. 1859–1867.
3. Занюков В.Н., Мельников О.А., Федорченко В.И. Извержение Южно-Сахалинского грязевого вулкана // *Геология и геофизика*. 1982. № 2. С. 127–130.
4. Лаврушин В.Ю., Kopf A., Deyhle A., Степанец М.И. Изотопы бора и формирование грязевулканических флюидов Тамани (Россия) и Кахетии (Грузия) // *Литология и полезные ископаемые*. 2003. № 2. С. 147–182.
5. Лагунова И.А., Гемп С.Д. Гидрогеохимические особенности грязевых вулканов // *Советская геология*. 1978. № 8. С. 108–124.
6. Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М.: Наука, 1987. 95 с.
7. Мельников О.А., Ершов В.В. Грязевой (газоводолитокластитовый) вулканизм острова Сахалин: история, результаты и перспективы исследований // *Вестник ДВО РАН*. 2010. № 6. С. 87–93.
8. Прасолов Э.М. Изотопная геохимия и происхождение природных газов. Л.: Недра, 1990. 283 с.
9. Сирык И.М. Нефтегазоносность восточных склонов Западно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1968. 248 с.
10. Сорочинская А.В., Шакиров Р.Б., Обжиров А.И. и др. Геохимические и минералогические особенности грязевых вулканов о. Сахалин // *Вестник ДВО РАН*. 2008. № 4. С. 58–65.
11. Хефс Й. Геохимия стабильных изотопов. М., Мир, 1983. 200 с.
12. Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Сообщение 1. Грязевулканические провинции и морфология грязевых вулканов // *Литология и полезные ископаемые*. 2002. № 3. С. 227–241.
13. Чернышевская З.А. О грязевых вулканах в южной части Сахалина // *Труды СахКНИИ СО АН СССР*. 1958. Вып. 6. С. 118–130.
14. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1998. 366 с.
15. Шилов В.Н., Захарова М.А., Ильев А.Я., Подзоров А.В. Извержение Южно-Сахалинского грязевого вулкана весной 1959 г. // *Труды СахКНИИ*. 1961. Вып. 10. С. 83–99.
16. Шнюков Е.Ф., Шереметьев В.М., Маслаков Н.А. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона. Краснодар: Кубаньгеология, 2006. 176 с.
17. Якубов А.А., Григорьянц Б.В., Алиев Ад.А. и др. Грязевой вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазоносностью. Баку: Элм, 1980. 167 с.
18. Horita J. Carbon isotope exchange in the system $\text{CO}_2\text{-CH}_4$ at elevated temperatures // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2001. Vol. 65. P. 1907–1919.
19. Kopf A.J. Significance of mud volcanism // *Reviews of Geophysics*. 2002. Vol. 40. P. 1–52.
20. Verma S.P., Pandarinath K., Santoyo E. SolGeo: A new computer program for solute geothermometers and its application to Mexican geothermal fields // *Geothermics*. 2008. Vol. 37. P. 597–621.

В.В. Иванов¹, В.В. Кононов¹, Е.К. Игнатъев²

**МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНОЙ
МИНЕРАЛИЗАЦИИ В МЕТАСОМАТИТАХ ЗОЛОТОМЕДНОГО РУДНОГО ПОЛЯ
МАЛМЫЖ (НИЖНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)**

¹ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

²ООО Амур Минералс, г. Хабаровск

Приведены результаты инструментального изучения рудной минерализации гидротермалитов золотомедного Малмыжского рудного поля (Нанайский район Хабаровского края), приуроченного к гранидиорит-диоритовым неоднородным массивам, которые интродировали и контактово метаморфизовали смятые в складки существенно песчаниковые морские отложения верхнего мела в перивулканической зоне позднемелового-палеоценового Нижне-Амурского металлогенического пояса.

Интрузивные и субвулканические породы в пределах рудного поля в разной степени гидротермально-метасоматически преобразованы – от слабо измененных рогово-обманковых и биотитизированных кварцевых диорит-порфиринов до более интенсивно измененных актинолит-хлорит-кварц-плагноклазовых, кальцит-хлорит-кварц-плагноклазовых эпипород и полнопроявленных метасоматитов карбонат-хлорит-эпидот-кварцевого, (хлорит)-серицит-карбонат-кварцевого, карбонат-серицит-кварц-каливошпатного и другого состава.

В рядовых золотомеднопорфировых рудах среднее содержание полезных компонентов обычно находится на уровне: медь 0.3–0.6%, золото 0.1–0.5 г/т. На участках богатых руд содержание меди достигает 1.5%, золота – 1–3 г/т (редко первых десятков г/т). Между Cu и Au в пробах с повышенной их концентрацией наблюдается в целом прямая корреляция. По рудным пересечениям Au/Cu варьирует от 0.1 до 1.3, редко достигая 2.8.

Содержание серебра в рудах обычно низкое (до 1 г/т), и лишь в богатых рудах достигает 15–70 г/т, в единичных случаях – до 150–200 г/т. Au/Ag колеблется в диапазоне 0.001–0.3, т.е. по соотношению данных металлов руды имеют золотой с серебром геохимический профиль.

Из других благородных металлов в рудах установлено также наличие Pt (до 0.18 г/т) и Pd (до 0.20 г/т). Для этих элементов, также как и для золота и серебра, установлено сложное распределение их концентраций. Наряду с обнаруженными нами минералами палладия в рудах могут быть встречены минералы платины.

Данные руды относятся к средне- и высокосернистому типу и убогомышьяковистому и теллур-селеновому подтипам. Содержание As и Se в них в целом низкое, достигая в сильно сульфидизированных пробах 1–2% и 160 г/т, соответственно.

Среди других металлов, которые иногда локально дают сравнительно повышенные концентрации, отметим Co (до 46 г/т), Ni (до 55 г/т), Sn (до 135 г/т), W (до 406 г/т), Bi (редко до 1%) и Pb (редко до 0.5%).

Вкрапленная, гнездово-вкрапленная, тонкопрожилковая и редко встречаемая прожилково-жилвная благороднометалльно-оксидно-сульфидная рудная минерализация хронологически, пространственно и генетически тесно связана со скоплениями силикатов, алюмосиликатов и карбонатов (в первую очередь, актинолита, эпидота, хлори-

тов, карбонатов и цеолитов) в эпипородах. Матричный состав тонких прожилков (до 2–3 мм) коррелируется с характером ассоциаций минералов (в том числе пятнисто и гнездообразно развитых) тех пород, которые они секут – субщелочных железомангний-кальциевых гидротермалитов (пропилитов) и локализованных в зонах кислотного выщелачивания серицит-калишпатовых метасоматитов. Образующие разнообразные штокверки сульфидоносные прожилки (мощностью от долей мм до 10–20 мм) и, менее характерные для данного объекта, жилы разнообразны по составу, строению и морфологии, а также по генезису и характеру взаимных пересечений.

Оксиды в гидротермалитах представлены главным образом магнетитом, который наблюдается в виде различной по типу распределения вкрапленности разноразмерных зерен (0.01–3 мм), а также в виде гнезд, просечек и прожилков. В метасоматитах с гнездовыми выделениями этого сложного оксида железа его содержание достигает 15%. Наиболее ранний магнетит выделялся как аксессуарный минерал после кристаллизации главных породообразующих силикатов магматитов. Следующая генерация магнетита принадлежит к начальной стадии эпигенетических изменений магматических пород. Корродированные зерна этого сравнительно высокотемпературного магнетита содержат пластинчатые выделения продуктов распада твердых растворов – пластинчатых фаз Mn-(Mg)-Ti-Fe-O состава в виде ильменита (FeTiO_3)-пирофанита (MnTiO_3) с незначительной долей гейкилита (Mg, Fe)TiO₃. В более позднем магнетите содержание Ti, Mg и Mn низкое. Среди других типов неоднородного строения зерен магнетита отметим, в частности, наблюдаемые в них фрагментарные псевдоморфозы гематита (мартилизация). Кроме титаномагнетита к минералам титана, регулярно встречающимся в изученных метасоматитах, относятся самостоятельные тонкие зерна ильменита, рутила и сфена. С ними ассоциирует более крупный (0.2–0.3 мм) апатит, как хлористый, так и фтористый.

Доминирующие среди рудных минералов сульфиды наблюдаются в виде тонкодисперсных вкрапленников, крупнозернистых выделений, гнездовых обособлений, прожилков и значительных скоплений в редких жилах (в том числе ствольных), представлены пиритом и халькопиритом. Местами их дополняют борнит и реже арсенопирит. Второстепенные компоненты – сульфиды Pb, Zn и Ag.

Пирит широко и многообразно встречается в количестве до 3%, местами до 10 % объема эпипород. Среди внеструктурных его элементов-примесей зафиксированы Ag, Pb, Zn и частично Cu, а среди конституционных примесей – As, Ni, Co и некоторая доля Cu. Это отражает характер микропарагенезисов пирита с другими халькогенидами. Пирит различных рудных зон неодинаков по соотношению содержаний в нем никеля и кобальта.

Халькопирит, основной минерал меди изученных руд, встречается, также как и пирит, в виде нескольких генераций. В метасоматитах халькопирит часто приурочен в матриксе пород к сосредоточению разных комбинаций новообразованных хлорита, эпидота, серицита, карбоната и кварца. К таким зонам минеральной неоднородности метасоматитов также тяготеют апатит, сфен и рутил. Нередко халькопирит развит в сростаниях с пиритом и магнетитом, цельные и катаклазированные зерна которых он обрастает, замещает или цементирует. По отношению к редким и второстепенным для данных руд минералов золота, серебра, свинца, цинка, теллура, селена, редкоземельных и других химических элементов халькопирит является более ранним или сравнительно синхронным с ними. В микротрещинах и на поверхности халькопиритовых

выделений такие минералы представлены весьма тонкими фазами. Кроме примесей As, Ni, Co, Au, Ag, Pb и Zn в монофракциях халькопирита с частотой встречаемости 11–16% эмиссионной спектрометрией фиксируются также Sb, Bi и Sn.

Борнит в ассоциации с халькопиритом представлен крупными вкрапленниками (в том числе в сростаниях с эпидотом) и встречаются в виде прожилков борнита с характерной для него яркой побежалостью. В частности, борнит развит в сульфидизированных эпидот-серицит-кварцевых и серицит-кварцевых метасоматитах с пирит-халькопирит-хлорит-кварцевыми микропрожилками, содержащими минералы титана, бария и других химических элементов. При залечивании микрополостей в магнетите халькопиритом на их контакте угнетенно развивается реакционный борнит. Борнитсодержащие руды содержат тонкую вкрапленность минералов свинца, цинка и благородных металлов, в том числе медистое золото. Помимо халькопирита и борнита в таких случаях встречен ряд соединений, принадлежащих к Cu-Fe-S, Cu-S, Cu-Zn-As-S(?), Cu-Zn-O(?) и Cu-Zn(?) системам. Для некоторых из них необходимы дополнительные специализированные исследования.

Арсенопирит и другие минералы мышьяка (богатая мышьяком Fe-As-S фаза, самородный мышьяк) встречены в западной части рудного поля.

Галенит имеет сквозной характер встречаемости (в 85% проб), как правило, весьма тонких фаз в метасоматитах разного типа. Преобладает Se-содержащий галенит (иногда и Ag-содержащий). Он принадлежит к изоморфному ряду галенит-клаусталит.

В единичных случаях нами зафиксированы также минеральные фазы, в состав которых вместе со свинцом входят мышьяк, олово и другие элементы.

Сфалерит, как и галенит, принадлежит к минералам, представленным в незначительных количествах. Выявлено три разновидности сфалерита: 1) без кадмия; 2) кадмиевый и 3) с эмульсиевидной вкрапленностью халькопирита. Содержание Cd в сфалерите достигает 1 масс. %. Встречен также Ag-содержащий сфалерит. Содержания Fe в сфалерите не превышают 8.5 масс. %. В редких случаях в нем устанавливается примесь Cu и Mn. Отложения галенита и сфалерита были синхронны с образованием зерен с взаимными прорастаниями. Они ассоциируют с минералами кальция, фосфора, бария, редких земель, урана и др.

Сульфид кадмия, гринокит, встречен в метасоматите с магнетит-халькопирит-борнитовой основной рудной ассоциацией и рассеянным развитием микронных фаз сфена, сульфосолей, клаусталита-галенита, акантита-агвиларита-науманнита, теллуридов серебра, золота и серебра, палладия, сплавов серебро-золото и др.

Среди сложных сульфидов установлены редко встречаемые в данных рудах сульфосоли, в частности, теннантит и пираргирит (с примесью As).

Золото в характеризуемых золотомедных рудах присутствует в ультрадисперсной и тонковкрапленной самородной и теллуридной минеральных формах в составе разнообразных орто- и парагенетических ассоциаций минералов. Тонкое серебросодержащее и медистое золото в виде фаз Au-Ag-(Cu) и Au-Cu систем инструментально нами установлено во многих случаях. Наблюдается приуроченность таких фаз к границам различных по размеру зерен халькопирита и пирита, к местам карбонатных выделений среди окварцованной породы и т.д. Кроме субмикронных частиц природных Au-содержащих сплавов, визуализированных нами под электронным микроскопом, следует ожидать в сульфидной и силикатной матрице данных руд и «невидимого» золота в качестве наноразмерных частиц и кластеров.

Серебро установлено в качестве примеси в сульфидах и в виде собственных соединений с золотом, теллуром, селеном и серой. Встречены также Ag-содержащие фазы с мышьяком и другими элементами в тонких минеральных смесях, требующие дальнейшего детального изучения. В данных рудах часты селениды, сульфоселениды и сульфиды серебра. Теллуриды серебра и другие халькогениды серебра встречаются реже. Редко встречаются чисто серебряные фазы, в том числе дендритоидные. Акантит совместно с науманнитом и агвиларитом, твердым раствором переменного состава в ряду Ag_2S - Ag_2Se , встречены под аналитическим сканирующим электронным микроскопом в большом числе проб.

Теллур относится к сквозным химическим элементам данных руд. Установленные в рудах соединения теллура с серебром, золотом и серебром (петцит) и палладием, а также со свинцом (клаусталит) имеют микронные размеры зерен. В некоторых рудных зонах примесь теллура фиксируется в галените и в селенидах серебра.

Селен присутствует в виде клаусталита, науманнита, агвиларита и самородного селена, но преимущественно в виде примеси в простых и сложных сульфидах. Регулярно встречается селенсодержащий и селенистый галенит (член изоморфного ряда галенит-клаусталит). Обнаруженные фазы с селеном, как и фазы AgTe, Au-Ag-Te, Ag-Pd-Te и Pd-Te систем, развиты в трещинах и на поверхности зерен сульфидов. К их микропарагенезисам принадлежит и сплавы золота с серебром и медью.

При исследовании большого числа препаратов в некоторых случаях нам попались субмикронные минеральные фазы, которые относятся для изученных образцов керна к разряду редких компонентов. Так, дополнительной диагностики требуют фазы с такими химическими элементами, как хром, молибден, олово, висмут (Bi-Pb-Te-Se-S, Bi-Cl и других систем), фосфор, различные редкие земли, цирконий, уран и торий.

Полученные материалы являются первым опытом углубленного изучения минералогии продуктивных образований крупной Au-Cu-порфировой системы, которая после завершения на указанном рудном поле геологоразведочных работ имеет перспективы быть типовой для Дальнего Востока России.

Работа выполнена при частичной поддержке проекта ОНЗ № 12-1-О-ОНЗ-ОЗ.

А.С. Каретников

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК УЛЬТРАМАФИТОВ МАССИВОВ КОНДЕР И ЧАД

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

В настоящей работе приводятся результаты сравнительного анализа палеомагнитных характеристик наиболее древних – ультрамафитовых – пород массивов Кондер и Чад, которые позволяют не только оценить их возраст, но и проследить эволюцию самих массивов и эволюцию района их размещения.

Массивы Кондер и Чад располагаются в юго-восточной части Сибирской платформы (первый из них находится в бассейне р. Мая, в междуречье ее левых притоков Омня и Маймакан, на северной окраине Омнинско-Батомгского поднятия; второй – на левобережье р. Маймакан, крупного левого притока р. Мая, в ее среднем течении, на юго-восточной периферии того же Омнинско-Батомгского блока). Породы этих массивов обнажаются среди архейских метаморфических пород фундамента и перекрывающих их терригенных отложений верхнепротерозойского комплекса. Строевые массивы концентрически-зональные, характеризующиеся наличием центральных ядер и окружающих их концентрически-замкнутых колец, сформированных породами разного состава. Центральные ядерные части массивов сложены наиболее древними – ультрамафитовыми – породами: дунитами и клинопироксенитами (в случае массива Кондер в строении его центральной части принимают участие еще и косьвиты). Дуниты этих двух массивов образуют изометричные в плане штокообразные тела, отличающиеся диаметрами: 6.5 км в случае массива Кондер и 2.5 км в случае массива Чад. Клинопироксениты и габброиды нормального ряда щелочности образуют кольцевые зоны мощностью от 700 до 500 м вокруг дунитовых ядер.

Все попытки установления возраста наиболее древних пород этих массивов разными изотопными методами до настоящего времени не привели к успеху [1].

В результате проведенного детального, по сути первого, палеомагнитного исследования всех трех разновидностей (дунитов, клинопироксенитов, косьвитов) кондерских ультрамафитов [3] были выделены для них характеристические направления (или компоненты) намагниченности (NRM) прямой полярности и получены для некоторых из них данные, с одной стороны, косвенно указывающие на термическую природу их образования. Это повышенные (>0.24) величины температурно-чувствительного параметра N_T [7], отражающего температуру окончательного фазового состава образцов, содержащих преимущественно многодоменные ферромагнетики, что свидетельствовало о воздействии на ферромагнитные компоненты образцов температур выше их точек Кюри на стадии кристаллизации. С другой стороны, был установлен факт, косвенно свидетельствующий о первичности образования этих намагниченностей (это близость направлений NRM, выделенных для образцов дунитов, содержащих разные магнитные минералы, а также близость к ним характеристических направлений NRM, выделенных для клинопироксенитов). Все это позволило рассматривать подобные намагниченности (или компоненты) как древние.

Сопоставление рассчитанных по характеристическим направлениям NRM, выделенным для каждой разновидности кондерских ультрамафитов, виртуальных па-

Таблица. Палеомагнитные характеристики ультрамафитов массивов Кондер и Чад.

Порода	Группа	Кол-во-определений	Способ-определения	Полярность	D°_{cp}	I°_{cp}	K	α_{95}	Plong $^{\circ}$	Plat $^{\circ}$	d_p°	d_m°
КОНДЕР												
Дуниты	1	24	Т-размагничивание	N	133	36	18	7	178	-4	5	8
	2	31	-«-	N	28	73	91	3	206	75	4	5
	3	6	-«-	N	115	78	92	6	163	44	11	11
Клинопироксениты	4	11	-«-	N	129	35	24	8	181	-2	6	10
	5	16	-«-	N	27	73	223	2	204	75	4	4
	6	3	-«-	N	125	77	62	10	161	39	18	19
Косьвиты	7	16	-«-	N	35	73	102	3	206	71	5	6
ЧАД												
Дуниты	8	70	Н-размагничивание	N*	43.6	73.3	102.1	1.7	200.4	67	3.0	2.7
Клинопироксениты	9	71	-«-	N*	41.9	72.4	84.8	1.9	204.5	67.5	3.4	3.0

Примечание. Т-размагничивание – терморазмагничивание до температуры 650°C; Н-размагничивание – размагничивание переменным магнитным полем до 60 мТл; N – прямомагнитные образцы; D°_{cp} , I°_{cp} – склонение и наклонение среднего вектора NRM в современной системе координат; K – кучность распределения (разброс направлений NRM); α_{95} – радиус круга доверия для уровня вероятности 0.95; Plong $^{\circ}$, Plat $^{\circ}$ – долгота и широта Северного полюса Земли в эпоху образования NRM пород (относительно современной градусной сетки); d_p° и d_m° – полуоси овала погрешности в определении положения северного геомагнитного полюса для уровня вероятности 95. * – направление характеристической намагниченности после процедуры обращения.

леополюсов (табл.) с известными фрагментами траектории кажущегося движения палеополюса (ТКДП) Сибирской платформы (а именно: с фрагментами сибирской кривой КДП в интервалах поздний рифей–средний кембрий [4], поздний кембрий–средний триас [6], а также с траекторией КДП для Евразии за 200 млн лет [8]) позволило сделать выводы: (1) об одновременности кристаллизации дунитов и клинопироксенитов массива, (2) об их позднепротерозойском (поздний рифей) возрасте, (3) о позднемезозойском (ранний мел) возрасте косьвитов. Возраст массива в целом был оценен как позднепротерозойский. Кроме того, материалы палеомагнитного изучения кондерских ультрамафитов позволили выделить в истории становления массива, кроме позднепротерозойского этапа, еще два – позднепалеозойский (поздняя пермь) и позднемезозойский (ранний мел).

Результатом выполненного в последние годы палеомагнитного исследования чадских ультрамафитов (дунитов и клинопироксенитов) [2] явилось выделение для каждой разновидности двух характеристических направлений (или компонент) NRM обратной полярности.

Для того чтобы иметь возможность сопоставить характеристические намагниченности, полученные для дунитовых и клинопироксенитовых разновидностей кондерских и чадских ультрамафитов, была выполнена во втором случае процеду-

ра обращения выделенных направлений NRM. Оказалось, что одно из двух направлений, установленное и для дунитов, и для клинопироксенитов, после выполненной процедуры обращения близко к направлению современного магнитного поля. Кроме того, в процессе исследования было установлено, что намагниченности подобных образцов вторичны (имеют нетермоостаточную природу образования). Об этом свидетельствовали величины параметра N_T (< 0.24), установленные для образцов, содержащих преимущественно многодоменный ферромагнетик. Такие образцы при вычислении координат палеополюса не учитывались. Координаты палеополюсов были вычислены лишь для вторых характеристических направлений NRM, выделенных как для дунитов, так и для клинопироксенитов, после процедуры их обращения.

При проведении сравнительного анализа палеомагнитных характеристик, полученных для кондерских и чадских ультрамафитов, в качестве референтных (наряду с перечисленными выше фрагментами сибирской кривой КДП) были использованы: еще одна версия траектории КДП для Евразии за 200 млн лет [9], а также фрагмент ТКДП Сибирского региона для позднего мезозоя [5].

Сопоставление палеополюсов, вычисленных для чадских дунитов и клинопироксенитов (для групп 8 и 9 в табл.), друг с другом подтверждает результат, установленный для аналогичных разновидностей кондерских ультрамафитов, указывавший на одновременность их кристаллизации. При этом, чадские палеополюсы располагаются вблизи от раннемеловых палеополюсов всех использованных в работе референтных мезозойских фрагментов ТКДП. Это позволило сделать вывод о том, что одновременная кристаллизация дунитов и клинопироксенитов на Чадском массиве происходила в раннемеловое время. Отсюда возраст массива в целом не может быть древнее раннемелового. Кроме того, при сравнении чадских и кондерских полюсов обращает на себя внимание факт близости координат палеополюсов, вычисленных для обоих разновидностей чадских ультрамафитов (для групп 8, 9, табл.), с одной стороны, к координатам, установленным для кондерских косьвитов (группа 7, табл.), секущих дуниты центральной части Кондрского массива и слагающих дуговые тела вокруг него, а с другой стороны, к координатам палеополюсов, вычисленным по характеристическим компонентам, выделенным для одной из кондерских групп дунитов и клинопироксенитов (группы 2 и 5, табл.), непосредственно контактирующих, соответственно, с косьвитами и щелочными сиенитами.

Подобное расположение некоторых из полученных кондерских, а также чадских, палеополюсов свидетельствует об одновременности (или, по крайней мере, о близости по времени) формирования в мезозое (ранний мел), с одной стороны, многочисленных жильных, дайковых и дуговых тел косьвитов и щелочных сиенитов на массиве Кондер, а с другой стороны, центральной части Чадского комплекса, сложенной дунитами и клинопироксенитами.

Литература

1. Каретников А.С. К проблеме определения возраста массива Кондер // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 4. С. 76–83.
2. Каретников А.С. Оценка возраста Чадского массива (по палеомагнитным данным его ультрамафитов) // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии: VII Косыгинские чтения. Хабаровск. 2011. С. 558–561.
3. Каретников А.С. Палеомагнетизм ультрабазитов массива Кондер и оценка его возраста // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 6. С. 23–12.

4. Павлов В.Э., Галле И., Петров П.Ю. и др. Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района: изотопные, палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родиния // Геотектоника. 2002. № 4. С. 26–41.
5. Тимофеев В.Ю., Казанский А.Ю., Ардуков Д.Г. и др. О параметрах вращения Сибирского домена и его восточного обрамления в различные геологические эпохи // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 4. С. 21–31.
6. Храмов А.Н. Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: Изд-во ВНИИГРИ. 1991. С. 154–176.
7. Шолпо Л.Е., Лузянина Э.Н. Метод изучения температурной предыстории горных пород // Магнетизм горных пород. Владивосток, 1974. С. 71–78.
8. Besse J., Courtillot V. Revised and Synthetic Apparent Polar Wander Paths of the African, Eurasian, North American and Indian Plates, and True Polar Wander Since 200 Ma // Journal of Geophysical Research, 1991. V. 96, N B3. P. 4029–4050.
9. Trond H. Torsvik, R. Dietmar Muller, Rob Van der Voo, Bernhard Steinberger and Carmen Gaina. Global Plate Motion Frames: Toward A United Model // Reviews of Geophysics, 46, RG 3004/2008. 1 of 44.

В.С. Комарова, Л.Л. Петухова

ПЛАТИНОИДЫ В СУЛЬФИДНЫХ CU-NI РУДАХ КУРУМКАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Большинство платиновых минералов генетически связаны с мафит-ультрамафитовыми комплексами. В последние годы в юго-восточной части Алдано-Станового щита был выявлен новый тип Cu-Ni рудопроявлений, представленный пластообразными телами мафит-ультрамафитов, с которыми связана медно-никелевая с платиноидами сульфидная минерализация – месторождение Кун-Манье. Во вкрапленных сульфидных рудах сумма МПГ приближается к 1г/т, а в сплошных и брекчиевидных достигает 4 г/т.

Концентрации элементов платиновой группы (ЭПГ) определялись пробирно-атомно-абсорбционным методом на плазменно-эмиссионном спектрометре «Ортим»4300. Минералы платиновой группы (МПГ) были изучены методом сканирующей электронной микроскопии в полированных аншлифах. Исследования образцов проводились на растровом электронном микроскопе (EVO-40HV, Zeiss). Применяемое ускоряющее напряжение 20 кВ, ток пучка ~150 пА. Определение элементного состава выполнялось при использовании кремний-дрейфовом рентгеновском детекторе X-MAX 80мм². Для количественного анализа использовался комплексный эталон № 6067 фирмы «МАС» (Великобритания) и библиотека профилей линий элементов, встроенная в программу INCA. Анализы ЭПГ были выполнены в лаборатории физико-химических методов исследований Итиг ДВО РАН.

Изучены платиноиды в керне ряда скважин, пробуренных на трех рудных участках (Шляпа, Икэн, Курумкан) месторождения Кун-Манье. Несмотря на близкий состав вмещающих пород и сходство сульфидной минерализацией на этих участках были обнаружены определенные различия в распределении и составах минералов платиновой группы. Суммы ЭПГ в изученных рудных пробах невысоки, их содержание редко превышает 1г/т; самые низкие содержания отмечены на уч. Курумкан (средняя величина составляет 0,33 г/т), а самые высокие средние содержания (0,57 г/т) на уч. Икэн. На участках Курумкан и Икэн в проанализированных пробах наблюдается преобладание Pt над Pd при средней величине Pt/Pd=1,2, обратную картину установлена на уч. Шляпа, где отношение значительно ниже (Pt/Pd =0,9). Установлена высокая положительная корреляция содержаний Pt, Pd между собой, а также с Ni и S, несколько в меньшей степени с Cu. На участке Шляпа установлено увеличение суммарной концентрации платиноидов вниз по разрезу, особенно Pd.

Платинометалльная минерализация характеризуется широким разнообразием минеральных фаз и парагенезисов. Ранее были установлены и описаны [1] такие минералы как меренскит, ирарсит, Pd-мелонит, теллуриды серебра. В результате наших исследований помимо главных минералов, таких как теллуриды Pt, Pd, были обнаружены также арсениды платиноидов и минеральные фазы твердых растворов Os-Ru-Rh.

На уч. Курумкан в исследованных пробах установлен довольно однообразный состав МПГ – теллуриды палладия типа котульскита и Pd-мелонит, в которых вариации составов незначительны (в частности, в мелоните концентрации Pd от 7,8% до 9,73%).

На уч. Шляпа было обнаружены сперрилиты, теллуриды золота с довольно высокой примесью палладия до 8,85% и зерно герсдорфита. Кроме того в этом разрезе присутствуют меренскиты и Pd-мелониты, в которых отмечен изоморфизм Te и Bi. В мелонитах содержания Te колеблется от 61,44% до 75,99%, Pd варьирует в пределах 4,98%–8,22%, примесь Bi – 4,03–7,18%.

Наиболее разнообразные и сложные по составу МПГ установлены на участке Икэн, где наряду с теллуридами Pt, Pd выделяются сульфоарсениды платиноидов: ирарсит, в котором концентрации Pt варьируют в пределах 11,21–14,54%, Ir от 47,31% до 35,69%, As от 25,87% до 24,1%, S от 12,52% до 15,34%. Кроме них обнаружены сперрилит с примесью Cu до 0,79%, холлингвортит (содержание Rh 9,93%, Pt – 11,02%), а также твердые растворы на основе Os-Ru, в одном случае с примесью Rh до 8,4%, в другом случае с примесью Pt до 3,65%. Но преобладающими минеральными фазами здесь также, как и на других участках, являются меренскиты и в меньшей степени Pd-мелониты, а также теллуриды палладия, типа котульскита.

Необходимо отметить Au-Ag минерализацию, которая повсеместно развита в сульфидных рудах всех участках. Это очень мелкие зерна самородных Ag и Au, теллуридов серебра, купроаурита, кюстенита и др. фазы.

Литература

1. Платиноидно-медно-никелевое оруденение кун-маньенского комплекса малых интрузий (юго-восток Алдано-Станового щита) // Платина России, т. VII, Красноярск, 2011. С 406–417.

М.И. Копылов, И.В. Пустовойтова

УЛЬТРАБАЗИТ–БАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ В ДАЛЬНЕВОСТОЧНОМ ГАББРО-АНОРТОЗИТОВОМ ПОЯСЕ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

Открытое акционерное общество «Дальгеофизика», г. Хабаровск

В пределах Дальневосточного габбро-анортозитового пояса известно несколько проявлений медно-никелевой минерализации в Лантарском, Баладекском, Иманагитском массивах и ряд мелких и средних месторождений в пределах массива Кун-Маньё. Далее на запад в пределах Читинской области медно-никелевые месторождения Чинеского массива. Проявления медно-никелевой минерализации изучено слабо в связи с этим, основная информация об особенностях геологического строения и рудоносности излагается по материалам массивов Кун-Маньё, Чинейского и Лантарского изученного с поверхности канавами, на глубину скважинами, геофизическими исследованиями и данными бороздового и кернового опробования.

Лантарский габбро-анортозитовый массив является крайним с востока в полосе базит-ультрабазитовых массивов, окаймляющих с юга древнейшие кристаллические образования Алданского щита Сибирской платформы. Площадь Лантарского массива 2700 кв.км. Форма вытянута 170×5–34 км. ЮВ контакт прямолинейный тектонический, СЗ – неровный [2].

По результатам проведенных поисковых работ ФГУП «Дальгеофизика» в качестве первоочередной перспективной площади принята северо-восточная периферическая зона Лантарского массива, где выявлена протяженная (более 20 км) аэромагнитная аномалия ДФ. На рудопроявлении Няндомы установлены платина и палладий, в рудах Авланджинского и Одоринского определена платина. Кроме пирротина руды содержат 3–5% халькопирита, пентландит, пирит, марказит, висмутин, магнетит, титаномагнетит, ильменит, гидроокислы железа. Рудные интервалы имеют видимую мощность от 0,5 до 25 м со средним содержанием меди 0,22–1,01%, никеля 0,17–0,54%, кобальта 0,022–0,13%. Кроме того, в рудных интервалах установлено наличие платины до 4,94 г/т, палладия до 2,6 г/т, золота до 1,78 г/т. Наиболее представительные результаты получены в центральной части, где в расчистке 7 выявлен рудный интервал мощностью 25 м со средним содержанием меди 0,94%, никеля 0,3% и кобальта 0,07%. Как правило, наиболее высокие концентрации рудных элементов приурочиваются к массивным пирротиновым рудам, хотя и в оруденелых пироксенитах, в сульфидизированных габбро-анортозитах и габбро-норитах отмечаются высокие содержание этих элементов. Максимальные содержание меди до 2,19% приходится на интервал интенсивно сульфидизированных габбро-анортозитов на контакте с дайкой диабазов, где суммарное содержания платины и палладия составляют 2,45 г/т на мощность 5,0 м. Максимальные содержание золота 1,78 г/т приурочиваются так же к сульфидизированным габбро-норитам [2].

Массив Кунь-Маньё располагается на юго-восточной окраине Алдано-Станового щита Сибирской платформы. Здесь в последние годы поисковыми и поисково-оценочными работами силами ФГУП «Дальгеофизика» была выявлена серия рудоносных структур и рудопроявлений с медно-никелевой минерализацией промышленного типа.

Рудные и рудоносные тела мафит-ультрамафитов следятся в виде роя в полосе шириной 1–2 км, протягивающегося в северо-западном направлении на 14 км. Фраг-

ментарно эта рудная зона прослежена поисковыми маршрутами к северо-западу за пределы участка Кун-Маньё на 40 км. В пределах рудного поля Кун-Маньё выявлено около 30 крупных и десятки мелких интрузий мафит-ультрамафитов, расположенных группами, часто в несколько ярусов (по вертикали), реже отмечаются одиночные разрозненные тела. Породы этого рудоносного комплекса представлены вебстеритами, плагиовевбстеритами (габбро-норитами), гарцбургитами, лерцолитами, клино- и ортопироксенитами, горнблендитами, верлитами.

Рудопроявление Икэнское объединяет тела ультрабазитов одноименной интрузии распространенных на площади около 3 кв. км. Мощность рудоносных ультрамафитов меняется от 30–40 метров в центральной донной части и до 6–8 метров на флангах. Ультрамафиты и связанные с ними рудные тела имеют дифференцированный состав, который меняется как по мощности, так и по латерали.

Рудная залежь Соболевская, приурочена к западному флангу Икэнского рудного поля. В субмеридиональном направлении рудная зона прослежена на расстояние около 1000 м, а в субширотном – 450 м, занимая площадь около 0,45 кв. км. Морфология рудной залежи определяется характером залегания материнской интрузии мафитов-ультрамафитов, несущих сульфидную медно-никелевую минерализацию. По материалам горно-буровых работ установлено, что она залегает субгоризонтально под мощностью до (130 м) толщей архейских метагаббро и гнейсов и только вблизи западного окончания воздымается под углом 30–40°.

Рудная залежь № 1 (Шляпа), сложена рудоносными вебстеритами, занимает фрагмент возвышенности на водоразделе гривы между ручьями Большой и Малый Курумкан. Кровля рудного тела выходит на дневную поверхность в виде железной шляпы оранжево-бурого цвета за счет окисления сульфидных минералов.

Рудная залежь № 4 (Фалкон-Нижняя), морфология которой определяется характером залегания рудоносной интрузии ультрамафитов, вскрыта буровыми скважинами. Содержание никеля в штучных пробах достигает 1%. Участок Водораздельный-II пространственно охватывает площадь интрузии вебстеритов, расположенное на горном отроге между руч. Сокол и безымянным распадом – правыми притоками руч. Бол. Курумкан. Рудоносная интрузия вебстеритов изучена семью буровыми скважинами [2].

Кроме крупных габбро-анортозитовых и базит-гипербазитовых массивов несущих медно-никелевую минерализацию в промышленных масштабах в пределах восточной и западной частей Дальневосточного пояса в его центральной части существует ряд более мелких массивов (Лучанский, Лукиндинский, Ильдеусский, Гетканский, Уркиминский, Хорогочинский, Брянтинский, Ильдеусский, Маристый, Кенгуракский и др) перспективных на выявление медно-никелевой минерализации с повышенным содержанием платиноидов и золота [3]. В Становой области ультраосновные массивы (Ларбинский, Гетканский, Веселкинский, Верхнетыгдинский и др) относятся к нескольким возрастным уровням: раннее и позднеархейским, раннепротерозойскому.

Хорогочинский массив представлен габбро, габбро-амфиболитами, олигоклазитами, андезенидами, габбро-норитами. По результатам геологической съемки масштаба 1:50000 большая часть массива “стратифицирована” в нижнеархейские метаморфиты. В штучных пробах отобранных из ультрамафитов содержание Ni – 0,1–0,2%, Co – до 0,05%, Cu – до 0,1%, Pt – до 0,3 г/т, Pd – до 0,08 г/т [3].

Уркиминский массив площадью 35 кв.км. расположен в верхнем течении р. Уркаима. Он представлен роговообманковыми габбро, габбро-норитами, габбро-пироксе-

нитами, пироксенитами и горнблендитами. По данным штурфного опробования отобранных из основных и ультраосновных пород установлена рассеянная вкрапленность пирротина, пирита, халькопирита и магнетита. По данным спектрального анализа бороздовых проб из канав по зонам сульфидной минерализации выявлено повышенные содержания Ni – до 0,03%, Co – до 0,02%, Cu – 0,02%, Ti – до 5,0% [3].

Лукиндинский массив (площадь 70 км²) расположен в верховьях р. Ольдой и представляет в плане линзовидное тело, вытянутое на 16 км при максимальной ширине 3,5 км. Интрузия имеет форму полого залегающей пластины с отчетливо выраженной вертикальной дифференциацией. В придонной его части располагаются мономинеральные дуниты с хромитом, сменяющиеся вверх по разрезу переслаивающимися трактолитами и плагиоклазовыми дунитами. В целом массив представлен разнообразными породами от дунитов, трактолитов и пироксенитов до габбро и анортозитов. Возрастное положение лукиндинского комплекса достаточно жестко определяется – между джелтулакской серией и тукурингским комплексом в интервале 2,45–2,2 (2,3) млрд. лет. Поскольку современные выходы ультраосновных пород, вероятно, являются останцами, реликтами значительно более крупных массивов, то в каждом из них можно ожидать выявление медно-никелевой и платинометальной минерализации [1,3].

Весёлкинский массив расположен в верховьях р. Средний Уркан и представлен дунит-клинопироксенит-габбровым составом. Массив вытянут в субширотном направлении на протяжении 8 км при ширине 3 км и имеет зональное строение, расслоен. Краевые части массива подверглись интенсивному метаморфизму в амфиболовой фации, вероятно под воздействием древнестановой гранитизации. Содержание сульфидов на некоторых участках массива достигает 2,0%, редко 5–15% [1]. Рудная минерализация, представленная пиритом, халькопиритом, магнетитом, ильменитом, пентландитом, хромитом. В таких участках установлены высокие содержания хрома (до 4,31%, хим. анализ), никеля (до 0,7%), кобальта (до 0,2%), меди (до 0,2%), титана (>1,0%).

Гетканский массив (площадь выхода массива около 60 км²) имеет овальную форму и вытянут СЗ направления на протяжении около 15 км при максимальной ширине 5 км (в среднем 2 км). В составе массива отмечаются пироксениты, трактолиты, габбро-нориты и анортозиты. Спектральным анализом из пород с сульфидной вкрапленностью установлены содержания Ni – до 0,01%, Co – до 0,01%, Cu – 0,002%, Ti – до 2,0% и платины в габбро – 0,03–0,07 г/т.

Кенгуракский массив площадью более 100 кв.км. находится в междуречье рек Большой Ольдой и Урши. Массив сложен габброидами, габбро-анортозитами с подчиненным количеством клинопироксенитов. Породы претерпели метаморфизм амфиболитовой фации и более поздние гидротермально-метасоматические преобразования, включающие амфиболизацию, биотизацию, микроклинизацию и пропилитизацию. По цирконам из анортозитов произведено U/Pb определение возраста пород массива абсолютный возраст интрузии в 1866±6 млн. лет [1]. В разных частях массива выявлены зоны с пирит-пирротиновой минерализацией. Содержание никеля в них Ni – до 0,2%, Cu – 0,1%.

Брянтинский массив расположен в долине р. Брянта. Массив сложен расланцованными габбро, с жильными телами пироксенитов и перидотитов. В пределах массива выявлено более 20 жил ультрабазитов мощностью 19–50 м и протяженностью около 60 метров. Простираение их северо-восточное, падение юго-западное 70–80°. Рудные минералы представлены пентландитом, пиритом, халькопиритом, марказитом [3]. В

бороздовых и штучных пробах спектральным анализом установлено содержание Ni – 0,07–0,2%, Co – 0,006%, Cu – 0,03–0,45%.

Лучанский массив имеет площадь более 100 км² (21×12км). При общем СЗ простираении вмещающих его амфиболитов, биотит-роговообманковых гнейсов, массивных амфиболовых габбро, габбро, габбро-норитов и апатитсодержащих метапироксенитов, Массив отнесен к лукиндинскому комплексу раннепротерозойского возраста дунит-троктолит-габбровой формации.

Усть-Депский массив в геологическом отношении выглядит экзотично в свете существующих представлений. С позиции тектоники плит – это ксенолит офиолитового комплекса, часть сутуры. К краевым частям массивов преимущественно приурочены многочисленные объекты титана, железа, апатита. Из сульфидов отмечается пирит, пирротин, халькопирит, арсенопирит, галенит и сфалерит. В штучных пробах спектральным анализом установлены содержания Ni – 0,08–0,1%, Co – 0,008–0,01%. Атомно-абсорбционным анализом установлены содержания Pt – 0,3г/т, Pd – 0,006–0,1г/т, Ru – до 0,025 г/т [3].

Усть-Нюкжинский массив расположен в пределах устья р.Нюкжа и залегает среди сланцев. В пределах массива выявлены три широтные минерализованные зоны с пирротин-халькопиритовым оруденением. Содержание в них никеля составляет 0,05–0,4% (среднее – 0,1%), кобальта 0,007–0,04% (среднее – 0,01%). Сульфидные медно-никелевые руды перетерпели интенсивный метаморфизм.

Пространственно Чинейский массив расположен на западе Дальневосточного габбро-анортозитового пояса, вблизи южного краевого шва Сибирской платформы. Основу докембрийского структурного плана образуют Чарская и Каларская глыбы архея, разделенные раннепротерозойским Кодаро-Удоканским прогибом. Рудный район представляет рифтогенную горсто-грабенную систему хребтов (Кодар, Удокан, Каларский) и глубоких впадин (Верхнечарская и др.), являющуюся северо-восточной частью Байкальского рифта.

С массивом связаны два геолого-промышленных типа оруденения: комплексное медно-никелевое и титаномагнетитовое (железо-титан-ванадиевое). Каждый из этих месторождений Рудное (медно-никелевые с платиноидами) и Магнитное (железо-титан-ванадиевое) разобщены и занимают разные структурно-геологические позиции и могут рассматриваться в качестве самостоятельных, которые роднит только их принадлежность к Чинейскому габброидному массиву. В донной части Чинейского массива локализуется медно-сульфидное оруденение (с попутным никелем, кобальтом, платиноидами и др).

С сульфидами по данным технологического опробования связано более 90% платины и золота. Только 5% платины и 10,7% палладия образуют свободные зерна собственных минералов. Значительная часть (25%) палладия заключена в силикатах.

Литература

1. Бучко И.В. Распределение элементов платиновой группы в расслоенных ультрабазит-базитовых интрузиях Становой складчатой системы (на примере Весёлкинского массива). //Тихоокеанская геология, 2000. Т.19, №2. С.91–100.
2. Копылов М.И. Прогнозно-поисковые признаки и критерии титановых и медноникелевых месторождений в пределах Дальневосточного габбро-анортозитового пояса. //Руды и металлы, 2009№4, С.45–56.
3. Степанов В.А., Мельников А.В. Никеленосность Верхнего Приамурья. Владивосток. Дальнаука, 2010. С.46–98.

В.Г. Крюков

МОДЕЛИ ПОРФИРОВЫХ ОБЪЕКТОВ ПРИАМУРЬЯ

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Крупнообъемные месторождения цветных металлов, включающие порфировые объекты, в последние годы стали наиболее привлекательными для горного комплекса [1, 2, 3, 7]. Тем не менее их поиски в Приамурье и последующее изучение не получили должного признания. Это объясняется тем, что на стадии поисков и оценки ни на одном проявлении не были получены существенные результаты.

Цель настоящего исследования заключается в разработке моделей порфирового оруденения на основе исследованных автором объектов южной части Дальнего Востока, а также обобщения первичных результатов разномасштабного изучения проявлений другими геологами для более достоверной их оценки.

Для анализа выбраны объекты, находящиеся в различных рудных районах Приамурья. По составу ведущих полезных компонентов отмечается достаточно широкий их спектр: золоторудные, золото-вольфрамовые, золото-вольфрам-оловянные, золото-медно-молибденовые, медно-молибденовые, медно-молибден-оловянные, оловянные проявления. При этом сопоставлялись различные признаки, в том числе, геологическая обстановка нахождения, метасоматиты, типоморфные минералы и их парагенезисы, типохимические элементы, отражающие глубинность процесса рудоотложения [5].

Фациальные условия рудообразования, наряду с другими факторами, сказываются на особенностях состава, строения и вертикального размаха оруденения. Учитывая представления Г.М. Власова, Н.И. Говорова, Д.С. Коржинского, В. Линдгрена, Н.И. Наковника, Д.В. Рундквиста и других исследователей, применительно к рассматриваемой группе объектов возможно выделение близповерхностных (0–600 м), субвулканических (200–1500 м), гипабиссальных (600–2500 м) месторождений.

Критические границы устойчивости типоморфных минералов или их ассоциаций свойственны двум уровням, связанным со структурой вхождения воды в минералы. Первый обусловлен сменой низкотемпературных кварц-карбонатных ассоциаций среднетемпературными эпидот- (актинолит или другой кальциевый алюмосиликат) содержащими новообразованиями на глубинах 1200–1500 метров. Второй уровень соответствует смене гидроксилсодержащих минералов безводными алюмосиликатами на глубинах 2200–2500 м. Отмечаются и не столь четкие интервалы: на 200 м от поверхности цеолиты уступают место адуляру, на 400–600 м адуляризация сменяется альбитизацией.

Существенную роль в определении типа объекта играют метасоматиты. В исследовании использовались подходы, сформированные автором при изучении вулканоплутонических структур различных регионов [4]. Особенно важно подчеркнуть роль рудовмещающих метасоматитов, сформированных в результате действия ранней щелочной, кислотного выщелачивания и поздней щелочной стадий. При этом на стадии кислотного выщелачивания формируются кварц-серицитовые или кварц-серицит-гидрослюдистые с пиритом или марказитом породы, а на стадии поздней щелочной – собственно околорудные гидротермалиты.

Близповерхностные месторождения порфирового типа представлены Белой Горой, Бухтыанским, рудопоявлениями Мангулийским, Маяком и другими. В качестве

эталона рассматривается Белая Гора. Месторождение находится в 60 км к запад-северо-западу от г. Николаевска-на-Амуре. Основным полезным компонентом является золото, по запасам которого месторождение относится к категории средних объектов. Площадь его сложена палеогеновыми базальтами и их туфами. Они интродуцированы агломератовыми туфами и автомагматическими брекчиями трахидацитов, а также тонкофлюидальными, сферолоидными и мелкопорфировыми риолитами. Эруптивные брекчии завершают интрузивный процесс вулканической постройки.

Оруденение локализуется в пределах вулкана, размером 8×9 километров, приуроченного к узлу пересечения субширотной и субмеридиональной тектонических зон. Жерло его заполнено различными по генезису брекчиями и сферолоидными риолитами. Породы в той или иной мере преобразованы во вторичные кварциты. Обломки их фиксируются в эруптивных брекчиях. Внешняя граница вулкана подчёркивается дайками риолитов, дацитов и долеритов. Дайки основного состава имеют также субширотную и северо-восточную ориентировку. В восточной части вулкана картируются фельдшпатофиры (эффузивовидные метасоматиты), или псевдоморфные калишпатиты по Л.Ф. Мишину [6]. На все породы накладывается низкотемпературный метасоматоз, приводящий к формированию кварц-серицит-гидрослюдистых и кварц-адуляр-гидрослюдистых околорудных гидротермалитов с золото-сульфидной минерализацией.

В целом этот тип оруденения характеризуется рядом особенностей. Установлена последовательность образования магматитов и метасоматитов (от ранних к завершающим): базальт-трахибазальтовая серия эффузивов, риолиты кольцевых структур, эффузивовидные метасоматиты, сферолоидные и тонкофлюидальные риолиты, вторичные кварциты, долериты, пропилитизация, эруптивные брекчии, локальный гидротермальный метасоматоз и золотое оруденение. Специфично наличие на глубине около 120 м субгоризонтального уровня концентрации мельниковит-пирита и марказита в рудовмещающем ореоле кварц-серицит-гидрослюдистых метасоматитов, подчеркивающего уровень вадозовых вод. Очень характерны значительный объём рудно-метасоматических образований, и многообразие морфологии рудных тел: штокверк, залежь, линзо- и жилообразные тела. Перспективность рудного поля связывается с кольцевыми и радиальными структурами вулкана к северу от его жерловины.

Субвулканический уровень представлен проявлениями Широкое (Sn, Au), Лошадина Грива (Sn), Таракановское (Au, Mo), Маяк (Au, Mo), Болотное (Au). В качестве модельного рассматривается рудопроявление Широкое.

Рудопроявление Широкое комплексное оловянное с золотом располагается в бассейне р. Правый Деримикан в её верхнем течении (правый приток в верховье р. Селемджа), в северо-восточной части Амурской области. В пределах рудного поля устанавливаются юрские терригенные и меловые вулканогенные образования, интродуцированные гранитоидами различного фациального облика. В структурном плане рудопроявление представляет периферию крупного вулканоплутона, осложнённую значительным количеством боковых аппаратов.

Оруденение локализуется в бокках, два из которых сложены риолитами, четыре – андезитами. Следует подчеркнуть сложность строения и состава этих построек. Как правило, вокруг жерл развиваются штоки автомагматических, эруптивных брекчий и туффизитов, а также дайки гранитоидов. Последовательность формирования интрузивных пород (от ранних к завершающим): андезиты, андезидациты, риолиты, микродиориты, диоритовые порфириты, гранодиориты, автомагматические брекчии, гра-

ниты, аплиты, лейкократовые субщелочные граниты, гранит-порфиры, микрополосчатые метаграниты, эруптивные брекчии. Метасоматиты расчленяются на две группы: площадные безрудные (биотититы, фельдшпатофиры, пропилиты, кварц-гидрослюдистые образования, вторичные кварциты) и рудовмещающие кварц-серицит-гидрослюдистые с пиритом образования, включая околорудные грейзены, актинолититы, турмалиниты, кварц-серицит-хлоритовые, березиты, аргиллизиты.

Характерной особенностью этого типа объектов являются пространственное и временное совмещение оловянной и золоторудной минерализации. Всем проявлениям присущ сложный характер вулканических, интрузивных и метасоматических процессов. Для субвулканического уровня отмечается появление метамагматических пород. Процессы гидротермального метаморфизма находят выражение в существенном объеме кварц-серицит-гидрослюдистых с пиритом метасоматитов, предваряющими рудоотложение. Разнообразие морфологии рудных тел, более значимое в сравнении с близповерхностными объектами, свойственно практически всем объектам, исключая рудопроявление Лошадиная Грива. Вкрапленность халькопирита, молибденита в площадных метасоматитах, в метамагматических породах отражает изначальную специализацию растворов. Перспективы связываются с золотым оруденением.

В целом, на субвулканическом уровне продукты гидротермального метаморфизма выражаются рядом комплементарных пар: ортоклазиты – актинолитовые метасоматиты, березиты – пропилиты, кварц-серицитовые породы – хлорититы и доломитизиты. Характерно золотое, оловянное, медное, молибденовое, оруденение с преимущественной концентрацией в березитах и кварц-серицитовых породах.

Гипабиссальный уровень свойствен месторождению Зимовье, рудопроявлениям Баранджа, Золотая Гора, Кантагор, Тырское и другие. Наиболее изученным является месторождение Зимовье.

Месторождение Зимовье находится в верхнем течении р. Тумнин, в центральной части Хабаровского края. Зимовьянская интрузивно-купольная структура – это кольцевая структура, слегка вытянутой в субширотном направлении формы, размерами около 14х14,8 километров. Купол сформирован в результате становления массивов поздне-меловых гранитоидов на участке пересечения субширотных и субмеридиональных разломов. При этом субмеридиональные разрывы подчёркиваются дайковым поясом риолитов, диорит-порфиритов, монцонитоидов и микрогаббро. Ассоциации интрузивных пород, метамагматических образований, площадных и рудовмещающих метасоматитов, минеральная зональность и состав рудных и рудоносных зон отражают достаточно сложный процесс формирования Зимовьянской интрузивно-купольной структуры. Достаточно четко обособляется центральная часть купола (диаметр около 5 километров), в пределах которой располагаются проявления (с севера на юг): Пёстрое, Цокольное, Таймень, Золотоносный.

Специфика Зимовьянского месторождения заключается, как в структурных, так и в вещественных особенностях объекта. В отличие от предыдущих объектов в палеовулканах, оруденение локализуется в интрузивно-купольных структурах. Соответственно увеличиваются размеры и морфология интрузивных тел, проявляющихся в форме массивов, штоков, даек. Большая масштабность проявления отмечается для кварц-серицит-гидрослюдистых с пиритом предрудных метасоматитов, «надстраивающих» массив гранодиоритов. Гипабиссальный уровень находит отражение в формировании ряда: альбититов или альбит-калишпатовых метасоматитов с биотитом, скарноидов или ак-

тинолитовых метасоматитов нередко со щелочными роговыми обманками, березитов, турмалинитов. Медно-оловянное, медное, медно-молибденовое оруденение практически всегда сопровождается золотой и серебряной минерализацией. Этот тип максимально соответствует классическим моделям порфировых объектов [1, 2, 3, 7].

Таким образом, юг Дальнего Востока представляется перспективной площадью на выявление порфирового оруденения с золотой, медной, молибденовой, вольфрамовой, оловянной минерализацией. Не всегда обоснованно к этому типу относят любые проявления с повышенным содержанием меди или меди и молибдена. Этим определяется необходимость создания модели порфирового месторождения региона.

Наборы магматитов, метасоматитов и руд, определяющие особенности моделей порфировых объектов зависят от глубины становления интрузивных пород и уровня минералообразования. На данной стадии изученности объектов возможно выделение трёх уровней: близповерхностного, субвулканического и гипабиссального. Для них рассматриваются геолого-генетические модели порфировых объектов на примере эталонных объектов.

Помимо постинтрузивных гидротермально измененных пород, для порфировых проявлений Приамурья характерны сининтрузивные метасоматиты. В их составе отмечаются гранито- и монцитоподобные образования, гидротермально-эксплозивные брекчии. Типичны жилы, дайко- и трубообразные формы тел метасоматитов. Они «надстраивают» основной шток гранитов и гранитоидов, характеризуя ранние стадии процесса и определенное положение в моделях.

Максимальные концентрации рудных компонентов свойственны кварц-серицитовым и кварц-серицитовым с хлоритом либо турмалином породам. Вместе с тем примечателен факт наличия вкрапленности рудных минералов (магнетит, халькопирит, молибденит, касситерит, вольфрамит) иногда совместно с апатитом, сфеном в кварцевых обособлениях, своеобразных пегматитоподобных шлирах, сининтрузивных метасоматитах, в дайках аплитов.

Литература

1. Евстрахин В.А. Порфировые месторождения – генетический и промышленный тип//Сов. Геология, 1988. №3. С. 9–18.
2. Кривцов А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков меднопорфировых месторождений. М.: Недра, 1983. 256 с.
3. Кривцов А.И., Звездов В.С., Мигачёв И.Ф., Минина О.Б. Медно-порфировые месторождения. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов. Под ред. А.И. Кривцова. М.: Цнигри, 2001. 232 с.
4. Крюков В.Г. О систематике метасоматитов./ Формации гидротермально измененных пород и их отношение к рудам. Владивосток. 1978. С. 43–53.
5. Крюков В.Г., Невструев В.Г. О моделях порфировых объектов Приамурья//Руды и металлы. Спец. вып. Тезисы докладов научно-практической конференции: Научно-методические основы прогноза поисков и оценки месторождений твёрдых полезных ископаемых – состояние и перспективы. Май 2011. г. Москва. М. 2011. №3–4, с. 99–100.
6. Мишин Л.Ф. Вторичные кварциты и их рудоносность. Владивосток: Дальнаука, 2003. 164 с.
7. Пучков Е.В. Модель формирования порфировых месторождений//Отечеств. геология, 2010. №2, с. 53–57

В.Г. Крюков

МЕЗОЗОЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ МАЛОГО ХИНГАНА

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Малый Хинган выделяется наличием разнообразного комплекса полезных ископаемых. Особое место занимают проявления олова, золота, урана и сурьмы, связанные с меловой интрузивной серией [1, 7]. Промышленные концентрации свойственны олову, в меньшей мере – урану. Группировки оловорудных проявлений формируют Хингано-Олонойскую и Биджано-Самарскую зоны.

Биджано-Самарская зона (выделялась С.Ф. Усенко [1] как Сутарский узел), находящаяся в бассейне рек Сутара и Самара, включает два мелких месторождения Верхнебиджанское и Кабалинское касситерит-силикатной формации, пегматиты и альбититы с касситеритом в бассейне р. Самары (нижнее течение) и р. Фзона (называлась Мало-Хинганским, Хингано-Олонойским оловорудным районом, Хингано-Олонойским оловоносным узлом) располагается в бассейне рек Мутная, Хинган, Джалинда, Кульдур, Каменушка. В основном это левобережная часть р. Бира (истоки и среднее течение), левого притока р. Амур. Ориентирована она в субширотном направлении и имеет площадь около 5200 кв. километров (40×130 км). В пределах зоны выявлены многочисленные проявления олова, а также урана и золота. В пространственном распределении рудных объектов намечаются определенные закономерности. Более высокотемпературные месторождения и рудопоявления олова занимают центральную часть рудной зоны. К периферии они уступают место комплексной оловянной с полиметаллами, оловянной с золотом, урановой и сурьмяной минерализации.

Территория рудной зоны сложена стратифицированными образованиями неогенового, палеогенового, мелового возраста верхнего структурного яруса, а также осадочно-метаморфическими образованиями (рифей-кембрийской и архейской систем) основания. Магматические комплексы основания представлены палеозойскими гранитоидами. Меловой магматизм характеризуется достаточно широким набором покровных и субвулканических пород, мелких интрузивных тел и даек.

Стратифицируемые образования мезозойского возраста слагают три толщи.

Нижняя толща представлена туфогенно-осадочными и туфогенными породами с прослоями конгломератов, песчаников и маломощными покровами андезитов и дацитов, андезибазальтами, андезитами, дацитами, риолитами. Отмеченные породы составляют не более 7–10% объёма меловых эффузивов. Средняя толща по распространённости занимает примерно такие же объёмы, как и нижняя тоща. В её составе преобладают туфы кислых вулканитов с покровами риолитов, дацитов и андезидацитов. Весьма характерны тонкофлюидальные («ленточные») риолиты. Этим эффузивам соответствуют субвулканические риолиты, нередко имеющие сферолитовую текстуру. По времени нижней и средней толщам соответствуют в интрузивной фации – массивы плагиогранитов, мелкозернистых диоритов с дайковым комплексом – гранодиоритов, диоритов, габбро-диоритов. Интрузивные породы М.В. Мартынюк с соавторами [5] относят к раннемеловому кульдурскому комплексу. Считается, что с ним ассоциируют проявления золота и ртути.

Верхняя толща сложена не только весьма разнообразными по составу покровными эффузивами, но и специфичными субвулканическими породами. Нижняя часть тол-

щи представлена андезидацитами, дацитами, риолитами с горизонтами туфов. Им соответствуют субвулканические риолиты с вкрапленниками кварца, санидина, реже кислых плагиоклазов. В верхней части разрез более монотонный – покровы риолитов, отличающиеся составом, размерами и количеством вкрапленников кварца, полевых шпатов, изредка биотита и роговой обманки. Им синхронны субвулканические риолиты, нередко с брекчиевой текстурой, риолиты крупнопорфировые, агломератовые туфы и туффзиты. На долю верхней толщи приходится основной объём вулканитов, более 80%.

В возрастном отношении к эффузивам верхней толщи близки крупно-гигантопорфировые гранит-порфиры, слагающие массивы, штоки, силлообразные тела и дайки. Они выделяются [2, 5, 6] как Хингано-Олонойский интрузивный комплекс. К этому же комплексу указанные исследователи относят субщелочные гранит-порфиры. С комплексом связываются месторождения олова.

Штоки субщелочных гранитов, а также рибекитовых гранит-порфиров, совместно с дайками полосчатых микрогранитов, гранит-порфиров, монцогранитов и монцогранодиоритовых порфиритов, автором выделяются в качестве самостоятельного комплекса, завершающего мезозойский магматизм в этой структуре и ответственного за гидротермальное оруденение на этой площади.

Практически все отмеченные породы подвержены метасоматическим преобразованиям. По отношению к вулканитам и интрузивным породам выделяются синвулканические (фельдшпатофиры и вторичные кварциты), синмагматические (монцитониты и гранит-порфиры) и постмагматические метасоматиты (альбититы, сидерофиллитовые грейзены, актинолитовые метасоматиты, кварц-турмалиновые, кварц-серицит-хлоритовые образования, березиты, аргиллизиты). Рудовмещающими являются постмагматические гидротермалиты. Они формируют зонально построенные рудные узлы. В их числе необходимо отметить Хинганский, Джалиндинский, Канхойский и Удурчуканский рудные узлы. Они имеют овальную в плане форму и отличаются друг от друга морфологией, составом интрузивных пород и рудной минерализации, параметрами оруденения.

Джалиндинский узел, расположенный в истоках р. Джалинды, в поле развития риолитов, имеет размеры: 8×25 км, проявленность интрузий в форме даек, субширотную ориентировку, простую зональность рудно-метасоматических образований. В пределах узла насчитывается три мелких месторождения олова и около 10 зон минерализации. Их положение контролируется тектонической структурой субширотного простиранья. В центральной его части фиксируются кварц-мусковитовые и кварц-мусковит-сидерофиллитовые грейзены. На некоторых локальных участках в них отмечается редкая вкрапленность касситерита, арсенопирита, халькопирита. Грейзены окаймляются кварц-серицитовыми метасоматитами. По периферии наблюдается ареал аргиллизитов. Зональность асимметричная, с более широкими зонами южной половины узла. Непосредственно в аргиллизитах локализуется месторождение олова Джалиндинское. К границе ареалов кварц-серицитовых метасоматитов и аргиллизитов приурочиваются месторождения Таежное и Граничное, а также ряд зон с оловянно-полиметаллической минерализацией. Оруденение в этом узле представлено касситеритом, сульфидами и сульфосолями меди, свинца, цинка, олова, висмута и сурьмы. Рудные тела, как правило, небольшие по размерам, имеют линзовидную, гнездовую форму. Вертикальный размах рудных тел колеблется от 15–30 м до 60–110 и более метров.

Хинганский рудный узел, занимающий бассейн рек Хинган и Олоно, характеризуется размерами 20×40 км и более сложным строением. Вмещающие породы представлены различными риолитами, игнимбритами, прорванными гранит-порфирами, эруптивными брекчиями, туффизитами, а также полосчатыми микрогранитами, лейкократовыми мелкозернистыми субщелочными гранитами, гранитами с четкой монцонитоидностью, монцогранодиоритами, сиенит-порфирами. В размещении гранитоидов наблюдаются два ареала: Хинганский (гранит-порфиры) и Карадубский (сложный комплекс интрузивных образований). Оба блока развивались как интрузивно-купольная структура с четко проявленной площадной биотитизацией. Постинтрузивные метасоматиты представлены альбититами, субвулканическими грейзенами, актинолитовыми, кварц-турмалиновыми, кварц-серицит-хлоритовыми, кварц-серицитовыми метасоматитами и аргиллизитами [3]. Высокотемпературные гидротермалиты (альбититы, грейзены, актинолититы) концентрируются преимущественно в пределах Карадубского блока [4], среднетемпературные – в рамках Хинганского ареала. Зональность рудного узла асимметричная с расширением зон в западном и южном направлениях. Контролируется оруденение региональными структурами субширотного и субмеридионального простирания.

Месторождения олова, по три в каждом блоке, характеризуются большими параметрами в сравнении с объектами Джалиндинского узла. Наиболее крупные месторождения (Хинганское и Карадубское) приурочиваются к узлам пресечения разломов. Размах оруденения колеблется в пределах от 40–60 м до 300–450 м и в одном случае превышает 1200 метров. Это уникальное по морфологии и структуре Хинганское месторождение, по запасам относимое к категории крупных объектов.

Канхойский узел, располагающийся в бассейне среднего течения рр. Кульдур и Каменушка, имеет размеры 15×45 км и довольно сложную структуру. Большая часть площади – это породы основания, преимущественно палеозойские гранитоиды, в меньшей мере – меловые эффузивы нижней толщи. Также как и для Карадубского блока, отмечаются мелкие тела и дайки меловых интрузивных пород – рибекитовые граниты, субщелочные лейкократовые граниты, монцонитоиды, автомагматические брекчии. Центр узла приурочен к узлу пересечения разломов субширотной и субмеридиональной ориентировки. Он характеризуется проявленностью грейзенов, скарноидов. В промежуточной зоне развиваются актинолитовые, кварц-хлоритовые, кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты. По периферии отмечаются кварц-серицитовые метасоматиты. Зональность узла асимметричная с более широкими зонами в юго-западной его части. Положение ареала метасоматитов в целом контролируется структурами северо-восточной ориентировки. В пределах узла не выявлено сколь-либо значимых объектов.

Удурчуканский узел, находится в западной части Хингано-Олонойской зоны в бассейне рр. Удурчукан и Мутная. Размеры его составляют 30×35 километров. Вмещающие породы представлены архейскими сланцами, гнейсами, а также меловыми вулканитами. Интрузивные гранитоиды пользуются ограниченным распространением. Отмеченные породы перекрываются на значительной территории палеогеновыми базальтами. Для бассейна р. Мутной характерны высокотемпературные метасоматиты (пегматитоподобные образования, альбититы, грейзены, актинолититы, березиты). В бассейне р. Удурчукан отмечаются актинолититы, кварц-серицит-хлоритовые, кварц-серицитовые гидротермалиты и аргиллизиты. В аллювии и делювии в значительных количествах выявлены касситерит, золото. Существенных концентраций металлов в

коренном залегании не обнаружено. Исследователи считают, что бассейн р. Удурчукан перспективен на выявление месторождения олова.

Выделяется три типа руд, оловянная минерализация которых относится к касситерит-силикатной формации. Преобладает хлоритовый тип – месторождения Хинганское, Березовое, Центральное, проявления Кимканское, кл. Синицкого, ряд проявлений в бассейне рек Кульдур и Каменушка (Восточное, Совхозное, Конторское, Канхойское). Меньшей распространённостью пользуются объекты в субвулканических грейзенах – Каменистое, Карадубское, Олонойское. По периферии зоны отмечается аргиллизитовый тип, представленный месторождениями Джалиндинским, Таежным.

Таким образом, магматиты и гидротермальная минерализация контролируется, как уже отмечалось, разломами субширотной и субмеридиональной ориентировки, а также интрузивно-купольными структурами. Основными являются Хингано-Олонойский полигенный стратовулкан (северная половина Хингано-Олонойской вулканической зоны) и Канхойская интрузивно-тектоническая постройка. Рудные узлы приурочиваются к сводовым частям куполов.

По особенностям вещественного состава оруденения выделяются рудные узлы с преобладающим аргиллизитовым (Джалиндинский узел), кварц-серицит-хлоритовым (Канхойский узлы) и кварц-серицит-хлоритовым с грейзенами (Хинганский и Удурчуканский узлы) типами минерализации. Вертикальный размах оруденения колеблется от 50–150 м до 350–500 м и в одном случае достигает 1000–1300 м (Хинганское месторождение).

Перспективы Хингано-Олонойской зоны связываются с её западным флангом, в частности, с бассейнами рр. Удурчукан-Мутная.

Литература

1. Геология СССР. Том XIX. Хабаровский край и Амурская область. Часть II. Полезные ископаемые. Ред. В.В. Онихимовский. Хабаровск. 1973. 416 с.
2. Копылов М.И., Плотницкий Ю.Е., Родионов С.М., Романовский Н.П.. Хингано-Олонойский оловорудный район: геолого-геофизические характеристики, рудоносность, проблемы развития сырьевой базы. Владивосток, Хабаровск: ДВО РАН, 2004. 252 с.
3. Крюков В.Г. Метасоматиты в металлогенетическом анализе Приамурья. В сб. Принципы прогнозирования эндогенного оруденения в Восточно-Азиатских вулканических поясах СССР. М.: Наука, 1990. С. 184–199
4. Крюков В.Г., Никулин Н.Н., Грушкин Г.Г. Состав и зональность околорудных метасоматитов Карадубского рудного поля. В кн. Минералогия месторождений Дальнего Востока. Владивосток, ДВО АН СССР. 1988. С. 28–40.
5. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. (Отчёт по теме №330 за 1987–1990 гг.). Хабаровск. 215 с.
6. Оловорудные месторождения Малого Хингана. Геология, вещественный состав, генезис. Г.В. Ицксон, Д.В. Рундквист, И.Г. Павлова, В.А. Козлов, И.С. Щербинин, Н.В. Огнянов, Р.П. Феклович, О.Ф. Шишканова, М.И. Попкова. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 27. Л.: 1959. 344 с.
7. Саксин Б.Г. Геолого-геофизическая модель и оценка перспектив Хингано-Олонойского оловорудного района // Сов. геология. 1987. №1. С. 60–64

В.В. Куликова¹, В.С. Куликов¹, Я.В. Бычкова²

**ПЛУТОНЫ И МАСШТАБНЫЕ МАССИВЫ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВ КАК
СТРАННЫЕ АТТРАКТОРЫ В ЭВОЛЮЦИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ МАНТИЙНЫХ
ПЛЮМОВ**

¹Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
г. Москва

Анализ тектонического строения Карело-Кольского региона с позиции геометрии фракталов свидетельствует о двух(много-)уровневой структуре: 1) n-линейные фракталы – мезоархейских ЗП и 2) n-площадные – типа Водлозерского блока – «снежинок Коха»; 3) n-1-линейные – палеопротерозойских (сумийских) рифтов; 4) n-1 - площадные – центральных (ядерных) зон блоков (магматических плутонов Бураковского типа). Последние выступают как связующие звенья - аттракторы с тектоническими швами палеопротерозоя и т.д. Исторические деформации ЗП обусловлены разноплановой колебательной динамикой астеносферы с формированием разновозрастных плюмов, тенденцией их вертикального и горизонтального смещения, а также последовательным вырождением во времени, что способствовало смещению и вращению блоков с «торошением» и разрушением их краевых зон.

Авторы, на основании многолетних исследований на ЮВ Фенноскандинавского щита на примере Водлозерского блока, склоняются к тому, что первоначальные границы фрагментов палеоархейской коры представляли собой тектонические структуры, соответствующие по форме шестигранным ячейкам Релея-Бенара, но сформированные на остывающей базитовой палеоархейской (древнее 3565 Ма) коре [1, 2].

Наглядным примером формирования блоков (а также и литосферных плит) может служить процесс образования льдин на остывающей поверхности воды в спокойных условиях и при турбулентном и ламинарном течении (рис. 1).

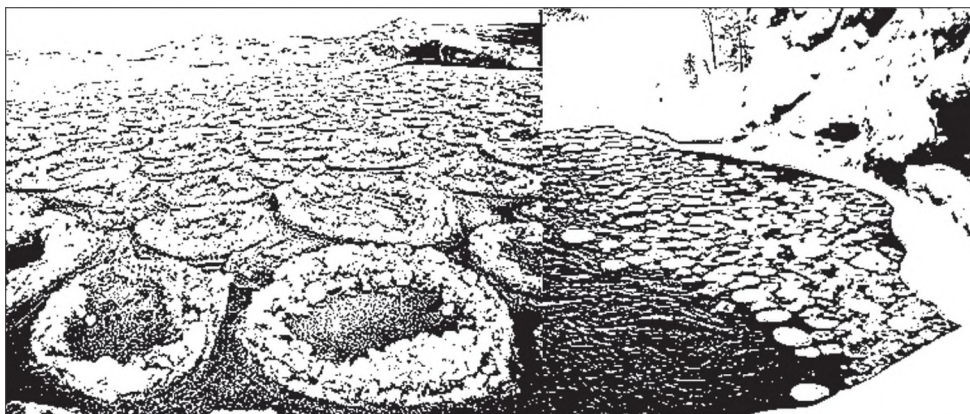


Рис. 1. Структура образования льдин (ледяных блоков) на спокойной поверхности воды (Онежское озеро (слева) и под сливом водопада Кивач, р. Суна (фото Е.В.Кузнецовой, 2012 г.)).

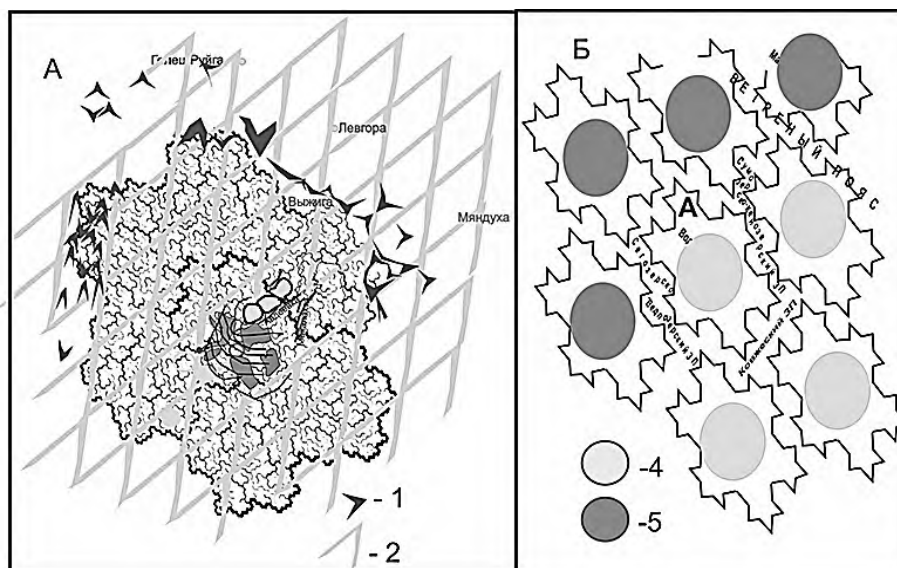


Рис. 2. Водлозерский блок в виде «Снежинки Коха». А. 1 – фрагменты мезоархейских ЗП, 2 – фрагменты предполагаемой регматической решетки разломов как результата динамики аттрактора – внедрения Бураковского плутона. Б. Странные аттракторы – ядра блоков на астеносфере 4 – коматиитовой, 5 – на бонинитовой.

Традиционно принятое описание древнейших блоков не учитывает присутствия в породных комплексах палео- и мезоархейской тонкой литосферы древней морской соленой воды. Вероятно, есть необходимость создания моделей формирования коры с учетом этого существенного компонента, поскольку тогда, в какой-то мере, будут учитываться и побочные факторы механического структурирования земной коры, напр., планетарное электромагнитное воздействие и др. Доказано [7], что при легком волнении поверхности моря льдообразование исходит из многих центров с формированием дисков льда диаметром от 30–50 см до 3 м, толщиной до 10–15 см, с приподнятыми краями вследствие удара – торшения льдин одна о другую [8]. Это блинчатый лед, являющийся наиболее распространенной начальной формой льда в море. Крупные диски представляют собой спаянность более мелких начальных дисков. Таким образом, путем спаявания диски блинчатого льда могут достигать диаметра до 2 м.

Исходя из соотношения диаметр – толщина льда при его замерзании на водной поверхности, напр., 120×10 см, можно предположить первоначальные размеры намечающегося литосферного блока по окаймляющим его зеленокаменным поясам: диаметр ~ 150 км и толщина – 12.5 км. ЗП представлены дискретными структурами, сопряженно переходящими друг в друга. Специфика их конфигурации свидетельствует о сложных тектонических процессах, сопровождающих разрыв литосферы в мезоархее, а затем в палеопротерозое. Являясь по своему происхождению нелинейными динамическими системами, отдельные структуры самоорганизуются в «пояса», создающими «сеть», в которой ее составляющие проявляют свойства фракталов.

Рисунок ЗП вокруг каждого блока наилучшим образом соответствует определению фрактала 1) (по Мандельброту [4], фрактал – (лат.) fractus – дробный и frangere –

ломать, или суть фрактала – “изломанное”, нерегулярное множество) или 2) состоящий из фрагментов. Форма блока по сохранившимся С и СВ границам может быть реставрирована и соответствует «снежинке Коха» (рис. 2а). Окружающие блоки ЗП состоят из отдельных простых сходящихся разломов в виде равносторонних углов ($L \sim 10$ км), которые часто скрыты многочисленными небольшими телами неогарнейских гранитов. Исходя из современного представления о существовании трех типов границ плит: спрединговый, субдукционный и трансформный (скольжения), как правило, для докембрийского уровня коры предпочтение отдается первым двум. С другой стороны, доказываем [6], что границы скольжения литосферных плит распространены в переходных зонах континент–океан и внутри континентов, где они обычно возникают после коллизии континентальных блоков и представляют собой самостоятельную геодинамическую обстановку, для которой характерны индивидуальные черты тектоники, магматизма и металлогении. Большинство ЗП несут на себе все признаки коллизии и торшения, что подчеркивается особенностями их внутреннего строения, которое иногда принимают за субдукцию [5]. Авторами предполагается, что процесс торшения границ блоков носил колебательный характер, обусловленный общей геодинамикой планеты.

Центральные части (ядра, аттракторы) практически всех блоков идентифицировались только в палеопротерозое за счет внедрения крупных мафит-ультрамафитовых расслоенных плутонов (Бураковский – в Водлозерском блоке (рис. 2А), Кийостровский – в Маленском, интрузивы Олангской группы С. Карелии (Кивакка, Ципринга, Луккулайсваара) – в Пяозерском, Мончегорский плутон – в Центрально-Кольском и т.д.) (рис. 2б). Их можно рассматривать как аттракторы (аттрактор динамической системы – притягивающее, замкнутое, инвариантное множество в ее фазовом пространстве [4]), возникновение которых обусловлено предыдущей динамикой астеносферы, выступающей в роли неистощенной части мантии [3] – поставщика крупных порций магмы (плюмов) соответствующего состава. Авторы используют этот термин, предполагая, что 1) это устойчивые особые точки для местоположения плутонов и 2) нерегулярные (сложные, неустойчивые) траектории быстро расходящихся систем, которые остаются на аттракторе (привязаны к нему), или системы разломов на утолщенной литосфере, контролируемые точечной динамикой астеносферы. Центральные части

Появление на земной поверхности «перегретых» (высокомагнезиальных) магматических расплавов – явление экзотическое в сравнении с преобладающими базальтовыми, андезитовыми и риодацитовыми магмами. Ограниченные масштабы проявления первых свидетельствуют о специфике состояния земных недр, а, следовательно, особенностях их первичных мантийных резервуаров. Свойства «финальных» поверхностных магм, имеющих отличительные свойства от мантийных за счет контаминации последних коровым материалом, проявляются в разнообразии эффузивных мафит-ультрамафитов. Промежуточными расплавами, материнскими для вулканитов, должны бы быть глубинные расслоенные плутоны, а также среднеглубинные интрузивы небольших размеров. Практически все современные работы по описанию мафит-ультрамафитовых магматических пород содержат данные по оценке состава родоначальных мантийных магм и их принадлежности к тем или иным магматическим сериям. Роль странных аттракторов в процессе возникновения неустойчивых циклов разных периодов, поскольку одновременно действуют “механизмы” растяжения и сжатия, начинают играть именно эти многочисленные малые интрузивные тела, лавовые потоки и покровы в виде нечетного множества аperiодических точек. Появляются признаки динами-

ки процессов как динамического хаоса. В геометрическом плане фрагменты фракталов становятся более крупными ($L \sim 30$ км), но угол между ними 30° (напр., ассоциация Бураковский плутон – Магкалахтинская структура).

Выводы. На примере геометрического рисунка границ наиболее сохранившегося архейского Водлозерского и других блоков, контролируемых мезоархейскими ЗП на Фенноскандинавском щите, особенностей строения центральных (ядерных) зон блоков как связующих звеньев – аттракторов – с тектоническими швами палеопротерозоя, авторы попытались наметить механизм создания ансамбля магматических комплексов нетрадиционным способом, расширяющим перспективы как геодинамических построений, так и возможности открытия новых месторождений.

Литература

1. Куликова В.В. Волоцкая свита - стратотип нижнего архея Балтийского щита //Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1993,255 с.
2. Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В., Бычков А.Ю. История Земли в галактических и солнечных циклах. КарНЦ РАН, Петрозаводск. 2005. 250 с.
3. Летников Ф.А. Условия формирования и металлогенетическая специализация внутриплитных гранитов //Современные проблемы геохимии: Матер. Всероссийского совещания, посвященного 95-летию со дня рождения акад. Л.В. Таусона. – Иркутск: Изд-во ИГ им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2012. Т. 1.с. 71–73.
4. Мальденброт Б.. Фрактальная геометрия природы. М.: ИКИ. 2002. 656с.
5. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерогенетия) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск:Карельский научный центр РАН, 2011, 431 с. + 1 вкл.,
6. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А. Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит. Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 20–23 сентября 2011 г. Владивосток: Дальнаука, 2011. 457 с.
7. Хиленков А. Н., Брушков А. В. Введение в структурную криологию: монография. М. : Наука, 2006 (СПб.). 279 с.
8. <http://www.rusmechanics.ru/3/articles/marchenko.pdf> (Марченко А.В. Проблемы торошения морских льдов. Проблемы механики, (Москва. 2002, N 3, с. 67–129.

А.Б. Лазарев

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ РУДНЫХ ТЕЛ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ НА МАЛОМЫРСКОМ ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (АМУРСКАЯ ОБЛАСТЬ)

ЗАО «УК Петропавловск», г. Благовещенск

Тектонической основой Маломирского месторождения является Диагональный надвиг, как указывалось нами ранее имеющий как минимум два движения первое левосдвиговое, второе – надвиговое[1]. Сейчас нами принимается за тектоническую основу надвиговое, т.к рудные тела локализуются в самой тектонической структуре, а также и в аллохтоне, и в автохтоне.

Ранее все руды месторождения Маломир относились к упорным. Однако в результате работ группы компаний «Петропавловск» в пределах месторождения были выявлены тела неупорных (легкоцианируемых) руд. Структурная позиция этих двух технологических типов руд весьма различна.

1. Упорные руды

а) первая группа рудных тел, относимых к этой категории, локализована внутри Диагонального надвига (рис.1), полностью тектонически зависима от него, т.е рудные тела имеют согласные с ним простирание и падение. Пространственно размещаются в пределах участка Центрального. В этой группе тел заключена основная часть золота.

б) вторая группа локализуется в аллохтоне в некотором отрыве от Диагонального надвига, структурно копируя тела первой группы (уч. Центральный);

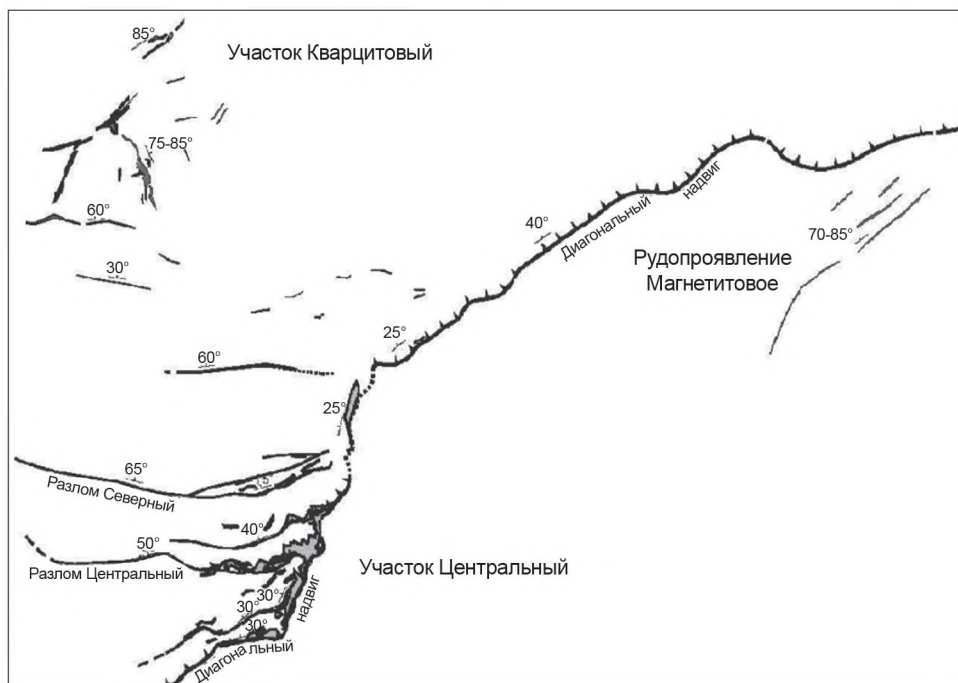


Рис. 1. Схема размещения оруденения на Маломирском золоторудном месторождении

в) третья группа также локализуется в аллохтоне, слагая рудные тела широтного простирания с падением на север вдоль тектонических нарушений оперяющих Диагональный надвиг. Наиболее интенсивное оруденение развито вдоль Северного и Центрального разломов в пределах уч. Центрального.

В зоне сочленения структур первой и третьей групп образуются обогащенные участки, что выражается в увеличении мощностей и повышении содержаний.

2. Неупорные (легкоцианируемые) руды

а) Резко дискордатно к вышеописанным расположены легкоцианируемые рудные тела, имеющие субмеридиональную ориентировку с крутыми углами падения залегающие в аллохтоне надвига и пространственно расположенные в пределах уч. Кварцитовый. К сожалению, наблюдать взаимоотношение этих структур с Диагональным надвигом пока не представляется возможным из-за значительных глубин.

б) Рудные тела в автохтоне (рудопроявление Магнетитовое) имеющие пологое сочленение (30–40° по простиранию) с Диагональным надвигом и, как правило, крутое падение. Структурная позиция рудных тел на этом участке позволяет утверждать об их формировании в надвиговой этап развития Маломырского месторождения. К сожалению, зона сочленения этих рудных структур с Диагональным надвигом пока не изучена.

Литература

1. Лазарев А.Б., Волков А.В., Сидоров А.А. Рудовмещающие дуплексы золоторудного орогенного месторождения Маломыр (Приамурье) // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54, № 6. С.513–522

Ж.В. Максимова**КОЛЛИЗИОННЫЕ ГРАНИТОИДЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ:
ГЕОХИМИЯ, АКЦЕССОРНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

На примере трех массивов (Васильевский, Гобиллинский и Анюйский) высокоглиноземистых гранитоидов хунгарийской серии Центрального Сихотэ-Алиня, относящихся к гранитам S-типа [1], начато изучение геохимии пород и акцессорной минералогии. Состав изученных гранитоидов достаточно однотипен: кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, биотит, мусковит. Основные акцессорные минералы являются: кордиерит, апатит, циркон, монацит, ксенотим, сфен, гранат, пирит.

Результаты анализов геохимического состава редких и редкоземельных элементов хунгарийских гранитоидов центрального Сихотэ-Алиня сведены в таблице с данными [2] по содержанию микроэлементов: Cr, Ni, Rb, Sr, Ba, Ga, Y, Ce, Lu, Th, U в гранитах S-типа Ansons Bay Granite : TB84, Австралия, Dartmoor Granite: DG1, Англия, Sameiro Granite: ST9.68, Португалия, Heemskirk Granite: WG11, Австралия.

Содержания редких и редкоземельных элементов в изученных гранитоидах близки между собой и в целом соответствуют значениям в эталонных образцах. На дискриминационной диаграмме Дж. Пирса в координатах Rb – Y+Nb фигуративные точки гранитоидов хунгарийской серии занимают поле коллизионных гранитов S-типа.

Для изучения акцессорных минералов гранитоидов с помощью электронного микроскопа полированные аншлифы, напыленные углеродом, прикреплялись при помощи углеродистой подложки к специальным столикам. Исследования проводились на растровом электронном микроскопе (EVO-40HV, Zeiss). Параметры работы: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток пучка ~150 пА. Поиск акцессорных минералов проводился в режиме обратно рассеянных электронов (BSE-детектор), так как это позволяет наблюдать образец в фазовом контрасте и находить необходимые зерна. Определение элементного состава выполнялось с помощью кремний-дрейфовом рентгеновском детекторе X-MAX 80 мм². Для количественного анализа использовался комплексный эталон № 6067 фирмы «MAC» (Великобритания) и библиотека профилей линий элементов, встроенная в программу INCA. Исследования проводились сотрудником лаборатории физико-химических методов исследования ФГБУН ИТиГ ДВО РАН В.С. Комаровой.

Акцессорные минералы были встречены в зернах всех породообразующих минералов, а также в межзерновом пространстве, где они присутствуют в виде отдельных зерен, так и скоплений (рис. е). Зерна циркона, апатита, монацита, ксенотима, сфена чаще изоморфны, но встречаются и раздробленные, в том числе и метамиктные зерна (рис. д). Метамиктность вероятно обусловлена высоким содержанием радиоактивных элементов. В апатите (рис. д) Er 3,26 вес.%, Dy 3,1 вес.%, Yb 3,06 вес.%, Gd 1,68 вес.%, U 0,98 вес.%. А в апатите, включением которого является монацит, кроме Fe 0,5 вес.% и Mn 0,3 вес.%, других примесей не обнаружено. Ксенотим содержит Dy 4,4 вес.%, Yb 3,5 вес.%, Gd 1,8 вес.%, U 1,6 вес.%. В торините U 4,7 вес.%, Ce 4,6 вес.%, Y 2,8 вес.%, V 1,9 вес.%, Ti 1,9 вес.%. В цирконе из пород Анюйского массива (рис. а) содержание Hf до 3,15 вес.%, Fe до 0,6 вес.%. На рис. б представлено самое крупное зерно циркона (Васильевский массив) из всех исследуемых образцов, примесей в нем не об-

Таблица. Геохимический состав гранитов S-типа

	Cr	Ni	Ga	Rb	Sr	Y	Ba	Ce	Lu	Th	U
Ан-1	70,95	6,06	17,25	191,31	124,31	15,38	359,26	48,28	0,29	13,20	2,14
Ан-2	97,15	16,43	19,43	151,13	180,33	12,55	454,05	64,12	0,12	11,17	2,31
Ан-3	-	11,96	18,03	203,85	134,43	9,88	553,46	61,39	0,09	13,13	1,27
Ан-5	130,48	22,36	13,69	82,67	210,77	3,88	308,23	40,97	0,05	5,83	0,99
Ан-6	135,46	19,98	13,98	43,63	362,80	6,21	240,89	31,24	0,05	4,56	1,03
Ан-7	86,19	16,55	21,66	138,24	169,67	22,58	596,27	67,02	0,27	11,59	1,89
Вас-1	95,27	6,61	16,57	241,32	62,00	15,44	142,45	12,31	0,27	7,88	3,17
Вас-2	130,77	31,32	24,29	102,57	255,84	8,95	495,01	91,50	0,07	14,42	2,15
Вас-3	117,79	17,67	19,45	137,13	190,71	12,09	598,42	63,85	0,1	10,65	2,03
Вас-5	81,11	7,37	14,36	154,51	79,23	4,37	252,29	22,27	0,07	5,89	4,86
Гоб-2-92	90,49	16,89	20,04	120,45	192,68	17,85	483,63	55,67	0,21	8,22	1,38
Гоб-мас	101,55	16,96	19,94	153,43	168,31	23,03	549,61	55,32	0,29	8,49	1,26
ТБ84	44,00	2,00	222,00	22,00	150,00	21,00	600,00	158,00	1,20	43,00	8,00
DG1	6,00	3,00	370,00	91,00	195,00	20,00	26,00	75,00	0,37	20,00	14,00
ST9.68	22,00	8,00	234,00	375,00	1107,00	21,00	34,00	235,00	0,48	34,00	-
WG11	4,00	2,00	466,00	58,00	275,00	20,00	35,00	103,00	-	35,00	13,00

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории физико-химических методов исследования ФГБУН ИГиГ ДВО РАН (аналитики Д.В. Авдеев, В.Е. Зазулина) методом ICP-MS на приборе: Elan DRC II. Единицы измерения – г/т.

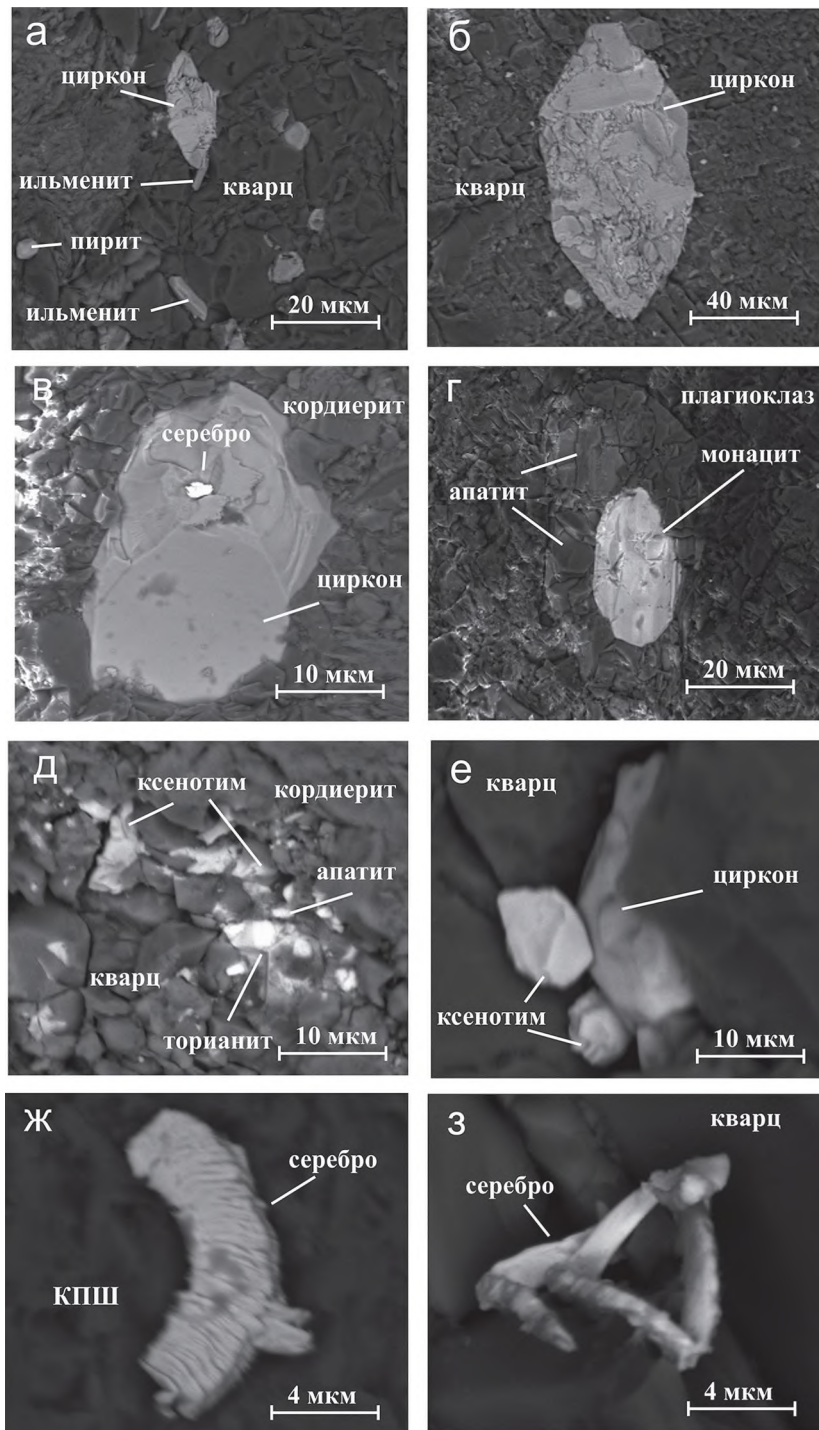


Рис. Акцессорные минералы и включения серебра из гранитоидов Центрального Сихотэ-Алия (пояснения в тексте).

наружено. В ильменитах (рис. а) присутствует Mn от 1,4 до 2,4 вес.%. Монацит (рис. г) содержит примеси Nd 8,24. вес.%, Th 4,94 вес.%, Gd 0,80 вес.%.

Микроскопическими исследованиями были выявлены включения серебра в аксессуарных породообразующих минералах. В цирконе из Гобиллинского массива обнаружено серебро с примесью Cu 3,7 вес.% (рис. в). В образце из Васильевского массива (рис. ж) серебро содержит Cu 5,6 вес. %, а в серебре из Анюйского массива (рис. з) содержание Cu достигает 8,2 вес.%.

Результаты выполненных электронномикроскопических исследований разнообразных аксессуарных минералов могут свидетельствовать, что часть из них отвечает собственно гранитоидам, а другая – исходному субстрату гранитоидной магмы.

Литература

1. Натальин Б.А., Фор М., Монье П. и др. Анюйский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 1994. № 6. С. 3–25.
2. Bruce W. Chappel and Doone Wyborn. Cumulate and Cumulative Granites and Associated Rocks // Resource Geology, 2004, vol. 54, № 3, P. 237.

А.В. Мельников¹, Д.В. Юсупов², В.А. Степанов³, В.Е. Стриха⁴

МЕДНО-НИКЕЛЕВАЯ И ПЛАТИНОИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ДАМБУКИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)

¹ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

²Амурский государственный университет, г. Благовещенск

³Научно-исследовательский геотехнологический центр, г. Петропавловск-Камчатский

⁴ ЗАО «Берилл-Дельта», г. Благовещенск

Дамбукинский рудный район расположен в центральной части Становой никеленосной провинции [1]. Базит-ультрабазитовые комплексы района специфичны по геохимии магм и масштабам их проявления (кальциево-железистый состав, присутствие аналогов дунит-гарцбургитового комплекса, сосуществование хромовой, железо-титан-ванадиевой и медно-никелевой минерализации, расслоенный характер и т.п.), а многочисленные данные по платиноносным массивам, освещены в различных публикациях [2, 3, 4]. Многочисленные находки в россыпных месторождениях золота крупных (до 3–5 мм) зерен сперрилита, самородной платины, ферроплатины и поликсена, а также котульскита и сперрилита в медно-никелевых рудах, позволяют предполагать наличие здесь вкрапленного оруденения стиллуотерского (федорово-панского) и шанучского (норильского, мончегорского) типов [5]. Возможно также и открытие здесь регенерированных золото-платиновых месторождений, о чем свидетельствуют высокие содержания Pt и Pd (до 400 г/т) в самородном золоте этого региона [6].

В 2002–2006 гг. в пределах Дамбукинского рудного района АмурКНИИ ДВО РАН на площади 100 км² (Моготский объект) проводились геолого-разведочные и научно-исследовательские работы по поискам медно-никелевого и платиноидного оруденения, связанного с массивами базит-ультрабазитового состава джалтинского раннемелового возраста. В результате работ было выявлено несколько рудопроявлений с медно-никелевой и платиноидной минерализацией. Были подсчитаны прогнозные ресурсы Ni, Cu, Co, Au, Pt, Pd [1].

С 2006 г. в пределах Дамбукинского рудного района НПК «Геотехнология» ведутся поисково-оценочные работы на площади 1500 км² (Джалтинская никеленосная зона) на поиски и оценку медно-никелевого и платиноидного оруденения.

Параллельно с этими работами с 2006 г. Институтом геологии и природопользования ДВО РАН к западу от Джалтинской никеленосной зоны проводятся научно-исследовательские работы в пределах известных базит-ультрабазитовых массивов (Талгинский, Усть-Талгинский, Утумукский, Островной, Джуваскитский, Успеновский), перспективных на обнаружение медно-никелевого и платиноидного оруденения.

Проведенное на территории Дамбукинского рудного района в 2002–2005 гг. геологическое доизучение площади масштаба 1:200 000 позволило выделить базит-ультрабазитовые комплексы, перспективные на выявление медно-никелевого, железо-титанового и благороднометалльного оруденения: 1) раннеархейский хани-майский комплекс метаморфизованных базитов и ультрабазитов (vAR_1^{mh}); 2) пермский ульдегитский комплекс перидотит-габбровый ($\Sigma P_1 ?u$); 3) раннемеловой джалтинский габбро-пироксенит-перидотитовый комплекс ($v\sigma K_1d$).

К хани-майскому комплексу относится *Маристый массив*, расположенный в междуречье Иликан – Ульдегит. Геологическими маршрутами установлено, что массив расслоен и представлен чередованием пород ультраосновного и основного состава. Здесь преобладают оливиниты (48%), перидотиты (19%), габбро (13%), пироксениты (11%), анортозиты (6%), гранатовые плагиоклазиты (2%) и горнблендиты (1%). Сульфиды представлены пирротинном, халькопиритом, пиритом и пентландитом. Спектральным анализом (ИГиП ДВО РАН, Аналитический центр) установлены содержания Ni – 0.007–0.5%, Cu – 0.001–0.01%, Co – до 0.03%, Cr – 0.002–0.3%, Ti – до 3.87%. Атомно-абсорбционным анализом установлены содержания Pt – до 0.55 г/т, Pd – до 0.03 г/т, Os – до 0.2 г/т, Au до 0.56 г/т.

К ульдегитскому комплексу относятся несколько массивов базит-ультрабазитового состава, в различной степени изученных на медно-никелевое и платиноидное оруденение: Островной, Джуваскитский, Успеневская группа.

Островной массив расположен в верхнем течении р. Большая Тында и охватывает также бассейны рек Островная и Большой Джуваскит. Основные и ультраосновные породы массива представлены, главным образом, габбро, габбро-амфиболитами, горнблендитами и габбро-диоритами. В истоках р. Большой Джуваскит, по руч. Юдинский при эксплуатации россыпи золота с/а «Александровская» в обломках ультрабазитов были обнаружены самородки Fe-Cu состава, которые были переданы автору статьи для проведения аналитических исследований. По данным атомно-абсорбционного анализа (ИГиП ДВО РАН, Аналитический центр) содержание Pt – 6.6 г/т, Pd – 5.6 г/т, Au – 0.7 г/т, Ag – 37 г/т, по данным спектрального анализа (ОАО «Амургеология»), содержание Pt – 50 г/т, Au – 5 г/т, Ag – 50 г/т, Cu – 0.7%, Ni – 0.1%, Zn – 0.1%. По фондовым материалам известно, что в золотоносных россыпях р. Островная и ее притоков, дренирующих породы массива отмечались единичные зерна сперрилита.

Джуваскитский массив расположен на правом берегу р. Большой Джуваскит. В составе массива преобладают метаморфизованные разности габброидов – габбро-нориты и габбро-амфиболиты, реже отмечаются дайкообразные тела габбро-диоритов и диоритов. пределах массива известно одноименное золото-платиноидное рудопроявление. По данным атомно-абсорбционного анализа (ИГиП ДВО РАН; ОАО Иргиредмет) содержание в флогопит-тремолит-полевошпатовых с сульфидами метасоматитах (г/т): Pt – 0.06–0.11, Pd – 0.004–0.05, Rh – 0.009–0.05, Au – 0.2–1.88, Ag – 1.5–6.8.

В 2011 г. при проведении геологических маршрутов по массиву было отобрано 14 штучных проб из базит-ультрабазитовых пород с сульфидной минерализацией. По данным атомно-абсорбционного анализа (Ин-т ИГиП ДВО РАН) содержание Pt – 0.06–0.11 г/т, Pd – 0.04–0.75 г/т, Rh – 0.009–0.05 г/т, Au – 0.2–1.88 г/т, Ag – 1.5–6.8 г/т. По результатам полуколичественного спектрального анализа (ОАО «Амургеология») измененные ультрабазиты содержат повышенные количества Cu – 0.05–0.2%, Ni – 0.01–0.03%, Co – 0.005–0.01%. Шлиховым опробованием в золотоносных россыпях ручьев Малый Джуваскит, Голубой и Вороновский, дренирующих породы данного массива, отмечались единичные зерна сперрилита, осмистого иридия и самородной платины размером от 0.1–0.015 до 0.2–0.5 мм.

В 2012 г. выходы Джуваскитского массива вскрыты бульдозерными траншеями в долине р. Малый Джуваскит и в ее прибортовой части долины. Установлено, что оруденение связано с зонами сульфидной вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализации. Мощность зон от 1 до 30 м, протяженность до 200 м. Сульфидная минера-

лизация представлена пирротином (60–70%), пентландитом (10–20%), халькопиритом (5–10%), пиритом (5–10%). По данным атомно-абсорбционного анализа (Ин-т ИГиП ДВО РАН) в 14 бороздовых пробах из сульфидизированных пироксенитов и кортландитов содержание Pd – 0.22–2.17 г/т, Pt – 0.07–0.23 г/т, Os – 0.005–0.1 г/т, Ir – 0.001–0.07 г/т, Ru – 0.02–0.2 г/т, Rh – 0.008–0.1 г/т. По результатам полуквантитативного спектрального анализа (ОАО «Амургеология») сульфидизированные пироксениты и кортландиты содержат повышенные количества Cu – 0.05–0.2%, Ni – 0.01–0.3%, Co – 0.005–0.01%.

Шлиховым опробованием в золотоносных россыпях ручьев Малый Джувакит, Голубой, Вороновский, Улягир, дренирующих породы данного массива, отмечались единичные зерна сперрилита, осмистого иридия и самородной платины размером от 0.015 до 0.5 мм.

Сделан вывод, что платиноидное оруденение Джувакитского массива может быть отнесено к стиллуотерскому (федорово-панскому) и шанучскому (норильскому или мончегорскому) геолого-промышленным типам.

Успенская группа массивов расположена в верховьях руч. Малый Джувакит (бассейн р. Гиллой). В их составе преобладают метаморфизованные разности габброидов – габбро, габбро-амфиболиты, дайкообразные тела габбро-диоритов и диоритов, пироксенитов, а также серпентинизированные, тремолитизированные и оталькованные перидотиты (гипербазиты). По данным атомно-абсорбционного анализа (ИГиП ДВО РАН, Аналитический центр) в 33 штучных пробах из сульфидизированных основных и ультраосновных пород установлены следующие содержания: 1) габбро, габбро-амфиболиты, пироксениты с сульфидной вкрапленностью: Pt – 0.003–0.21 г/т, Pd – 0.21–0.67 г/т, Os – 0.001–0.013 г/т, Ir – 0.0009–0.023 г/т, Au – 0.07–0.75 г/т; 2) перидотиты серпентинизированные, оталькованные с сульфидной вкрапленностью: Pt – 0.16–1.01 г/т, Pd – 0.03–0.25 г/т, Os – 0.011–0.2 г/т, Ir – 0.016–0.111 г/т, Au – 0.09–0.44 г/т. По результатам полуквантитативного спектрального анализа (ОАО «Амургеология») измененные базит-ультрабазиты массива содержат повышенные количества Cu – 0.015–0.33%, Ni – 0.015–0.047%, Co – 0.005–0.01%, Zn – 0.01–0.05%, Pb – 0.007–0.03%. Шлиховым опробованием в золотоносной россыпи р. Малый Джувакит, ручья Хрустальный и 3-х левых притоках р. Мал. Джувакит, дренирующих породы данной группы массивов, отмечались единичные зерна сперрилита, осмистого иридия и самородной платины размером от 0.1–0.15 – 0.15–0.25 до 0.2–0.25 – 0.25–0.5 мм.

К джалтинскому комплексу нами отнесен *Талгинский массив* базит-ультрабазитов. Он слагает водораздел между р. Талга и руч. Кукушкин, правых притоков р. Гиллой. Массив сложен габбро-амфиболитами и пироксенитами, реже габбро и габбро-диоритами.

Известно, что в 2001–2003 гг в низовьях руч. Колпаковский при отработке полигона размером 100x40 м намывали до 110 кг золота, суточные съемки достигал 12 кг, рядовые – 5–6 кг. Основная масса химически чистого золота составляли самородки размером от 2.5 мм до 23 мм и весом до 80 гр. Коренные породы на богатом полигоне – интенсивно окварцованные графитсодержащие пироксениты и габбро с вкрапленным, прожилковым и гнездовым сульфидным оруденением. Данные породы были отработаны на глубину 2.5 м, суточные съемки составляли около 1 кг самородков. Минерализованные зоны не изучались и не опробовались. Химический состав самородковой фракции золота показал примесь в нем Pd (до 230 г/т), Pt (до 45 г/т), Os (до 70 г/т).

Нами в 2010–2011 гг. в среднем течении руч. Колпаковский в плотике отработанной россыпи обнаружены выходы ультраосновных пород Талгинского массива, среди которых широко распространены минерализованные зоны с прожилково-гнездовой сульфидизацией мощностью 1–7 м, протяженностью до 30 м, с вкраплено-прожилковой сульфидизацией мощностью 1–3 м и протяженностью до 30–35 м. По предварительным данным, спектральный анализ показал в 16 бороздовых пробах содержание: в 2 пробах 1 г/т Pd, в 10 пробах 0.1–0.52% Cu (среднее 0.33%), в 16 пробах Ni – 0.05–0.4% (среднее 0,27%), в 6 пробах Co – 0.02–0.1% (среднее – 0.055 %), в 5 пробах Ag – 0.1–2.5 г/т (среднее – 1.65 г/т). В протолочковых пробах минералогическим анализом установлены единичные знаки самородного золота и сперрилита. Инверсионным вольтамперометрическим анализом (аналитический центр «Золото-Платина», г. Томск) установлены содержания: 1) ультраосновные породы с вкрапленно-прожилковой сульфидной минерализацией (г/т): Pd – 0.55–0.81 (среднее – 0.62), Pt – 0.09–0.27 (среднее – 0.15), Au – 0.09–0.23 (среднее – 0.16); 2) ультраосновные породы с прожилково-гнездовой сульфидной минерализацией (г/т): Pd – 0.67–2.22 (среднее – 1.26), Pt – 0.17–0.45 (среднее – 0.35), Au – 0.09–0.32 (среднее – 0.20). Среднее содержание по рудопроявлению (г/т): Pd – 0.94, Pt – 0.25, Au – 0.20.

Таким образом, западная часть Дамбукинского рудного района перспективна на обнаружение на его территории медно-никелевого и благороднометалльного оруденения различных геолого-промышленных типов, в особенности, связанных с широким развитием базит-ультрабазитовых массивов с вкрапленной, прожилково-вкрапленной и массивной сульфидной минерализацией. Практически не изучены базит-ультрабазитовые массивы в бассейнах рек Гилюй (Усть-Талгинский массив), Утумук (Утумукский массив), в верхнем течении р. Арби (Макарьевская группа массивов), массивы и дайкообразные тела в районе устья р. Бол. Чимчан и в вершине р. Дубакит. Также необходимо провести детальные исследования в пределах россыпей золота, в которых, при их отработке дражным и гидравлическим способами были обнаружены непромышленные и промышленные концентрации минералов платиновой группы (самородная платина, сперрилит, поликсен и др.).

Литература

1. Степанов В.А., Мельников А.В. Никеленосность Верхнего Приамурья. Владивосток: Дальнаука, 2010. 217с.
2. Бучко И.В. Рудоносность расслоенных массивов Становой складчато-блоковой системы // Геология, минералогия, геохимия и проблемы рудообразования Приамурья. Благовещенск: АмурКНИИ, 1997. С. 68–69.
3. Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Эйриш Л.В., Мельников А.В. Платиноносность Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2004. 176с.
4. Мельников А.В., Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Мельников В.Д. Закономерности размещения платинометалльного оруденения в Дамбукинском рудном районе (Верхнее Приамурье, Россия) // Доклады академии наук. 2009. Т. 429. № 4. С. 523–526.
5. Мельников А.В., Моисеенко В.Г., Мельников В.Д. Платиноносность базит-гипербазитовых комплексов Дамбукинского рудного района Верхнего Приамурья (Россия, Дальний Восток) // Доклады академии наук. 2010. Т. 435. № 5. С. 673–676.
6. Неронский Г.И. Типоморфизм золота месторождений Приамурья. Благовещенск: АмурНЦ ДВО РАН, 1998. 320с.

А.Н. Митрохин**ДИНАМОЗОНАЛЬНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ И ПРОЯВЛЕНИЙ МАГМАТИЗМА В ПРЕДЕЛАХ СОБОЛИНОГО РУДНОГО ПОЛЯ (КОМСОМОЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН)**

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Под *структурной динамозональностью* мы понимаем такую пространственно-временную организацию вторичных полей напряжений и ассоциирующих с ними дислокаций, чья инфраструктура отражает поступательную трансформацию первичного поля напряжений под действием им же инициированного дислокационного процесса. Данная формулировка базируется на трактовке условий формирования геоструктур как эффекта либо транспрессивного, либо транстенсивного действия или взаимодействия дислокаций (складчатых ли, дизъюнктивных ли либо их разного рода сочетаний) [2–3, 5–6, 11–13, 15–16 и др.]. Такой подход к дислокациям (=материнским), когда они рассматриваются не просто как пассивные геологические агенты, а как активные регуляторы инициирующих (а где – и генераторы вторичных) напряжений, создающие в процессе развития свои, усложняющие их субстрат, комплексы вторичных (=дочерних) структурных элементов, остается одним из самых продуктивных направлений тектонофизики, равно как и структурной геологии.

В рамках очерченного подхода любой структурный ансамбль следует рассматривать в первую очередь как упорядоченный в геолого-геометрическом отношении коллаж (метарисунок) дочерних структур и их сочетаний-парагенезов (соорганизующихся, как правило, в динамически и дислокационно обособленные структурные рисунки-домены), структурная канва которого (через различные сценарии – прямой или опосредованной – возрастной, иерархической, а то и генетической соподчиненности) как целое контролируется особенностями зарождения и эволюции материнских деформаций. Типичные примеры: (1) для складкообразования – ритмичное чередование складок волочения и зон декомпрессии, соответственно, на крыльях и в замках складок первого порядка (зачастую вкуче) с сообразным знакопеременным рисунком ассоциирующего с ними соскладчатого взбросо-надвигового кливажа [9, 11, 15 и др.]; (2) для разрывообразования – суперпозиция ареалов транспрессии и транстенсии с их чешуйчатыми веерами, соответственно, сжатия и растяжения, симметричных относительно зоны материнского разлома, также выступающего здесь в роли самостоятельной структурообразующей единицы (через свои движения) как генератора и регулятора инициирующего поля напряжений [2–3, 5–6, 12–16 и др.].

В этом ключе особо показательными являются структурные ансамбли с синхронным рудно-магматическим наполнением [1–2, 10, 13–14 и др.], где через их симбиоз структурная динамозональность обретает вид еще и *динамозональности рудно-магматической* [2, 8 и др.] с генетически адекватным набором морфо-кинематических типов обособления, распределения и наложения друг на друга разновозрастных рудно-магматических ассоциаций. Проиллюстрируем сказанное на примере Соболиного рудного поля (СРП) Комсомольского рудного района (КРР).

Можно вполне однозначно говорить о том, что СРП приурочено к северному флангу Хурмулинского левосдвигового дуплекса растяжения. Он контролирует многофазный рудно-магматический мегаштокверк, что образован одноименной вулcano-куполь-

ной структурой, сложенной фациями силинского комплекса, и наложенным на нее сложным сочетанием разноориентированных оперяющих кварц-серицитовых, кварцевых, кварц-турмалиновых и турмалиновых зон, содержащих в пределах СРП промышленное оловянно-медно-вольфрамовое оруденение [4 и др.]. Мегаштокверк занимает практически все северо-восточное окончание Амутской мульды (в т.ч. ее центриклинальное замыкание), рассекая слагающие ее амутскую и холдаминскую (ниже) свиты и юрские терригенные породы ее складчатого основания.

Инфраструктура мегаштокверка сложная и представлена и в самом деле коллажем линейных, штоко-, штокверко- и трубообразных рудо- и магмовмещающих тел и их сочетаний самой разнообразной морфологии (вплоть до причудливой) и ориентации (от пологих – часто – субскладчатых – до крутых с ЗСЗ, ВСВ, СВ, СЗ, ССЗ и ССВ простираниями). Вещественное его наполнение также многообразно и включает в себя и вулканические аппараты, и субэкструзии и экструзии силинских андезитов и монцонитоидов, и гипабиссальные интрузии (штоки, штокверки и дайки) с теми же пестрыми монцонитоидами (от диоритов до габбро), и наложенную на все это зону мощного объемного калиевого метасоматоза, и перечисленные выше зоны рудного метасоматоза с жильным и прожилково-вкрапленным оруденением.

Тем не менее очерченная картина характеризуется не только возрастной, но и структурной (пространственно-генетической и динамо-кинематической) упорядоченностью. Судите сами. Несущими элементами каркаса Хурмулинского дуплекса являются системы ССВ (левые сдвиги) и СЗ-ССЗ разломов (сбросов и левых сдвигов). Из первых для дуплекса два являются материнскими. Это Придорожный и Толокано-Ленинградский левые сдвиги, которые, перекрывая друг друга левоступенчато своими встречными северным и южным окончаниями, ограничивают и контролируют сам мегаштокверк, соответственно, с востока и запада. В зоне перекрытия именно они смыкаются между собой через серии сквозных субмеридиональных и СЗ рудо- и магмовмещающих разрывов, полоса развития которых ограничена с северо-востока СЗ структурой Толокан, а с юго-запада – ЮЮВ-ЮВ траверсом структур Неповторимая–Обрывная–Сохатинная. При этом ширина и глубина перекрытия названных сдвигов примерно равны и составляют около 11 км.

Инфраструктура «центрозон» окончаний материнских левых сдвигов между собой схожа, несмотря на разное вещественное наполнение. Обе они напоминают в плане структуру «цветка» (см. выше пример (2), где чешуйчатые веера («лепестки») вторичных оперяющих разрывов (сжатия/растяжения) наблюдаемо (и симметрично) расходятся от материнского разрыва («стебля») в разные стороны на угловое расстояние примерно в 60° (хотя в теоретическом пределе [3, 5–6, и др.] оно может достигать и все 90°). (Собственно говоря, СРП структурно и приурочено к такому «цветку» Толокано-Ленинградского левого сдвига с крайними элементами в виде СВ Ленинградского надвига и СЗ структуры Толокан.) Веера растяжения/транстенсии при этом составляют зону смыкания в самом дуплексе. С этой же стороны, кстати сказать, в «центрозонах» сидят (и вполне закономерно) трубообразные тела либо рудных брекчий («эксплозивных», на самом деле – тектонических по типу кручения), либо зонального строения штоков силинских монцонитоидов с той же рудной брекчией в центре. А веера сжатия/транспрессии скорее угнетены, поскольку представлены, как правило, «сухими» разломами в роли динамических экранов-контактов, за редкими исключениями в виде Ленинградской рудоносной надвиговой зоны и ассоциирующих с ней в ее автохтоне оперяющих дайковых монцонитоидных тел.

Внутри дуплекса/мегащтокверка же соблюдается в сущности тот же характер построения пространственно-генетических взаимоотношений (транспрессивного ли, трансстенсивного ли типа), что и на уровне структур первого ранга, с сохранением всех известных принципов структурного подобия и фрактальной симметрии. В любом случае, даже не в откартированных еще его доменах, как показывает наш опыт изучения такого рода структур, пространственно-временная организация материнских и дочерних структур здесь будет все равно выстраиваться по схеме либо Муди и Хилла (для зон трансстенсии), либо Мак-Кинстри (для зон транспрессии) [2–3, 5–6, 11–13, 15–16 и др.]. Все это усугубляется еще и тем, что в здесь, кроме серии СЗ структур оперения, широко проявилась система субмеридиональных левых сдвигов, тождественных по своей морфокинематике материнским разломам дуплекса (и, соответственно, относятся к категории материнских деформаций). Единственное, что здесь может выбиваться из общей картины, так это зоны смыкания разломов с произвольной ориентацией и морфокинематикой (типа СЗ правый сдвиг + ССВ левый сдвиг или СВ взброс/надвиг + СЗ левый сдвиг и т.д.). Но и тут сохраняется главный принцип динамо-кинематического взаимодействия разломов – интерференции и сложения полей и движений, регулируемых и создаваемых материнскими разломами, со своими модификациями приведенных схем. Не говоря уже о сохранении при этом на всех иерархических уровнях регулирующего влияния активизации главных разломов.

И все это динамо-кинематическое и структурно-вещественное многообразие находит свое отражение в рудно-магматической динамозональности Хурмулинского мегащтокверка/дуплекса. В целом она, как представляется, есть результат поэтапного (по мере роста материнских разломов под действием ССЗ 340–350° сжатия) разрастания ареала трансстенсии в зоне левоступенчатого перекрытия Придорожного и Толокано-Ленинградского левых сдвигов с усложнением его структурного рисунка от первоначально крупных форм к все более и более мелким с прямым или опосредованным наследованием планов деформаций. Само наследование заключается в том, что более поздние генерации рудо-/магмовмещающих разрывов приспособляются или приспособляются под себя сеть разрывов предыдущих генераций, что часто выражается в кинематической трансформации разрывов раннего заложения.

Это видно и в особенностях морфологии и пространственного распределения оруденения и проявлений магматизма. В Хурмулинском дуплексе они и морфологически, и динамически находятся в прямой зависимости от геометрии самих составляющих его разломов и инфраструктуры зон их взаимодействия. Так, если говорить в общем и целом, оси рудно-магматических столбов здесь, как правило, субпараллельны линиям сопряжения сколовых и раздвиговых компонентов. При этом сколы играют роль динамо-кинематических экранов, а раздвижки вмещают оруденение и магматические тела. А линии сопряжения адекватны средним осям деформаций, перпендикулярным, как известно, линиям скольжения по сколам [2, 6, 15 и др.]. Именно поэтому в зонах трансстенсии рудно-магматические столбы имеют преимущественно субвертикальную ориентировку (как, впрочем, и в материнских сдвигах), а в зонах транспрессии – субгоризонтальную. Причем доминантное развитие наблюдается у тех систем рудно-магматических столбов, которые субпараллельны линиям сопряжения структур оперения в целом с материнской системой ССВ левых сдвигов.

Подчеркнем еще раз, что данная картина динамозональности Хурмулинского дуплекса (равно как и СРП) сформировалась благодаря именно движениям по ССВ левым

сдвигам материнской системы, поступательная активизация которых и обеспечивала процесс приспособления под их сеть (через транстензию и транспрессию) первичного поля напряжений (со сжатием ССЗ 340–350°), инициировавшего весь тектонический процесс. Последнее сохранилось только в наиболее проработанных сегментах зон ССВ левых сдвигов, где инициирующее сжатие сразу же переходит в движение, поскольку силы трения здесь практически равны нулю. Сказанное могло бы быть проиллюстрировано, в частности, соответствующим искривлением траекторий главных напряжений, фиксируемых как экспериментально, так и по натурным наблюдениям на иных объектах такого рода [5–6, 11 и др.].

Еще отметим, что Хурмулинский дуплекс, равно как и СРП, являются лишь элементами Комсомольской магмо-металлогенетической сдвиговой зоны, активизация ССВ левых сдвигов которой под действием ССЗ (340–350°) инициирующего сжатия и обеспечивала, напомним [2, 4, 7, 9 и др.], существующий характер локализации синхронных продуктов оруденения и магматизма в пределах КРР в эпоху тектономагматической активизации, имевшей место здесь в апт-кампанское время.

Литература

1. Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Рудовмещающие транстенсивные дуплексы золото-кварцевых и золото-сульфидно-кварцевых месторождений Южного Урала // Литосфера. 2011. № 1. С. 94–105.
2. Митрохин А.Н. Дизъюнктивные рудно-магматические структуры смыкания и дуплексы: идентификация, пути и методы их изучения // Современные технологии освоения минеральных ресурсов: сб. науч. трудов. Вып.10. Красноярск: Сиб. федер. ун-т, 2012. С. 53–59.
3. Морозов Ю.А. Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // Геотектоника. 2002. № 6. С. 3–24. 4.
4. Огнянов Н.В. Геология оловорудных районов и месторождений Хингано-Охотской оловоносной области // Геология рудных месторождений СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1986. С. 340–399.
5. Осокина Д.Н. Иерархические свойства тектонического поля напряжений // Экспериментальная тектоника: методы, результаты, перспективы. М.: Наука, 1989. С. 197–208.
6. Разломобразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 262 с.
7. Сорокин Б.К., Митрохин А.Н., Касаткин С.А. Сравнительный анализ дислокаций апт-кампанского вулканогенного и доаптского терригенного комплексов Комсомольского района (на примере Фестивального месторождения) // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 5. С. 46–56.
8. Уткин В.П. О роли переориентировок напряжений в формировании месторождений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 5. С. 43–49.
9. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
10. Уткин В.П., Митрохин А.Н., Неволин П.Л. и др. Структурно-геодинамический фактор в распределении золотой минерализации Южного Приморья // Доклады Академии наук. 2004. Т. 394, № 5. С. 654–658.
11. Continental deformation. New York: Pergamon Press Ltd., 1994. 421 p.
12. Fossen H., Tikoff B. 1998. Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings // Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Geol. Soc. London Spec. Pub. 1998. V. 135. P. 15–33.
13. Mathieu L., van Wyk de Vries B., Pilato M. et al. The interaction between volcanoes and strike-slip, transtensional and transpressional fault zones: Analogue models and natural examples // Journal of Structural Geology. 2011. № 33. P. 898–906.
14. Park A.F., Lentz D.R., Thorne K.G. Deformation and Structural Controls on Gold Mineralization in the Clarence Stream Shear Zone, Southwestern New Brunswick, Canada // Exploration and Mining Geology. 2008. V. 17, № 1. P. 51–66.
15. Twiss, R.J., Moores, E.M. Structural Geology: Second Edition. New York: W.H. Freeman and Co., 2006. 532 p.
16. Wesnousky S.G. The San Andreas and Walker Lane fault systems, western North America: transpression, transtension, cumulative slip and the structural evolution of a major transform plate boundary // Journal of Structural Geology. 2005. № 27. P. 1505–1512.

А. Г. Мочалов¹, Г.Г. Дмитренко¹, А.Н. Перцев²

**НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ МИНЕРАЛИЗАЦИИ
ПЛАТИНОВОГО ТИПА В КУМУЛЯТИВНЫХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ КОМПЛЕКСАХ
КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ**

¹ФГБУН Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

²ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва

В Корякском нагорье россыпные проявления и месторождения магматогенного платинового (Pt) минералого-геохимического типа связаны с верхнекоровыми кумулятивными комплексами (КК) габбро-пироксенит-дунитовых (ГПД) массивов Олюторского аккреционного комплекса [1], а так же с железистыми (такситовыми) КК и подстилающими их дунитами мантийного комплекса (МК) Красногорского массива из офиолитов Майницкой тектонической зоны [2].

КК Олюторского аккреционного комплекса хорошо изучены. Они принадлежат к надсубдукционному магматическому поясу и комагматичны пикрит-базальтам поздней мел – палеоценовой Ачайваямской островной дуги. Формирование крупных дунитовых тел объясняется многократными поступлениями порций примитивных островодужных расплавов повышенной К-На щелочности в “канал-камеру” и фракционной кристаллизацией хромшпинель-оливинового и оливин-клинопироксенного кумулятивных парагенезисов. Разработана модель развития минералого-геохимических и генетических типов минералов платиновой группы (МПП) [1]. Важная роль в выяснении петрогенетических аспектов формирования КК Олюторского аккреционного комплекса и МПП принадлежала исследованию геохимии клинопироксенов (Срх) пород и платинометаллических руд [3, 4].

Для КК и подстилающими их дунитов МК Красногорского массива из офиолитов Майницкой тектонической зоны петрогенетические аспекты их происхождения изучены не достаточно. Вопрос о происхождении магматических пород является весьма важным для дальнейшей разработки условий формирования месторождений МПП ультрамафитовых формаций. С этой целью предпринята попытка оценки геодинамической обстановки зарождения примитивной мантийной магмы и особенностей дифференциации её вещества, приводящих к формированию Pt типа в КК Красногорского массива. Поставленная задача решалась путем изучения Срх и ортопироксенов по отработанной методике [4] рудных и редких элементов (метод SIMS на приборе СAMEСА IMS 4f, ЯФ ФТИ РАН г. Ярославль) гарцбургитов, дунитов, жильных пироксенитов МК и пород КК. В работе также используются наши данные по геохимии пироксенов массивов офиолитов Корякского нагорья – гарцбургит-дунитового Чирьнайского, существенно гарцбургитового Усть-Бельского и существенно лерцолитового Эльдынырского.

В офиолитах всех геологических эпох КК серии приурочены к мантийно-коровым переходным зонам, реже – к собственно коровым горизонтам. Как правило, они представлены оливин-клинопироксеновыми кумулятами, реже встречаются ортопироксен-оливиновые и двупироксен-оливиновые кумуляты. В пределах Корякского нагорья КК офиолитов наиболее распространены в составе максимально истощенных разновидностей дунит-гарцбургитового МК офиолитовых ансамблей – в Красногорском и Чирьнайском массивах, отличающихся от перидотитовой лерцолит-гарцбургитовой ассо-

циаций того же региона высокохромистым составом хромшпинелида и низким содержанием Al_2O_3 в энстатите и диопсиде. Наиболее полный разрез КК, состоящий из железистых ($f = 13 - 26$) ультрамафитов в виде полосчато-шлирового чередования гарцбургитов, дунитов, ортопироксенитов, вебстеритов, со шлирами плагиоклазовых лерцолитов, оливиновых габбро-норитов и габбро-пегматитов, представлен в Красногорском массиве. В Чирьнайском массиве КК ультрамафитов присутствует в виде небольших фрагментов в тектонически разобщенных блоках. Отличительной особенностью этих образований является пониженная магнезиальность всех породообразующих минералов – оливина, ортопироксена, клинопироксена и хромшпинелида. Среди МПГ в хромититах дунитов и гарцбургитового МК преобладают твердые растворы и сульфиды Ru, Os и Ir, в хромититах такситового КК и подстилающих их дунитов МК – изоферроплатина. В жильных ортопироксенитах в поле однородных дунитов МК (которые можно рассматривать в качестве связующего звена между МК и КК [5]) – многокомпонентные твердые растворы на основе Pt, Ir, Rh, Os и Ru.

При обсуждении петрогенезиса ультрамафитов КК наиболее информативны составы Sr_x в отношении содержания в них несовместимых высокозарядных элементов (Zr, Ti) в зависимости от их магнезиальности ($Mg\# = 100 Mg/(Mg+Fe)$ атом) (рис. 1). Наличие или отсутствие корреляционных связей их содержаний с параметром $Mg\#$ позволяет отличать процесс кристаллизационного фракционирования от взаимодействия порода/расплав. Для высокомагнезиальных МК свойственны значительные вариации содержаний Zr и Ti в довольно ограниченной области $Mg\#$ без какой-либо корреляции (см. рис. 1). Эти тенденции можно интерпретировать как результат взаимо-

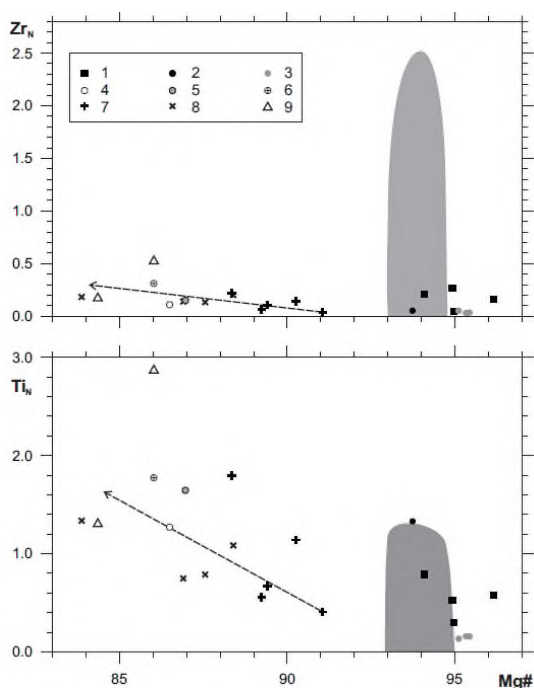


Рис. 1. Вариации состава Sr_x по магнезиальности и высокозарядным элементам.

1–3 МК: 1–2 Чирьнайский массив, 1 – дуниты; 2 – гарцбургиты; 3 – гарцбургиты Красногорского массива; 4–9 КК: – 4, 7 Чирьнайский массив 4 – гарцбургит; 7 – пироксенит; 5,6,8 и 9 Красногорский массив: 5 – гарцбургит, 6 – плагиоклазовый лерцолит, 8 – пироксениты, 9 – габбронориты. Серое поле – мантийные гарцбургиты Усть-Бельского и Эльденьского массивов; стрелкой показан тренд магматической дифференциации.

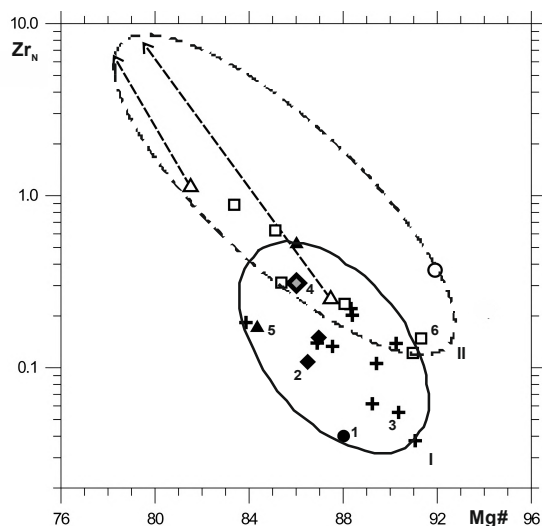


Рис. 2. Тренды кристаллизационной дифференциации: I – офиолитовых КК (включая жильные пироксениты МК) Красногорского и Чирынайского массивов (залитые значки); II – ГПД КК массива Гальмознан (не залитые значки), стрелками показана зональность мегакристов в габброноритах (от центра к краю). 1 – дуниты, 2 – гарцбургиты, 3 – пироксениты, 4 – плагиоклазовый перцолиты, 5 – габбронориты, 6 – оливковые клинопироксениты.

действия мантийных перидотитов с базитовым расплавом или флюидом, что может приводить как к обеднению Sr_x , так и к обогащению Zr и Ti . Концентрации Zr и Ti контролируются составом поступающего расплава или флюида, а магнезиальность – валовым составом вмещающих пород. В низко-магнезиальных Sr_x КК, включая жильную свиту пироксенитов в реститах, намечается обратная зависимость вариаций содержания Zr и Ti от $Mg\#$. Такая тенденция согласуется с особенностями процесса кристаллизационной дифференциации магматического расплава – фракционным выделением Sr_x , т.е. породы КК имеют магматическую (кумулятивную) природу.

Если сопоставить приведенный на рис. 1 магматический тренд с трендом не относящегося к офиолитам ГПД КК Олюторского аккреционного комплекса Корякского нагорья (рис. 2), то можно заметить, что в целом офиолитовый тренд менее выражен, по-видимому, эта ситуация соответствует условиям кристаллизации в мантийно-коровой переходной зоне. Для литосферных разрезов, представленных офиолитами, обычно предполагаются надсубдукционные палеообстановки, поскольку само появление этих фрагментов литосферы океанического типа в складчатых областях связано с функционированием активных зон перехода океан–континент – конвергентных границ плит [6].

Sr_x габбро, пироксенитов, перидотитов и дунитов КК Чирынайского и Красногорского массивов имеют в целом однотипные спектры несовместимых элементов. По сравнению с Sr_x , равновесными с расплавами типа MORB, они заметно обеднены несовместимыми элементами. На этом фоне выделяется аномальное обогащение крупноионным литофилом Sr и аномальное обеднение высокозарядным Zr . Все эти геохимические особенности Sr_x указывают на: 1) их магматическую природу (кристаллизацию из расплава и/или взаимодействие порода/расплав) и связь с магмами одного и того же геохимического типа; 2) соответствие представлениям о надсубдукционном деплетированном магматическом источнике. При этом спектры несовместимых элементов КК Чирынайского и Красногорского массивов весьма схожи с аналогичными ГПД КК Олюторского аккреционного комплекса Корякского нагорья [3, 4], которые

относительно расплавов типа MORB, также обеднены тяжелыми редкоземельными элементами, Y и Zr при существенных концентрациях Sr. В то же время спектры редких несовместимых элементов ГПД КК Олюторского аккреционного комплекса Корякского нагорья показывают соотношения характерные для Срх примитивных островодужных магм повышенной К-На щелочности [4]. Тогда как КК Чирьнайского и Красногорского массивов ближе к хондритовому и по литературным данным к Срх бонинитов и пироксенитов массива Троодос и пироксенитов Войкаро-Сыньинского массива [7, 8].

Таким образом, для ультрамафитов Корякского нагорья общей генетической чертой минерализации Pt типа является наличие надсубдукционного мантийного магматического источника магм базальт-пикритового или базальт-бонинитового состава с различным К-На наполнением. При этом наибольшее распространение КК с этой минерализацией характерно для офиолитовых построек с максимально истощенным перидотитовым фундаментом.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 11-05-12048-офи-м.

Литература

1. Мочалов А.Г. Модель развития минералов платиновой группы габбро-пироксенит-дунитовых кумулятивных комплексов Корякского нагорья (Россия) // Геология рудных месторождений. 2013. №3. С. 1–19.
2. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Акинин В.В. Акцессорные минералы платиновых элементов в альпинотипных ультрамафитах Корякского нагорья // Тихоокеанская геология. 1987. № 4. С. 66–76.
3. Мочалов А.Г., Перцев А.Н. Минералы платиновой группы в сростаниях с пироксеном габбро-пироксенит-дунитовых плутонических комплексов Корякского нагорья (Россия) // Руды и металлы. 2012. № 6. С. 67–74.
4. Batanova V. G., Pertsev A. N., Kamenetsky V. S., Ariskin A. A., Mochalov A. G., Sobolev A. V. Crustal Evolution of Island-Arc Ultramafic Magma: Galmoenan Pyroxenite–Dunite Plutonic Complex, Koryak Highland (Far East Russia) // J. Petrology. 2005. V. 46 (7) P. 1345–1366
5. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Бочаров В.Л. Вариации состава хромшпинелидов в альпинотипных ультрамафитах Корякского нагорья // Геология рудных месторождений. 1987. № 2. С. 38–45.
6. Robertson A. H. F. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region // Lithos. 2002. 65 (1). P. 1–67.
7. Batanova V. G., Belousov I. A., Savelieva G. N. and Sobolev A. V. Consequences of channelised and diffuse melt transport in supra-subduction mantle: evidence from Voykar ophiolite (Polar Urals) // J. Petrology. 2011. V. 52/ P. 2483–2521.
8. Белоусов И.А. Петрология и геохимия пород мантийного разреза Войкаро-Сыньинского массива (Поллярный Урал): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ РАН, 2012. 200 с.

В.Г. Невструев

**ОЦЕНКА ФАЦИАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ ОТЛОЖЕНИЯ ДРЕВНИХ
МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКОВ ПО СООТНОШЕНИЮ СОДЕРЖАНИЙ ЖЕЛЕЗА
И МАРГАНЦА**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Одной из важных задач геохимии является реконструкция палеоусловий формирования древних отложений, включая металлоносные и рудные осадки. На основании соотношений суммы содержаний Fe и Mn с концентрациями Al и Ti К. Бостремом, а также Н.М. Страховым предложены числовые значения критериев отнесения осадков к металлоносным. Однако, все критерии выделения металлоносных осадков, как подчеркнул Е.Г. Гурвич, условны, поскольку значительное количество гидротермального вещества накапливается за пределами их формально выделенного ареала [1]. С другой стороны, в пределах металлоносной толщи всегда обнаруживаются участки с низкой металлоносностью, что в условиях фрагментарного опробования может повлечь некорректные выводы.

В случае наложения на фоновые осадки минерализации связанной с гидротермальными процессами в зонах океанических рифтов и коллизионных обстановок соотношения должны изменяться от концентраций железа и марганца в поступающем гидротермальном растворе, от интенсивности гидротермального процесса и в значительной мере от редокс-условий.

Геохимическое различие Mn и Fe в океане сводится к тому, что Fe образует многочисленные минеральные формы, которые осаждаются как в окислительных, так и восстановительных условиях, в то время как Mn находится в твердофазной (гидроксидной) форме только в окисленной среде. В восстановительной обстановке минералы марганца неустойчивы и отлагается преимущественно окисное железо, что сдвигает Fe-Mn отношение в сторону увеличения.

Сдвиг обстановок седиментации от окислительных к восстановительным нарушает равновесные условия существования марганцевых минералов и влечет за собой их растворение, перенос и отложение в условиях насыщения вод кислородом [2]. В условиях литогенеза, метаморфизма и гидротермальных преобразований пород физико-химические условия могут изменяться неоднократно, что влечет за собой изменение величины их соотношений.

Анализ геохимических данных по протерозойским отложениям, подвергшихся зеленокаменной стадии метаморфизма, в том числе рудоносным, показывает, что значения критериев металлоносности существенно отклоняются от граничных значений даже в пределах одной пачки или рудоносного горизонта. В отдельных случаях к металлоносным могут быть отнесены сланцы в которых полностью отсутствуют признаки железо-марганцевой минерализации или в магнетит-гематитовых прослоях выявляются значения типичные для неметаллоносных осадков.

Решение задачи, таким образом, сводится к выявлению в осадочных образованиях избыточности или дефицита металлов относительно фона. Исходя из соотношений элементов Е.Г. Гурвич [2] предложил вычислять избыточное отношение железа и марганца к алюминию по формуле:

$$(Fe_{изб.} + Mn_{изб.})/Al = (Fe + Mn)/Al - 0,84,$$

где Fe, Mn и Al – содержания элементов в этих осадках. Отсюда следует, что

$$(Fe_{изб.} + Mn_{изб.}) = (Fe + Mn) - 0,84Al.$$

Отношение избыточной суммы к общей сумме элементов в осадках, выраженное в процентах, показывает относительное их накопление или дефицит в металлоносных осадках. В случае дефицита значение будет отрицательным, т.е. свидетельствовать о выносе железа и марганца при метаморфогенном или метасоматическом преобразовании. Учитывая низкую миграционную подвижность алюминия, привнос веществ не содержащих железа и марганца не изменит соотношения, а приведет лишь к пропорциональному уменьшению концентраций. Поскольку истинное значение фоновых концентраций элементов в древних осадках нам неизвестно, использование этой формулы возможно влечет за собой ошибку оценки абсолютных значений. Однако эта ошибка систематическая и не влияет на конечные выводы при выявлении сходства или различия объектов по железо-марганцевому соотношению. Иными словами, если имеются оценки об относительной глубине формирования объекта на основании соотношения железа и марганца в пробах с низкими отклонениями от фоновых, полученное другими способами, например, палеофациальными, то со значительной долей уверенности можно заключить, что объект с близкой величиной отношения сформирован в подобных физико-химических условиях.

Не менее интересным представляется и анализ дефицита этих элементов, который характеризует гидротермально-метасоматическую переработку осадочных толщ. При глубокой переработке пород дефицит может составить десятки или даже сотни процентов.

Таким образом, исследуемые объекты можно подразделить на интенсивно металлоносные избыточная сумма железа и марганца (К) близка к $100\% \pm 10\%$, слабо металлоносные К -10% до $+10\%$; дефицитно металлоносные – от -10 до -100% и интенсивно переработанные дефицит выше 100% .

Для оценки глубины формирования неметаллоносных осадков обычно используется соотношение железа и марганца, предложенное на основе изучения отложенных силура и девона Тимано-Печорской провинции, вскрытых Колвинской параметрической скважиной [3]. Границы глубины формирования осадков на основе отношения Fe/Mn по принятому делению [4], определены для глубоководных менее 40, мелководных – 80 и прибрежных – более 160 единиц. Для фоновых значений современных осадков получены непротиворечивые оценки Fe/Mn отношения, которое для Тихого океана равно 0,84 [1], а в придонных конкрециях и железо-марганцевых корках на удалении от гидротермальных построек для различных частей мирового океана колеблются от 0,5 до 1,25 [2].

Исходя из фоновых содержаний Mn 0,75% в осадках Тихого океана содержания железа, вычисленные по вышеприведенным формулам, при соотношении 40 в предельном варианте должны составить 30%, что соответствует рудным образованиям. Если принять 10% границу разделения металлоносных и неметаллоносных осадков [2], то фоновые концентрации марганца должны быть значительно ниже (0,25%), что противоречит фактам. Следовательно, рекомендуемые соотношения [4] можно использовать лишь как дополнительный фактор при комплексных геологических и геохимических исследованиях.

Использование соотношения для древних металлоносных осадков осложняется существенными вариациями концентраций металлов и изменчивостью физико-химических условий отложения их минералов-носителей. В соответствии с геохимией осадкообразования марганцевых минералов их доля увеличивается при изменении от восстановительных условий к окислительным, то есть, в направлении шельфа отлагаются минералы железа, карбонатные и окисные железистые и марганцевые минералы с последующей сменой карбонатных фаций марганцевых минералов окисными в прибрежной полосе. В завершающей стадии в мелководно-прибрежных условиях могут отлагаться окислы железа. Эта последовательность минералообразования не зависит от металлоносности осадков, а определяется лишь физико-химическими условиями океанических вод.

Следовательно, соотношение железа и марганца в направлении шельфа при спокойных геодинамических условиях осадкообразования от абиссальных частей океана к шельфовым будет изменяться к более низким в зоне накопления марганцевых минералов, и затем (для случаев мелководно-прибрежного и лагунного осадкообразования) возможно существенно увеличиваться.

Таким образом, отношение содержаний железа и марганца для оценки глубины осадкообразования зависит от ряда факторов, важнейшими из которых являются: металлоносность осадков, фациальные условия осадкообразования, геодинамическая история развития территории. Формальное использование отношения может привести к противоречивым или даже ошибочным выводам.

Отношение видимо может корректно использоваться как относительная характеристика только в случае фоновой металлоносности, оцененной по близости величины избыточных накоплений этих элементов в металлоносных осадках. При дефиците суммы железа и марганца в осадках использование отношения некорректно, поскольку оценка условий процесса преобразования осадочных толщ, следовательно и объема выноса того или иного элемента, существенно затруднена как по методике так и по выполнению.

В соответствии с физико-химическими условиями отложения металлоносных осадков и руд в глубоководных восстановительных условиях будет преимущественно накапливаться двухвалентное железо. Марганец в этих условиях находится в подвижной форме и мигрирует в зону шельфа, частично оставаясь в океанических водах. Тем самым в осадках нарушается соотношение железа и марганца присущее флюидным потокам. Величина отношения железа к марганцу в этих условиях определяется преимущественной концентрацией железа с которым должно иметь положительную корреляцию. Для марганца должны наблюдаться отрицательные или незначимые корреляционные связи с величиной железо-марганцевого отношения.

Проверка изложенных подходов к интерпретации отношения осуществлено на семи объектах восточной части Буреинского массива Хабаровского края и Кабалинской структуры Приморья, включая Кимканское и Орловское железорудные, а также Южно-Хинганское железо-марганцевое месторождения венд-кембрийского возраста. Используются преимущественно пробы, отобранные при проведении полевых работ, а для Южно-Хинганского месторождения – литературные данные [5].

Практически для каждого объекта выявлены лишь единичные пробы, для которых вычисленная избыточная сумма рассматриваемых металлов близка фоновой.

В рудных объектах она в подавляющем количестве проб составляет сотни процентов.

В нерудных объектах (сутырская и верхнекимканская толщи, лондоковская и митрофановская свиты) наблюдается суммарный дефицит железа и марганца, который варьирует от первых десятков до более 3000 процентов, т.е. наблюдается более чем тридцатикратное уменьшение суммарных концентраций металлов относительно расчетных фоновых содержаний. Причиной деплетирования, выявление которых является последующей задачей, могли послужить гидротермально-метасоматические процессы при контактовом воздействии интрузий, как установлено для сутырской толщи и возможное перераспределение металлов в процессе метаморфизма. Оценка глубины формирования осадков этих толщ по соотношению железа и марганца на основании проведенного опробования в настоящее время представляется некорректной.

Фоновое содержание железа в осадках древних рудоносных толщ можно установить лишь при достоверной корреляции отложений содержащих руды и безрудных горизонтов, при величине отклонения избыточной металлоносности или её дефиците не более 10%. Решение этой задачи возможно только при большом объеме опробования и тщательных геологических исследованиях. Для целей сопоставления изучаемых объектов достаточно выявить функциональную зависимость между концентрациями железа и Fe/Mn отношением и вычислить соотношение при едином заданном уровне содержания железа.

В металлоносных осадках исследованных месторождений железо-марганцевое отношение в единичных пробах руд на Южно-Хинганском месторождении варьирует от 0,02 до 9,02 при коэффициенте корреляции (r) между Fe и отношением 0,78 ($n=13$); в Кимканском – 7,6 – 1147, при $r = 0,75$ ($n=25$), и в Орловском – с 0,69 – 875, при $r = 0,76$ ($n=16$). Корректно сопоставить эти данные по единичным пробам или средним значениям не представляется возможным.

Высокая достоверность коэффициента корреляции показывает, что величина отношения Fe/Mn в рудах месторождений преимущественно определяется концентрацией железа и они функционально связаны. Для каждого месторождения вычислено уравнение регрессии вида: $y = ax + b$, где y – железомарганцевое отношение, x – концентрация железа b – свободный член. Зная фоновое содержание железа (или задав его уровень) по формуле можно вычислить ожидаемую величину Fe/Mn. Полученные эмпирические уравнения: $y = 0,0818x - 0,1548$ – для Южно-Хинганского; $y = 12,648x - 38,782$ – для Кимканского; $y = 18,841x - 23,352$ – для Орловского месторождений.

По аналогии с современными океаническими осадками фоновое содержание железа для вычислений принято 5%. Для Южно-Хинганского, Кимканского и Орловского месторождений величины отношения Fe/Mn равны 0,25; 24; 71, соответственно. Полученные результаты хорошо совпадают с геологическими данными о формировании Южно-Хинганского железо-марганцевого месторождения в шельфовой зоне и в глубинных условиях Кимканского и Орловского месторождений, отложения которых ассоциируют с метаморфизованными глинистыми и кремнистыми сланцами.

По аналогии с современными металлоносными осадками океанов можно сделать вывод, что Южно-Хинганское – сформировалось в шельфовой зоне при высо-

кой концентрации кислорода в океаническом бассейне на глубине не более 500 м. Интерполируя различия в величинах Fe/Mn можно предположить, что Кимканское и Орловское месторождения формировались на глубине 3–5 км.

Расстояние между рудоносными структурами, вмещающими Кимканское и Южно-Хинганское месторождения не превышает 30 км. При таком градиенте глубин в направлении с запада на восток угол наклона активной континентальной окраины Буреинского массива составлял 15–20 градусов, что сопоставимо с современными глубоководными желобами, угол наклона висячих крыльев которых составляет 10 и достигает даже 20 градусов [6].

Предложенный способ оценки металлоносности древних осадочных пород и глубины отложения, а также позволит более корректно интерпретировать фациальные и геодинамические условия их формирования.

Литература

1. Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Научный мир, 1998. 340 с.
2. Базилевская Е.С. Феномен марганца на земле // Природа, 2003, № 5. С. 35–42
3. Розен О.М., Д.З. Журавлев, С.М. Ляпунов Геохимические исследования осадочных отложений Тимано-Печорской провинции // Разведка и охрана недр, 1994, №1. С.18–21).
4. Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособие/Е.В. Складов и др.; Под. ред. Е.В. Складова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001, 288 с.
5. Чеботарев М.В. Геологическое строение Южно-Хинганского марганцевого месторождения и вещественный состав его руд// Советская геология, 1958, №8. С. 114–136.
6. Хаин В.Е., Ломидзе М.Е. Геотектоника с основами геодинамики. М: Изд-во МГУ, 1995, 480 с.

Н.С Остапенко, О.Н. Нерода

**УГОХАНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ: ТИПЫ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ЕЕ
ГЕНЕЗИС**

ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

В 1986 году при комплексном геологическом обследовании полевым отрядом АмурКНИИ бассейна верхнего течения р. Угохан (северные склоны хребта Джагды), где драгой объединения Амурзолото обрабатывалась долинная россыпь золота, а по нескольким ее правым притокам работала старательская артель, было выявлено новое крупное (10×10 км²) рудное поле (Н.С. Остапенко, 1991ф). Его можно считать северным фрагментом Верхнеселемджинского рудного района. Особенностью минерализации этого рудного поля является отсутствие выдержанных жильных тел с богатыми содержаниями золота (как, например, на Харгинском, Ворошиловском и Токурском месторождениях этого рудного района). На этой территории была обнаружена вкрапленная сульфидная и прожилковая сульфидно-кварцевая минерализация с содержаниями золота в штучных пробах 0,2–6,08 г/т. В связи с разведкой и последующим вводом в эксплуатацию в этом рудном районе месторождений Маломир и Албын с новым морфологическим типом минерализации – зонами вкрапленного и прожилково-вкрапленного сульфидного оруденения с низкими и умеренными содержаниями золота, это новое рудное поле заслуживает внимания геологов. Ниже излагаются оригинальные материалы по геологии и минерализации этого рудного поля.

Территория рудного поля размещается на западном сопряжении Галамской, Токурской и Селемджинской подзон Амуро-Охотского звена Монголо-Охотской складчато-надвиговой системы Приамурья. Непосредственно она размещается в структурах Галамской подзоны (Агафоненко и др., 2002ф) и сложена метаморфизованными в зеленосланцевой фации терригенными и вулканогенно-терригенными породами каменноугольного, пермского и триасового возрастов.

В пределах рудного поля установлены три типа минерализации – кварцевый, сульфидный (пиритовый) и арсенипирит-кварцевый.

Кварцевый тип минерализации на этой территории является одним из наиболее распространенных, особенно в ее северной части. Представлен он кварцевыми жилами и прожилками невыдержанной мощности и залегания. Отдельные кварцевые тела имеют небольшие размеры по простиранию (первые метры–десятки метров), переменную мощность, четкие контакты, структурную однородность кварца, отсутствие сульфидов. Иногда в них присутствует карбонат, в единичных случаях наблюдается хлорит. Наиболее широко кварцевые жилы распространены среди кварц-серицитовых сланцев в бассейне р. Карыспытах. Происхождение кварца явно метаморфогенное. В отношении золота такие жилы стерильны, так как на участках широчайшего их распространения (четыре обследованных нижних левых притока этой реки) россыпи золота не обнаружены. Второй и третий типы минерализации золотоносны.

Сульфидный тип минерализации наиболее широко распространен на отрезке долины р. Угохан между устьями его левых притоков Инка-Макит и Карыспытах. Пиритовая минерализация в виде гнезд и вкрапленности наложена на все встречающиеся здесь типы пород – кварц-серицитовые сланцы, кварциты, песчаники, алевролиты и аргиллиты, зеленые сланцы (метавулканиты) и редко встречающиеся известняки.

Наиболее интенсивно пиритизация развивается по будинированным пачкам переслаивания алевролитов и аргиллитов. Будины алевролита пропитаны мелкозернистым пиритом. Степень насыщения им меняется от редкой вкрапленности до массивного колчедана. Пиритизация будин подчинена поперечным их удлинению трещинам. Пирит максимально сосредоточен в центральных частях будин, а к периферии постепенно исчезает. Иногда в пиритизированных будинах видны поперечные прожилки серого кварца, которые либо выклиниваются у контакта алевролита с облегающим алевролит аргиллитом, либо продолжают по контакту пород. В таких случаях хорошо заметна экранирующая роль слоев аргиллита и развитие пиритовой (\pm кварц) минерализации в основном в прослоях алевролита. В метавулканитах вкрапленность пирита распространена более равномерно. Местами в сульфидизированных метавулканитах наблюдаются прожилки более позднего молочно-белого кварца без сульфидов, пересекающие метасоматиты в поперечном направлении. Этот тип минерализации характеризуется повышенными содержаниями цинка, серебра, мышьяка (до 60–200 г/т), селена, ртути, никеля, кобальта, в меньшей мере меди, свинца. Наиболее обогащены этими элементами будины песчаника и алевролита, содержащие 5–30% пирита. Все эти элементы концентрируются в пирите. Соотношение Ni/Co около единицы. Из 13 штучных проб по пробирному анализу в четырех содержания золота составили 1–3 г/т, в остальных 0,2–0,8 г/т.

Кварц-арсенипиритовый тип минерализации распространен верхнем течении р. Угохан, в районе слияния его основных верхних истоков. На отрезке долины около 2–3 км в дражных отвалах и старательских разрезах были встречены неокатанные разной величины элювиальные обломки кварца с арсенипиритом из жил, прожилковых зон, а также брекчий хрупких пород с вкрапленностью арсенипирита, сцементированных кварцем. По имеющимся редким замерам простирание пород здесь северо-восточнее и близширотное с падением в северных румбах. Кварцевые и сульфидно-кварцевые прожилки ориентированы поперечно к слоистости пород (рис.). Переменная

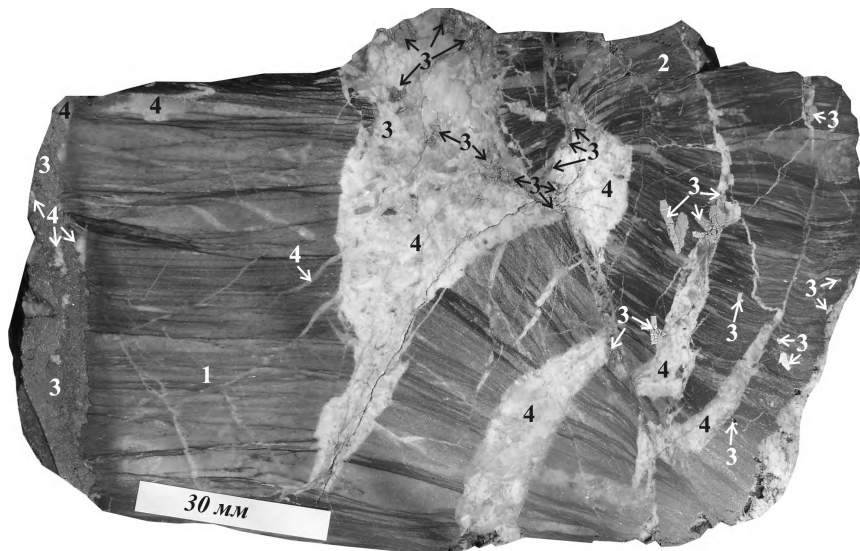


Рис. Поперечный срез штуфа с арсенипирит-кварцевой минерализацией (золото 6,08 г/т).
1 – алевролит; 2 – алевроаргиллит; 3 – арсенипирит; 4 – прожилки кварцевого и кварц-полевошпатового состава.

мощность кварцевых прожилков и их извилистость свидетельствуют об их формировании в трещинах отрыва в зонах растяжения. Формирование минерализации происходило в несколько стадий.

Арсенопирит (рис.) образует в породах крупные (3–10 мм) обособленные от прожилков кварца метакристаллы и их сростки, в том числе крестообразные двойники. Кристаллы секут слоистость пород. Часть кристаллов арсенопирита в виде гнезд наложена на передробленный агрегат кварц-полевошпатного прожилка (верхняя часть рисунка). В левой части рисунка расположен секущий породу прожилок (в штупф попала лишь 1/3 часть его мощности) крупнозернистого арсенопирита с включениями серого кварца. Он сформировался по более раннему прожилку кварца, реликты которого присутствуют в агрегате арсенопирита. В ненарушенных участках пород прожилки кварца арсенопирита не содержат. В других случаях наблюдались зональные кварц-сульфидные прожилки с отложением арсенопирита в зальбандах, а кварца в их приосевых частях. Из этих наблюдений следует, что этот тип минерализации формировался в несколько стадий, но сближено во времени, с отложением последовательных парагенезисов в едином трещинном пространстве, возникающем и развивающемся в зоне длительного растяжения. Для этого типа минерализации также заметен литологический контроль. Как следует из рисунка, максимальная мощность прожилков кварца – характерна для прослоев более зернистых хрупких пород.

На подходе к слоям аргиллита они часто выклиниваются (нижняя часть рисунка). В пачках тонкого переслаивания таких пород мощность прожилков кварца резко падает или они быстро выклиниваются. Для этого типа минерализации характерны стабильно высокие содержания мышьяка (e'' 1%) и невысокие свинца (обычно 10–50 до 150–300 г/т), меди (до 100–200 г/т), низкие содержания серебра (0,1–0,3 г/т и лишь в единичных штупфах 1,5–2 г/т). В 50% проб установлен вольфрам (до 15 г/т). Содержания никеля и кобальта невысокие, из них преобладает никель. Это отличает последние два типа минерализации.

Происхождение будинажа пород не выяснено. Возможно, он возник в процессе тектонического стресса с разрывами тонких прослоев хрупких пород и пластическим течением алевритовых прослоев в пачках переслаивания при складкообразовании. Не исключено, что будины сформировались в процессе надвигания блоков пород на этапе коллизии. Северный блок кварц-серицитовых сланцев был надвинут на южный блок по горизонту слоистых алевро-аргиллитов. Под сланцевым экраном сместителя надвига могли накапливаться магматогенные флюиды. Непосредственно в будинированных породах пачки переслаивания в зоне надвига формировалась существенно пиритовая минерализация с подчиненной ролью кварца. На большем удалении на юг в лежащем крыле надвига в зонах трещиноватости, в толще переслаивания сланцев и кварцитов, сформировался арсенопирит-кварцевый (\pm карбонат) тип минерализации. По наличию признаков минерализации на водораздельных пространствах Джагдинского хребта (данные К.Ф. Клыжко и др., 1982 ф) и в днищах долин, по нашим данным, вертикальный размах оруденения оценивается величиной более 500 м. На данной стадии изученности рудного поля не ясны условия залегания и масштабы обогащенных золотом тел. Они могут оказаться как субпараллельными послыному надвику (подобно Албынской зоне на одноименном месторождении в бассейне р. Харга) или секущими дайками, так и опережающими их. Обилие на большом отрезке долины неокатанных обломков минерализованных пород в элювии (перемещенном на поверхность при дражных отработ-

ках) свидетельствует о возможной масштабности рудоносных зон, содержащих приемлемые (1–3 г/т) содержания золота для отработки открытым способом.

По совмещению ареалов золото-сульфидной и золото-сульфидно-кварцевой минерализации с системой сближенных нарушений северо-восточного и субширотного простираний, падающих в северных румбах, сформировавшихся на этапе коллизии ($T_3 - J_2$ и видимо позднее), золото-сульфидную и золото-арсенопирит-кварцевую минерализации следует считать постколлизийными, наложенными на разломные и складчатые структуры. По совмещению общих ареалов минерализации и магматических тел (штоки, дайки) позднемезозойского времени формирования, генезис минерализации, несомненно, магматогенно-гидротермальный.

Б.Ф. Палымский**ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СЕРИИ ОХОТСКО-КОЛЫМСКОГО РЕГИОНА**

*ФГБУН Северо-восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,
г. Магадан*

Вулканические образования различного возраста, состава и формационной принадлежности составляют более 20% общего объема стратиграфического разреза Северо-Востока России. При создании сводных мелкомасштабных геологической и тектонической карт Охотско-Колымского региона (в границах Магаданской области) потребовалось уточнение имеющихся материалов по вулканизму в свете новых данных, возникла необходимость генерализации выделенных ранее подразделений и приведения их в соответствие с масштабом составляемых карт. Основное внимание в сообщении уделено крупным вулканическим (вулкано-плутоническим) поясам, во многом определяющим тектоническую структуру и историю геологического развития региона, а также его металлогенетические особенности. Характеристика большинства из этих поясов приведена в многочисленных публикациях, поэтому остановимся лишь на некоторых наиболее важных чертах, не нашедших отражения при ранее проведенных исследованиях. В частности, в качестве основной картографической единицы для карт масштаба 1:1000000 и мельче принята *вулканическая серия*, включающая от нескольких до 10–15 свит и толщ, характеризующихся определенной общностью петрографического состава, пространственным положением и направленностью развития вулканизма [Шпикерман и др., 2001; Палымский, Шпикерман, 2003].

Наиболее древние проявления вулканической деятельности приурочены к жестким массам – Омолонскому массиву (микроконтиненту) и палеозойским поднятиям (Омулевскому и Приколымскому террейнам). В опубликованной литературе нет описания позднерифейского вулканогенного пояса, прослеживающегося в субмеридиональном направлении в крайней восточной части Приколымского поднятия полосой шириной до 50 км (рисунок); предлагается назвать пояс *Хакдонским*, по наиболее представительной хакдонской вулканической серии мощностью 500–3000 м. По данным В.И. Ткаченко (1988 г.) она имеет антидромное строение и образована в нижней части вулканитами преимущественно трахириолитового состава, в верхней – трахибазальтового. Позднерифейский возраст серии обосновывается стратиграфическим положением и радиологическими определениями К-Аг возраста пород, наиболее древние цифры из которых (764 млн лет) соответствуют позднему рифею. Менее значительны проявления раннекембрийского трахибазальтового вулканизма, представленного на севере Омолонского массива булунской серией (мощностью около 500 м), образующей Визуальненский ареал, и горгуньинской свитой на Приколымье.

Среднепалеозойский *Кедонский* вулкано-плутонический пояс [Симаков, Шевченко, 1974; Шпетный, 1975; Лычагин, 1978; Егоров, 2004] образует обширный ореол на Омолонском массиве (рис. 1) шириной 100–150 км и протяженностью в запад-северо-западном направлении более 400 км. В пределах центрального Юкагирского блока в составе пояса доминирующую роль играют вулканиты кедонской континентальной серии раннедевонского-раннекаменноугольного возраста, представленной начальной трахибазальт-трахиандезитовой, затем трахириолитовой, трахиандезитовой и завершающей риолитовой формациями общей мощностью 1000–4000 м. В северо-восточ-

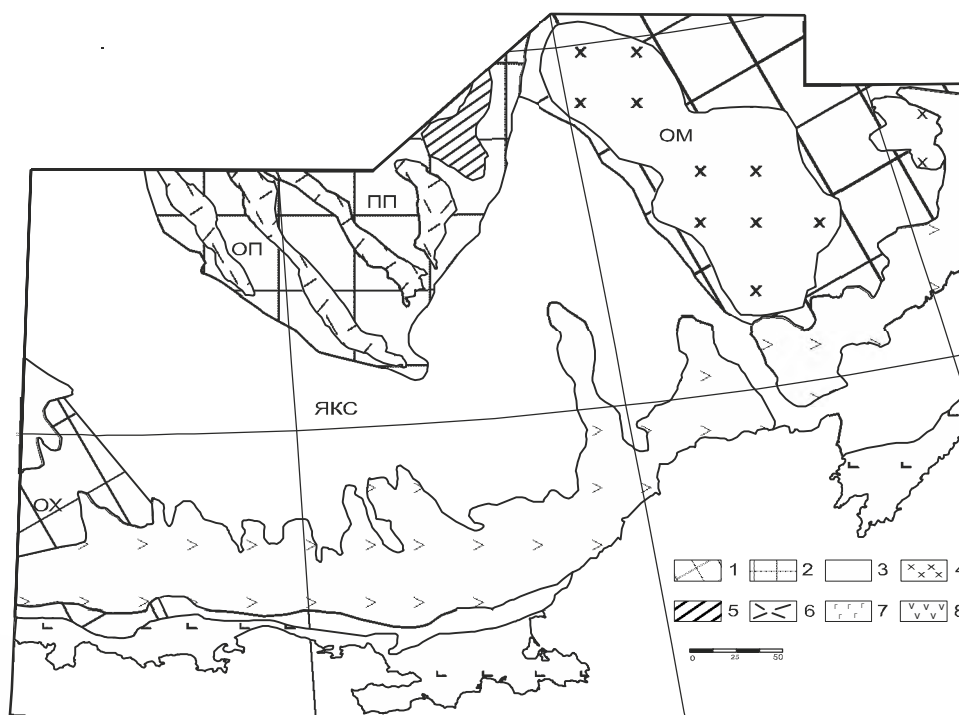


Рис. Схема расположения вулканогенных поясов Охотско - Колымского региона.

1. Жесткие массы (массивы, микроконтиненты: ОМ – Омолонский, Ох – Охотский). 2. Палеозойские поднятия (террейны): ОП – Омулеское; ПП – Приколымское. 3. Структуры Яно-Колымского и Охотско-Корякского орогенных поясов; 4-8 – вулканогенные пояса; 4. Кедонский среднепалеозойский; 5. Хакдонский рифейский; 6. Уяндина-Ясачненский позднеюрский; 7. Удско-Мургальский раннемеловой; 8. Охотско-Чукотский позднемеловой.

ной части Омолонского массива и на Березовском опущенном краевом блоке аналогами кедонской серии служат толщи аналогичных вулканитов, переслаивающихся морскими терригенно-карбонатными отложениями. Они отнесены к трем разновозрастным сериям – ранне-среднедевонской ушурэчканской (1700–3000 м) с вулканитами в основном трахибазальтового-трахиандезитового состава, средне-позднедевонской моланджинской (700–4000 м), с преобладанием кислых вулканитов, и позднедевонской-раннекаменноугольной медьгорской (700–2800 м), в нижней части которой присутствуют лавы и туфы базальтов, трахиандезитов, реже трахидацитов. Возраст серий надежно охарактеризован многочисленными остатками руководящих морских беспозвоночных.

Позднеюрский Уяндина-Ясачненский вулканический пояс (Гринберг и др., 1974; Шпикерман, 2000) выражен рядом почти параллельных вулканических прогибов и грабенов на южном окончании Омулеского поднятия (Илинь-Тасский, Дарпирский, Лыглыхтахский, Элекчанский). Они имеют ширину от 5 до 20 км, протягиваясь в северо-восточном направлении почти на 500 км. Каждый грабен выражен своим набором вулканических толщ, объединенных в крупные серии. Илиньтасская вулканическая серия

(средняя–поздняя юра) в нижней части сложена вулканогенно-осадочной молассой, в средней – лавами и туфами трахибазальтов, трахиандезитобазальтов, в верхней – терригенными туфогенными и кремнистыми породами. Улаханчистайская серия (поздняя юра) образована субаквальными и субаэральными вулканитами преимущественно андезитовидного состава в нижней части и риодацитового в верхней. Вулканическая серия континентальных вулканитов Немичанской гряды (поздняя юра – неоком) имеет гомодромное строение и в нижней части представлена в основном туфами и лавами кислого состава, в верхней – андезитобазальтами.

Раннемеловой *Удско-Мурзальский* вулканогенный пояс протягивается вдоль побережья Охотского моря широкой полосой около 50 км от Охотского блока на западе до Тайгоносского на востоке. Хорошо выражена продольная зональность; в северной полосе пояс представлен континентальной хасынской серией измененных андезитов с пачками осадочных пород (палеотипная базальт-андезитовая формация) с остатками неокомовой флоры. Вдоль побережья ее возрастным аналогом служит тауйская серия преимущественно высокоглиноземистых базальтов, наследующая базальтовый вулканизм Кони-Тайгоносской системы.

Гигантский позднемеловой (с альба) *Охотско-Чукотский* вулканогенный пояс располагается севернее Удско-Мурзальского, прослеживается через всю территорию полосой 40–50 км шириной и меняет простирание от субширотного на западе до северо-восточного на востоке. В его составе четко выделяется три последовательно сменяющиеся друг друга серии – охотская, эвенская и янская (Палымский, 2011). Охотская андезит-риодацитовая серия начинается мощной толщей вулканогенно-осадочной молассы (до 1500 м), сменяющейся базальтами, андезитобазальтами и их туфами, а в верхней части – туфами и игнимбритами дацитов и риодацитов. Эвенская серия представлена в нижней части лавами и туфами двупироксеновых андезитов и андезитобазальтов, контрастно перекрывающихся туфами и игнимбритами риолитов. Янская серия, завершающая разрез пояса, образована полого залегающими покровами базальтов и андезитобазальтов (платобазальтовая формация).

Каждый пояс вулканитов сопровождается ореолами плутонов и субвулканических тел, сходных с вулканическими породами по составу и времени образования, что позволяет рассматривать их в совокупности как вулкано-плутонические ассоциации или вулкано-плутонические пояса.

Известны также разновременные проявления вулканической деятельности, не образующие пространственно выраженных поясов, но играющие заметную роль в геологической истории региона. Для Омолонского массива характерна пермо-карбоновая гыданская серия основных вулканитов; ей синхронны проявления пермского основного вулканизма в Кони-Тайгоносской системе и на Приколымском поднятии. В Охотско-Коряжском орогенном поясе туфы и лавы основного-среднего состава отмечаются в разрезах верхнетриасовых и нижнеюрских толщ. Раннемеловая моласса Яно-Колымской системы местами подстилается кислыми вулканитами аскольдинской свиты (дукатская серия).

Литература

1. Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 172 с.

2. Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Вулканические комплексы центральной части Уяндино-Ясачненского пояса // Новые данные о магматизме Якутской АССР. Якутск, 1974. С. 50–107.
3. Лычагин П.П. Среднепалеозойский магматизм Омолонского массива. М., 1978. 195с. Деп. В ВИНТИ № 496–78.
4. Палымский Б.Ф. Вулканические серии Северного Приохотья // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Материалы IV регионального петрографического совещания по Северо-Востоку Азии (Магадан, 4–6 апреля 2000 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С.14–16.
5. Палымский Б.Ф., Шпикерман В.И. Магматические формации и картографируемые магматические тела // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований (Тезисы докл. Всероссийского совещания, Новосибирск, 16–19 апреля 2003 г.). Новосибирск: СО РАН, 2003. С. 251–252.
6. Шпетный А.П. Палеозойский магматизм и его значение в истории развития мезозойид Северо-Востока СССР // Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан: Кн. изд-во, 1975, ч.2. С. 5–15.
7. Шпикерман В.И. Вулканические серии Уяндино-Ясачненского вулканического пояса // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии (материалы IV-го регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России, Магадан, 4–6 апреля 2000 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С.67–72.
8. Шпикерман В.И., Палымский Б.Ф., Петухов В.В., Алевская Н.Л. Принципы генерализации при расчленении осадочных, магматических и метаморфических образований в легенде к южной части Верхояно-Колымской серии листов // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий: в 3 т. Т.1. Региональная геология, петрология и геофизика. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С.104–108.

А.Ю. Песков

**ПЕТРО- И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КОРТЛАНДИТОВ
КУНМАНЬЕНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

На юго-востоке Алдано-Станового щита Сибирского кратона, в пределах гранулитовых блоков Джугджуро-Становой зоны, выделен новый этап мафит-ультрамафитового магматизма – кунманьенский палеопротерозойский интрузивный комплекс [1]. Он представлен ареалами пластообразных и линзовидных тел, реже массивов и даек, discordантных по отношению к разнородным складчатым структурам фундамента [3]. Породы комплекса представлены вебстеритами, плагио вебстеритами, лерцолитами, габроноритами, кортландитами, клино- и ортопироксенитами, а так же тальк-амфиболовыми, амфибол-серпентин-тальковыми и актинолит-серпентиновыми сланцами [3].

Палеомагнитные исследования пород кунманьенского интрузивного комплекса могут сыграть немаловажную роль в его изучении. Выделение древней намагниченности в магматических телах позволит оценить интервал времени формирования комплекса, выделить этапы его становления и, в региональном масштабе, определить кинематические параметры вращения Восточно-Алданского террейна (м.б. всего Алдано-Станового щита) в палеопротерозое.

В работе представлены результаты первых палеомагнитных исследований кортландитов дайки «Меридиональная» кунманьенского интрузивного комплекса.

По данным термомагнитного анализа основным носителем намагниченности в кортландитах является магнетит с точкой Кюри (T_c) – 575–595°C. Ферромагнетики изученных образцов достаточно стабильны к нагревам, отношение величины намагниченности насыщения после нагрева до 630 – 700°C к начальной составляет не менее 80–90 %.

В ходе микронзондового анализа установлено, что магнетит в изучаемых породах имеет, как минимум, две генерации. Первая генерация – зерна магнетита размером от 25 до 100 мкм. Реже, зерна магнетита в сростании с пентландитом. Вторая генерация представлена вторичным магнетитом, образованным в процессе серпентинизации. Вторая генерация магнетита развивается по прожилкам, мощность прожилков – от 5 до 25 мкм. Количество магнетита второй генерации доминирует над первой.

Отношение Кенигсбергера (фактор Q) в кортландитах меньше 1 (среднее – 0.6, при размахе от 0.25 до 0.92). По мнению автора это связано с большим содержанием вторичного магнетита в породе (более 70% от общего), образованного в процессе серпентинизации, без нагрева магнитного минерала до точки Кюри. Вследствие чего, прирост магнитной восприимчивости породы (k_m) по отношению к приросту намагниченности (NRM) был больше, что повлияло на низкие значения фактора Q.

В ходе проведения петромагнитных исследований была изучена анизотропия начальной магнитной восприимчивости (АНМВ) кортландитов. Установлено, что величина АНМВ ($P = 100\% * (K_{max}/K_{min})$), где K_{max} , K_{min} – величины максимальной и минимальной осей эллипсоида АНМВ соответственно) колеблется в пределах от 20 до 65%. Наблюдается зависимость величины анизотропии (P) от величины магнитной восприимчивости (k_m). Это свидетельствует о наложении вторичных процессов на породы, повлиявших на ее магнитную текстуру. Направление максимальной и минимальной

осей эллипсоида магнитной восприимчивости совпадает с азимутами и углами падения и простирания дайки «Меридиональная» соответственно. Из этого можно сделать вывод, что форма АНМВ связана с формой геологического тела, которому принадлежат изучаемые породы.

В ходе проведения палеомагнитных исследований установлено, что намагниченность (NRM) в изучаемых породах имеет одно- и двухкомпонентный состав:

1 – низкотемпературная компонента намагниченности (НТКН) с координатами $D=45.3^\circ$, $I=82.6^\circ$, $\alpha_{95}=5.4^\circ$. Данная компонента выделена в 23 из 26 исследованных образцов, в интервале температур от 20 до 500°C . Координаты палеомагнитного полюса, рассчитанные по направлению НТКН, близки к современным координатам магнитного полюса Земли. Так же данная компонента намагниченности наблюдается в 14 образцах с однокомпонентным составом намагниченности. Наличие намагниченности с однокомпонентным составом обусловлено, по мнению автора, низким фактором Q .

2 – высокотемпературная компонента намагниченности (ВТКН) имеет координаты $D=40.2^\circ$, $I=41.2^\circ$, $\alpha_{95}=12.1^\circ$. ВТКН установлена в 12 из 26 образцов в интервале температур $570\text{--}640^\circ\text{C}$. В образцах кортландитов, где установлена данная ВТКН наблюдаются самые высокие значения фактора Q ($0.7\text{--}0.9$, при среднем для всех образцов – 0.6). Высокотемпературная компонента, по всей видимости, связана с магнетитом первой фазы генерации в породе. ВТКН была выделена при компонентном анализе диаграмм Зийдервельда [5] по 3 – 4 точкам с помощью пакета программ Enkin [4]

По координатам ВТКН рассчитаны координаты палеомагнитного полюса – $Plat=-46.7^\circ$; $Plong=72.9^\circ$; $d_p=14.7$; $d_m=9.0$. Полученный палеомагнитный полюс близок к палеомагнитному полюсу, полученному ранее [2] по палеопротерозойским ($1730\text{--}1720$ млн лет) гранитам Улканского прогиба (ю-в Алдано-Станового щита) с координатами: $Plat=-42.1^\circ$; $Plong=69.4$. Это свидетельствует, что возраст древней (высокотемпературной) компоненты намагниченности в кортландитах дайки «Меридиональная» кунманьенского интрузивного комплекса составляет $1720\text{--}1730$ млн лет.

Вопрос о том, первична ли (синхронна по времени образования с самими породами) ВТКН в изученных кортландитах или является наложенной остается открытым. В пользу первичности свидетельствуют близкие к возрасту ВТКН кортландитов изотопные датировки по породам кунманьенского комплекса – 1700 ± 12 млн. лет (U/Pb, по цирконам). С другой стороны, Sm-Nd изохронна по пироксенам, плагиоклазам и слюдам показывает более древний возраст пород кунманьенского комплекса – 1812 ± 66 млн лет [1]. Это может свидетельствовать о перемагничивании кортландитов, возможно, в следствии термальных событий $1700\text{--}1730$ млн. лет назад. Данный аспект нуждается в дальнейшем изучении. В настоящее время проводятся палеомагнитные и петромагнитные исследования самой крупной дайки кунманьенского комплекса «Черный Исполин».

Выводы

1. Кортландиты кунманьенского интрузивного комплекса пригодны для проведения петро- и палеомагнитных исследований.

2. В более чем 40% изученных образцов выделена древняя компонента намагниченности с координатами: $D=40.2^\circ$, $I=41.2^\circ$, $\alpha_{95}=12.1^\circ$.

3. Возраст древней (высокотемпературной) компоненты намагниченности в кортландитах дайки «Меридиональная» кунманьенского интрузивного комплекса составляет 1720 – 1730 млн. лет.

Литература

1. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Петухова Л.Л., Потоцкий Ю.П., Соболев Л.П. Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита // Докл. РАН, 2009, Т. 425, № 3. С. 505–508.
2. Диденко А.Н., Песков А.Ю., Гурьянов В.А., Пересторонин А.Н., Косынкин А.В. Палеомагнетизм Улканского прогиба (юго-восток Сибирского кратона) // Тихоокеанская геология № 1. 2012. С. 31-54
3. Пересторонин А.Н., Гурьянов В.А., Приходько В.С., Петухова Л.Л. Геология и рудоносность кунманьенского интрузивного комплекса / VII Косыгинские чтения. Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии. Хабаровск: 2011. С. 602–604.
4. Enkin R.J. A computer program package for Analysis and presentation of paleomagnetic data. - Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 1994, 16 p.
5. Zijdeveld J.D.A. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in Paleomagnetism / Eds. D.W. Collinson, K.M. Creer. – Amsterdam: Elsevier, 1967. – P. 254–286.

**С.В. Рассказов^{1,2}, А.Н. Пересторонин³, В.С. Приходько³, К. Сато⁴,
Т.А. Ясныгина¹, Е.А. Михеева^{1,2}, И.С. Чувашова^{1,2}**

**ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА РАЗНОГЛУБИННЫХ ИСТОЧНИКОВ
МИОЦЕНОВОЙ БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ МАЛОГО ХИНГАНА,
ПРИАМУРЬЕ**

¹ФГБУН Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

²Иркутский государственный университет, г. Иркутск

³ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

⁴IFREE, JAMSTEC, Japan

Выполнено опробование Архаринского и центральной части Удурчуканского вулканических полей Приамурья по субширотному профилю между 49°01' и 49°19' с.ш. от 130°11' до 131°10' в.д. Породы этих полей представлены базальт-андезитовой ассоциацией [1,2].

По составу петрогенных оксидов и микроэлементов вулканические породы профиля разделяются на три группы: 1) высококалийную с $(La/Yb)_n = 15.7-33.5$, 2) умереннокалийную с $(La/Yb)_n = 5.3-9.8$ и 3) умереннокалийную с $(La/Yb)_n = 9.7-13.4$. Высокие $(La/Yb)_n$ обусловлены присутствием в источнике граната, низкие – его отсутствием, промежуточные – положением источника в области гранат-шпинелевого перехода. Источник высококалийных лав явно располагался на более глубинном уровне, чем умереннокалийных.

Наиболее ярко глубинный источник отличается от менее глубинных по распределению урана (рисунок). В лавах группы 1 определено $Th/U = 4.6-5.9$ (в образце ПО-3-6.6), группы 2 – 3.7-15.9 (в подгруппах А – 3.7-4.0, Б – 5.4-5.9, В – 6.6-7.4, Г – 9.0-15.9), группы 3 – 7.9-13.2. Соответственно, в группе 1 Nb/U находится в интервале 33-56 (в образце ПО-3 – 76.9), в группе 2 – в интервале 41-176 (в подгруппах: А – 41-50, Б – 44-50, В – 45-67, Г – 111-176), в группе 3 – в интервале 84-179. В расплавах из глубинного источника концентрации урана не отличаются от концентраций этого элемента в океанических базальтах ($Th/U = \sim 4$, $Nb/U = 46 \pm 10$), а в менее глубинных – частично близки или соответствуют по концентрациям этого элемента океаническим базальтам (подгруппы А, Б и В группы 1), а частично обнаруживают резко выраженное обеднение ураном (подгруппа Г группы 2, группа 3).

Глубинный источник был активен только в центральной части Удурчуканского вулканического поля, а менее глубинные – повсеместно. Группе 1 пространственно соответствовала подгруппа Б группы 2, отличающаяся от других подгрупп этой группы минимальным отклонением концентраций урана от океанических базальтов. Источник промежуточных глубин был активен под западной частью изученной территории, а малых глубин, производных лав подгрупп В и Г, – под восточной. Геохимические характеристики урана, подобные характеристикам океанических базальтов, имело место сквозное проявление на глубинном и малоглубинном уровнях в центральной части территории, а характеристики с аномальным обеднением ураном – в ее западной и восточной частях. Северная и южная части Удурчуканского вулканического поля не опробовались, поэтому остается неясным, является ли установленная зональность ис-

точников концентрической или она линейна (например, связана с разломом северо-восточного простирания).

В частичных выплавках Th/U может возрасти в присутствии граната, а также в метасоматически обогащенных участках мантии из-за образования избытка Th при малой скорости плавления, что выражается в высоком $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$. В безгранатовых парагенезисах плавление не приводит к повышению $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ [3, 4]. Предполагается, что Th/U может увеличиваться в зоне субдукции. Между тем, из-за эффекта отдачи ядер, в расплавах из зон субдукции, наоборот, происходит относительное снижение $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$. В базальтах срединных океанических хребтов, производных из обедненного мантийного источника, Th/U низкое (~2.5). Мы предполагаем, что дефицит урана в малоглубинной мантии был обусловлен его выносом окисленными флюидами. Благодаря процессу мобилизации урана с его концентрированием в коре могли формироваться урановые месторождения. В более глубокой части мантии флюиды были восстановленными, поэтому уран не мобилизовался. Область с восстановленными флюидами частично распространялась из глубокой части мантии в вышележащую малоглубинную.

На диаграмме Th/Yb – Ta/Yb выявляются самостоятельные геохимические тренды разноглубинных источников. Составы с минимальной степенью частичного плавления (глубинного, малоглубинного и промежуточного источников) соответствовали на этой диаграмме линии составов океанических базальтов. Мы предполагаем, что

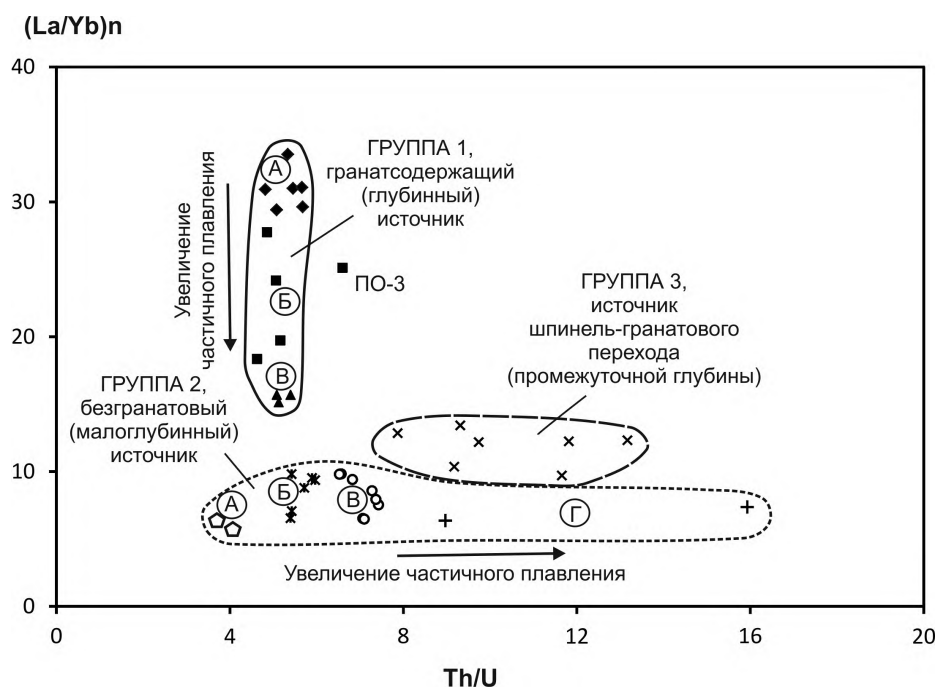


Рисунок. Соотношение разноглубинных источников миоценовой базальт-андезитовой ассоциации Мало-го Хингана на диаграмме $(\text{La}/\text{Yb})_n - \text{Th}/\text{U}$. Буквами в кружках А,Б,В,Г обозначены различные значки под-групп, образующие тренды изменения концентраций элементов и их отношений в группах. Нормирование к примитивной мантии [6].

плавление усиливалось на больших и малых глубинах благодаря тектоническому стрессу в литосфере, с вовлечением в магмообразование материала, отличающегося от океанических базальтов повышенным Th/Yb. В смешении участвовали четыре компонента, расположенных на тренде океанических базальтов, и два разноглубинных компонента литосферы с повышенным Th/Yb. Общий компонент, выступающий в смешении с материалом глубинного и малоглубинного источников, был подобен ОИВ (составу базальтов океанических островов).

Выявленная геохимическая специфика разноглубинных источников миоценовой базальт–андезитовой ассоциации дает возможность представить развитие, с одной стороны, однородных магмогенерирующих процессов, возможно, имевших связь с подлитосферной мантией, и, с другой стороны, неоднородных процессов, отражавших активизацию гетерогенной литосферы.

Работа выполнена по проекту ФЦП «Научные и научно–педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы», соглашение № 14.В37.21.0583.

Литература

1. Дербек И.М., Кошков Ю.В. Проявления кайнозойского вулканизма на территории Амурской области // Мезозойские и кайнозойские магматические и метаморфические образования Дальнего Востока. Хабаровск: Хабаровскгеология, 2001. С. 3–6.
2. Дербек И.М., Рассказов С.В. Кайнозойский вулканизм на флангах восточной части Монголо–Охотского орогенного пояса // Кайнозойский континентальный рифтогенез. Мат-лы симпозиума, посвященного 80-летию со дня рождения академика Н.А. Логачева. Т. 1. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. С. 125–128.
3. Asmerom Y. Th–U fractionation and mantle structure // Earth Planet. Sci. Letters. 1999. V. 166. P. 163–175.
4. Beattie P. Uranium–thorium disequilibria and partitioning on melting of garnet peridotite // Nature. 1993. V. 363, N 6424. P. 63–65.
5. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publication. 1989. № 42. P. 313–345.

М.В. Родкин^{1,2}, М.Ю. Андреева², А.Р. Шатахциян³

**РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАК ПРОДУКТ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ
ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМ: СТАТИСТИКИ, ФРАКТАЛЬНЫЕ
РАЗМЕРНОСТИ, ВЫВОДЫ О ПРОЦЕССАХ ФОРМИРОВАНИЯ**

¹ФГБУН Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН,
г. Москва

²ФГБУН Институт морской геологии и геофизики РАН, г. Южно-Сахалинск

³ФГБУН Геофизический центр РАН, г. Москва

В последнее время в науке большое развитие получили методы исследования динамических неравновесных систем. Несмотря на огромное разнообразие природных и антропогенных динамических систем методы исследования таких систем имеют много общего. В отличие от равновесных систем динамические неравновесные системы обычно описываются степенными законами распределения и часто обладают фрактальными свойствами. Соответственно обычно исследуются статистики поведения таких систем, их фрактальные свойства, а по полученным результатам стараются получить некоторые выводы о функционировании исследуемых динамических систем.

В настоящей работе такая схема реализована применительно к данным по крупным и суперкрупным рудным месторождениям. Реализация таких подходов стала возможной только в последние годы благодаря созданию достаточно представительных баз данных по рудным месторождениям, таких, например, как используемая ниже ГИС «Крупные и суперкрупные месторождения мира» (ГИС КСКМ), [4]. Рудные месторождения являются очень сложными объектами, и для них остро встает также задача разработки схем кластеризации и классификации месторождений [2]. Поэтому авторами была предпринята также попытка формального количественного описания степени близости между собой разных групп рудных месторождений по набору рудных компонент (на основе использования меры близости Танимото-Роджерса, T) и на основе расчетов корреляционной фрактальной размерности. Получаемые при этом значения степени близости могут служить основанием для применения в дальнейшем алгоритмов кластеризации (формальной классификации) месторождений.

Прежде всего, мы исследовали законы распределения величин запасов рудного вещества в месторождениях и величин концентрации рудных компонент. Результаты проведенного анализа данных ГИС КСКМ подтвердили ранее высказанное предположение [6], что распределение величин запасов может быть описано степенным законом распределения, а величины концентрации рудной компоненты в месторождениях – логнормальным. При этом выявились и некоторые дополнительные важные особенности статистических закономерностей. А именно, оказалось, что для ряда видов сырья (преимущественно с показателем степени распределения меньше единицы) наблюдается загиб графика распределения вниз, аналогично тому, как это имеет место в области редких экстремально сильных землетрясений. Выяснилось также, что для большинства видов минерального сырья наблюдается слабая (но статистически значимая) положительная корреляция между величинами запасов и величинами концентрации минерального сырья в месторождениях. Выявленные новые особенности дополнительно указывают на динамический неравновесный характер процессов формирования месторождений.

Подходы к кластеризации месторождений разрабатывались на основе использования мер близости и рассчитанных значений корреляционной размерности (анализ величин фрактальной размерности ранее в целях кластеризации, насколько известно авторам, ранее не применялся). Используемая мера близости Танимото-Роджерса, T [1; и многие другие] является известным и весьма общим подходом, широко применяемым для оценки степени близости между собой групп объектов, описываемых некоторым набором признаков (в нашем случае, набором добываемых элементов). Мера T задается соотношением:

$$T(A, B) = (A \cap B) / (A \cup B), \quad (1)$$

где $(A \cap B)$ – число случаев пересечения признаков A и B (в нашем случае, число случаев сонахождения руд A и B в одном месторождении); $(A \cup B)$ – объединение A и B (в нашем случае, сумма числа месторождений типов A и B). Если компонент A всегда сопутствует компоненту B , то есть, если эти компоненты всегда встречаются вместе, имеем $T(A, B) = 1$. Если компоненты A и B вместе не встречаются имеем $T(A, B) = 0$.

Второй используемый нами подход основан на расчете фрактальной размерности. Понятие фрактальной размерности давно и широко используется в геофизике. Для анализа точечных объектов наиболее часто применяют метод расчета корреляционной размерности [3]. Для случая сейсмичности, такой подход позволяет выявить приуроченность очагов землетрясений к квазилинейным, двумерным или объемным структурам. Важно отметить определенную условность применения понятия фрактальной размерности D для реальных физических систем [5]. В отличие от идеальных математических фракталов, в природе наблюдается, как правило, только довольно небольшой интервал масштабов (иногда менее одного порядка величины), на котором выполняется самоподобие исследуемых объектов, и график, используемый для определения фрактальной размерности, остается удовлетворительно прямолинейным, что и позволяет по наклону этого графика оценить величину фрактальной размерности. При этом таких участков прямолинейного поведения графика может быть несколько, и в этих случаях допустимо получение разных значений фрактальной размерности на разных пространственных масштабах. Этот подход и был реализован нами применительно к рудным месторождениям.

При расчете корреляционной размерности определяется число пар $(N(r))$ объектов (здесь месторождений) расположенных на расстоянии не более r км друг от друга, и оценивается наклон в прямолинейного участка графика в двойных логарифмических координатах (если таковой имеется)

$$I(r) \approx r^D \quad (2)$$

Поясним смысл параметра D на простых примерах. Если объекты равномерно распределены вдоль прямой (например, разлома), то показатель D близок к единице; если они равномерно распределены по площади, то D близко к двум. Как уже отмечалось выше, довольно часто имеется несколько почти прямолинейных участков графика $\lg(N(r))$ от $\lg(r)$; в этом случае можно определить несколько значений корреляционной фрактальной размерности, отвечающих разным пространственным масштабам D .

Случай определения фрактальной размерности месторождений Au, Ag или любого иного элемента полностью аналогичен традиционным расчетам фрактальной раз-

мерности множества эпицентров землетрясений. Но формула (2) расчета корреляционной фрактальной размерности D и естественное обобщение на случай двух разных групп месторождений. В этом случае в (2) используются расстояния между парами месторождений не одного и того же, а разного вида, например, между месторождениями Au и Ag или Au и Fe. Значения корреляционной фрактальной размерности будут при этом характеризовать взаимное пространственное расположение месторождений этих двух видов. Будем называть такие корреляционные размерности смешанными. Именно введение смешанных корреляционных размерностей и позволяет использовать метод расчета корреляционной фрактальной размерности для оценки меры близости разных видов месторождений.

Очевидно, что при расчетах меры близости T и фрактальной размерности D используются не только различные методологические подходы, но и разные наборы данных о месторождениях. В первом случае это набор представленных в месторождениях рудных компонент. Во втором – координаты месторождений. Тем не менее, эти данные могут характеризовать одну и ту же особенность – большую или меньшую степень близости рассматриваемых групп месторождений друг к другу. Действительно, если два элемента, например Au и Ag, систематически встречаются в одних и тех же месторождениях, то можно говорить о высокой степени близости месторождений Au и Ag друг к другу. Аналогично можно говорить о близости двух групп месторождений, если эти месторождения имеют тенденцию располагаться поблизости друг от друга.

Уже первые расчеты показали, что смешанные корреляционные размерности обладают важным новым свойством, никогда не наблюдавшимся ранее при расчетах корреляционной фрактальной размерности множеств эпицентров или гипоцентров землетрясений. Величина смешанной корреляционной размерности D может оказаться выше размерности вмещающего пространства (в случае площадного распределения месторождений, равно двум). В нашем случае такая ситуация имела место для $D(\text{Au,P})=2.33$, $D(\text{Ag,P})=3.12$, $D(\text{Mo,P})=2.02$, $D(\text{алмаз,Ni})=2.04$, $D(\text{алмаз,Pb})=2.91$ и $D(\text{алмаз,Zn})=2.34$.

Модельные расчеты показали возможность получения значений корреляционной размерности больших размерности вмещающего пространства (естественно, в ограниченном диапазоне масштабов). Такой эффект возникает, если в модель вводится тенденция взаимного «отталкивания» объектов двух исследуемых классов друг от друга. Так при расположении объектов по поверхности суммарное число пар элементов двух классов может расти (в некотором диапазоне масштабов) с ростом их взаимного расстояния r быстрее, чем площадь круга πr^2 .

Отсюда естественно предположить, что для случая месторождений значения корреляционной фрактальной размерности $D > 2$ будут наблюдаться тогда, когда месторождения данных двух типов требуют для своего образования разных геолого-тектонических условий, и потому наблюдается как бы их взаимное «отталкивание». Аналогично получаем, что случаи малых значений корреляционной фрактальной размерности D соответствуют определенному пространственному притяжению двух данных видов месторождений. И действительно, для систематически совместно встречающихся элементов (Au и Ag, Pb и Zn, Cu и Ni, и др.) значения смешанной корреляционной размерности, например $D(\text{Au,Ag})$, оказываются малыми.

Правомочность предложенной интерпретации подкрепляется данными рис. 1, где показана связь значений меры близости Танимото и величин корреляционной размер-

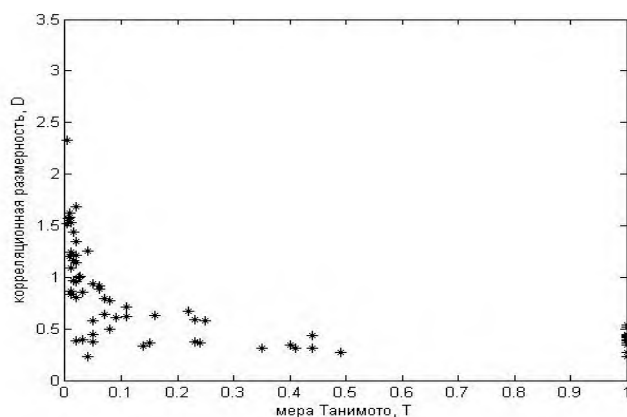


Рис. 1. Согласованность значений близости разных типов месторождений по результатам расчета величин меры близости Танимото (T) и смешанной корреляционной фрактальной размерности (D). Видно, что большим значениям меры близости T отвечают малые значения корреляционной размерности D и наоборот.

ности D . Повышенные значения меры Танимото, соответствующие частой встречаемости разных компонент в одних и тех месторождениях, отвечают малым значениям корреляционной размерности $D \approx 0$. И наоборот, парам элементов с отсутствием случаев сонахождения в общих месторождениях (мера $T=0$) отвечают большие значения D . Используемые нами значения D отвечают случаю близкого пространственного расположения месторождений (т.е., рассматриваются как бы нулевые взаимные расстояния, так как при расчете меры T оценивается вероятность сонахождения разных видов рудного сырья в одних и тех же месторождениях).

Подведем краткие итоги. Показана применимость степенного и логнормального закона распределения для описания распределения величин запасов и концентрации руд в крупных и суперкрупных месторождениях мира. Получен успешный опыт расчета мер близости Танимото и корреляционной фрактальной размерности (в том числе введенной нами смешанной размерности) для количественной оценки степени близости разных групп месторождений и показана взаимосогласованность этих двух методов расчетов.

Полученные результаты свидетельствуют в пользу того, что рудные месторождения формируются в результате функционирования некоторых геодинамических неравновесных систем, и для исследования таких процессов перспективно применение аппарата исследования динамических систем. Использование более полных баз данных, с большим числом месторождений, позволило бы провести более детальный анализ, не объединять все месторождения данного элемента в единый класс, а рассмотреть генетически разные типы месторождений (например, седиментационные и гидротермальные).

Литература

1. Мандель И.Д. Кластерный анализ. М.: Финансы и статистика, 1988. 176 с.
2. Рундквист Д.В., Ткачев А.В., Черкасов С.В., и др. Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых: в 3 томах. М.: ИГЕМ РАН, 2006. Т.1: Глобальные закономерности размещения. 390 с.
3. Hentschel, H.G.E., Procaccia I. The infinite number of generalized dimensions of fractals and strange attractors // *Physica D*, 1983. V. 8(3). pp. 435-444.
4. Largest Mineral Deposits of the World, CD-ROM // Commission on Geological Map of the World, 2006.
5. Molchan I. G. and Kronrod T. The fractal description of seismicity // *Geophys. J. Int.*, 2009. V. 179. pp. 1787-1799.
6. Tutcotte D.L. *Fractals and chaos in geology and geophysics*. (2nd ed.) Cambridge Univ. Press, 1997. 398 pp.

В.А. Симонов¹, В.С. Приходько², С.В. Ковязин¹, А.В. Котляров¹

**УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕЙМЕЧИТОВ СИХОТЭ-АЛИНЯ (ДАННЫЕ ПО
РАСПЛАВНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ)**

¹ФГБУН Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск,

²ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Изучены расплавные включения в оливинах меймечитов из двух местонахождений в пределах Самаркинской аккреционной призмы

(Центральный Сихотэ-Алинь). В среднем течении р. Анной (Барахтинский участок) в составе терригенно-вулканогенно-кремнистой ассоциации развиты ультрамафитовые субвулканические породы. Согласно данным И.П. Бойко, М.В. Мартынюка и Б.Г. Матвеева, здесь закартирована вулканическая постройка, состоящая из пластовых тел диабазов, миндалекаменных базальтов и гиалокластитов. Дайки и силлы меймечитов широко развиты вблизи предполагаемого центра вулканического извержения. В строении Катенского участка (бассейн р. Катэн) принимают участие кремнистые, алевролитовые, микститовые и песчаниковые образования. Вулканические породы ассоциируют преимущественно с кремнистыми отложениями и представлены потоками спилитов и гиалокластитов. Штоки и дайки меймечитов развиты вблизи Катэнского ультрабазитового массива. По петрографическим характеристикам меймечиты из этих местонахождений сходны. К парагенезису минералов-вкрапленников, составляющих 40–80% объема пород, относятся оливин и хромшпинелид, иногда клинопироксен. Оливины бывают нацело замещены серпентином и рудным минералом. Хромшпинелиды встречаются в виде мелких идиоморфных кристаллов, размером от 0.1 до 1.0 мм, часто в виде минеральных включений в зернах оливина. Редкие зерна моноклинного пироксена, принадлежащего к парагенезису вкрапленников, имеют облик короткопризматических идиоморфных кристаллов. Основная масса меймечитов сложена стеклом, рудным веществом (ильменитом, магнетитом), микролитами клинопироксена.

Включения исследовались в высокотемпературной микротермокамере с инертной средой [3]. Эксперименты с включениями при высоких температурах проводились согласно опубликованным ранее методикам [1] с учетом относительно малой вязкости базальтовых расплавов и сведения к минимуму возможности растворения матрицы минерала-хозяина: время опыта при температуре свыше 1000°C не превышало 10 минут. При этом свыше 1100°C эксперимент продолжался 3–5 минут при скорости нагрева вблизи температур гомогенизации около 30°C/мин. Большое внимание уделялось контролю замеров температур и проводилась постоянная корректировка данных с помощью эталонов (Au).

Составы оливинов, хромшпинелидов и стекол гомогенизированных расплавных включений изучены на рентгеновском микроанализаторе «Camebax-micro» в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Содержания редких и редкоземельных элементов в клинопироксенах и в стеклах прогретых расплавных включениях (а также вода во включениях) определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) по опубликованной методике [2].

Основное внимание при термобарогеохимических исследованиях было обращено на включения в оливинах, так как эти минералы являются самыми магнезиаль-

ными и ранними фазами при кристаллизации расплавов и соответственно несут важную информацию о наиболее глубинных и близких к первичным магматическим системам, ответственным за формирование меймечитовых комплексов Сихотэ-Алиня.

Первичные расплавные включения (размерами 5–45 мкм) располагаются равномерно во вкрапленниках оливина, либо образуют зоны роста. Формы включений округлые с некоторой огранкой, близкой по очертаниям к кристаллам оливина. Включения обычно многофазовые: множество темных и светлых фаз + светлое стекло по краям + шпинель + газовый пузырек. Экспериментальные исследования показали, что температуры гомогенизации расплавных включений в оливинах из меймечитов района р. Анюй (1235–1280°C) практически такие же как для включений из района р. Катен – 1235–1285°C.

Анализ состава прогретых и закаленных расплавных включений в оливинах из меймечитов Сихотэ-Алиня показал, что полученные стекла из пород Катенского разреза содержат небольшое количество щелочей (сумма до 2.8 мас.%) и отвечают породам нормальной щелочности. В случае меймечитов Барахтинского разреза присутствует группа стекол с субщелочными характеристиками – субщелочные пикробазальты. В общем, по содержанию SiO_2 (от 43.6 до 47.7 мас.%) и MgO (до 12.7 мас.%) основная группа включений в меймечитах Сихотэ-Алиня отвечает преимущественно оливиновым базальтам, а также пикробазальтам. Часть включений со значениями SiO_2 до 51.6 мас.% соответствует базальтам, а другая часть по относительно высокому содержанию MgO (до 14.1 мас.%) отвечает пикробазальтам. В целом, рассмотренные включения наиболее соответствуют данным по включениям в оливинах из пикритов гайота Кастор (Тихий океан), происхождение которых связано с действием внутриплитных плюмовых магматических систем типа ОИВ. По содержанию MgO они в целом отвечают расплавным включениям в оливинах из Сибирских меймечитов.

По преобладающим высоким содержаниям титана (2–2.9 мас.%) расплавные включения в оливинах из меймечитов Сихотэ-Алиня соответствуют плюмовым магматическим системам типа ОИВ. По соотношениям $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}/\text{MgO}$ основная группа расплавных включений в оливинах из меймечитов Сихотэ-Алиня располагается на тренде кумуляции оливина с падением железистости и содержания алюминия. Значительная часть включений из меймечитов р. Анюй отвечает остаточным расплавам с ростом железистости до 2.9%. При этом точки расплавных включений в оливинах располагаются в начале этих трендов, а составы самих меймечитов Сихотэ-Алиня находятся на окончании, практически совпадая с данными по Сибирским меймечитам. Для последних особенности изменения составов от включений к породам практически аналогичны установленным для меймечитов Сихотэ-Алиня. Характерно, что составы собственно меймечитов Сибирской платформы, обладая широкими вариациями магния, располагаются вдоль тренда, который фактически фиксируют путь последовательной кристаллизации ультраосновных кумулятов.

Анализ стекол прогретых включений в оливинах расплавных включений с помощью ионного зонда позволил получить информацию о содержании редких, редкоземельных элементов и воды в магматических системах, ответственных за формирование меймечитов Сихотэ-Алиня. На диаграммах с использованием таких устойчивых элементов, как Zr, Y, Nb, Th ($\text{Nb}/\text{Y} - \text{Zr}/\text{Y}$ и $\text{Zr}/\text{Nb} - \text{Nb}/\text{Th}$), расплавные включения в оливинах меймечитов из Анюйского и Катенского разрезов показывают относительно обогащенный характер составов и располагаются в поле плюмовых базальтов типа ОИВ.

Графики распределения редкоземельных элементов для стекол прогретых расплавленных включений в оливинах обладают отчетливо выраженным отрицательным наклоном с существенным обогащением легкими лантаноидами. В этом отношении рассмотренные включения близки к данным по меймечитам Сибирской платформы, хотя содержат меньше редкоземельных элементов. Включения в оливинах меймечитов района р. Катен имеют большие концентрации элементов по сравнению с включениями района р. Анюй и практически совпадают со спектрами для включений в оливинах из пикритов гайота Кастор, Тихий океан.

Прямой анализ с помощью ионного зонда значений летучих компонентов в стеклах прогретых расплавленных включений в оливинах показывает существенные различия в содержании воды в магматических системах ультрамафитовых субвулканических пород районов р. Анюй и р. Катен. Для первых характерны высокие значения H_2O (0.82–0.9 мас.% и до 2.45 мас.%), сравнимые с данными для включений в оливинах из меймечитов Сибирской платформы (0.7–1.6 мас.%) [3]. Для вторых (р. Катен) содержания воды в изученных включениях относительно невысокие: 0.22–0.30 мас.%.

Для уточнения температурного режима кристаллизации меймечитов Сихотэ-Алиня, а также с целью сравнительного анализа с данными по температурам гомогенизации включений, были проведены расчеты по программе PETROLOG [5]. За основу моделирования взяты составы стекол закаленных расплавленных включений в оливинах из пород районов р. Анюй и р. Катен. Использовался буфер QFM. Содержание воды задавались согласно данным по расплавленным включениям. Для района р. Анюй исследования расплавленных включений показали, что количество воды в магматических системах в большинстве случаев находится в пределах до 0.9 мас.%. В случае района р. Катен анализ стекол прогретых включений показал незначительные содержания H_2O (до 0.30 мас.%). Давление, учитывая эффузивный облик пород, задавалось около 1 кбар. Рассчитывались модели ликвидусной кристаллизации на основе всех представительных анализов (в том числе с минимальными и с максимальными значениями MgO) стекол прогретых включений. Для оценки достоверности расчетных температур проводилось сравнение рассчитанных и замеренных составов оливинов-хозяинов и в дальнейшем использовались только те ликвидусные температуры, для которых расчетные значения F_0 в наибольшей мере совпадали с измеренными данными.

В результате моделирования было выяснено, что расчетные ликвидусные температуры кристаллизации оливинов из меймечитов района р. Анюй составляют 1240–1280°C, что практически идеально соответствует диапазону температур гомогенизации (1235–1280°C). При этом расчетные составы оливинов ($F_0 = 83–89$) хорошо согласуются с реальными: $F_0 = 86–90$. Для оливинов из меймечитов района р. Катен определен более широкий интервал расчетных температур (1230–1300°C) с повышенными значениями максимальных температур по сравнению с данными по району р. Анюй, что хорошо согласуется с относительно более высокими содержаниями магния в расплавленных включениях этого региона. Достоверность этих температур подтверждается сходством расчетных ($F_0 = 82–86$) и измеренных составов оливинов-хозяинов: $F_0 = 83–86$. Необходимо отметить, что для оливинов из меймечитов р. Катен ранее нами были получены с помощью более ранней версии программы PETROLOG [4] несколько меньшие (до 1280°C) значения расчетных температур. Как показали наши исследования, современный вариант программы PETROLOG [5] позволяет получать наиболее достоверные данные о параметрах магматических систем.

Работа выполнена при поддержке Проекта РФФИ № 12-05-00959 и интеграционного проекта (12-И-СУ-08-012)

Литература

1. Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.
2. Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4. № 3. С. 228–239.
3. Соболев А.В., Слущкий А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 97–110.
4. Danyushevsky L.V. The effect of small amounts of H₂O on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas // J. Volcan. Geoth. Res. 2001. V. 110. № 3–4. P. 265–280.
5. Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu. Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 29 July 2011. 2011. V. 12. N 7. Q07021, doi: 10.1029/2011GC003516.

А.А. Сорокин, Ю.Н. Смирнова

**ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ
ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ(?)–НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ ХИНГАНСКОЙ СЕРИИ МАЛОХИНГАНСКОГО ТЕРРЕЙНА
ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА**

ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Малохинганский (Цзямусинский) террейн является составной частью Буреинско-Цзямусинский супертеррейна – одного из основных структурных элементов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. По существовавшим до недавнего времени представлениям [1, 2, 6 и др.] “фундамент” террейна представлен раннедокембрийскими метаморфическими комплексами. Однако в последние годы показано, что формирование протолитов этих комплексов произошло в позднем протерозое или раннем палеозое, а наложенные на них структурно-метаморфические преобразования связаны не с докембрийским, а с палеозойским этапом геологической истории [4, 5, 15].

В схемах корреляции геологических комплексов к условно верхнепротерозойскому – нижнепалеозойскому стратиграфическому уровню [1, 8] в строении Малохинганского террейна относятся преимущественно терригенные, терригенно-карбонатные отложения хинганской серии. В состав последней включаются [1, 3] (снизу вверх) игинчинская, мурандавская, рудоносная, лондоковская свиты и кимканская толща. Верхняя возрастная граница серии определяется как нижнекембрийская на основании находок нижнеатдабанских микрофитоцитов, губок, брахиопод, а нижняя условно считается верхнерифейской.

Предварительные результаты геохимических исследований свидетельствуют о том, что терригенные отложения выделяемых стратиграфических подразделений достаточно четко разделяются на две группы.

Так, песчаники и алевролиты игинчинской, мурандавской свиты и кимканской толщи по классификациям [7, 11] отвечают грауваккам, ваккам. Они характеризуются близкими величинами суммы концентраций редкоземельных элементов ($\text{SumREE}=125\text{--}252\text{ppm}$), отчетливым преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми $[\text{La}/\text{Yb}]_n=11\text{--}50$, хорошо проявленной отрицательной европиевой аномалией $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.3\text{--}0.7$.

В отличие от них, песчаники и алевролиты лондоковской свиты по классификациям [7, 11] соответствуют субаркозам и сублитаренитам. Этим породам свойственны существенно меньшие концентрации редкоземельных элементов ($\text{SumREE}=50\text{--}118\text{ppm}$), при сходном характере распределения лантаноидов – $[\text{La}/\text{Yb}]_n=10\text{--}52$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.5\text{--}0.7$.

Существенные различия этих групп пород проявлены на всех дискриминационных тектонических диаграммах [9, 10, 12–14]. На них песчаники и алевролиты игинчинской, мурандавской свиты, кимканской толщи соответствуют терригенным осадкам, сформированным в обстановке, определяемыми субдукционными процессами (островной дуги и активной континентальной окраины). В тоже время, песчаники и алевролиты лондоковской свиты близки к осадкам, накапливающимся в обстановке пассивной континентальной окраины.

Исследования выполнены при поддержке Президиума ДВО РАН (грант 12-II-СУ-08-026).

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. С.-Петербург: ВСЕГЕИ, 1999. 135с.
3. Добкин С.Н., Новосёлов Б.А., Бородин А.М., и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Буреинская. Лист М-52-XXX. С.Петербург: ВСЕГЕИ, 1999. 183с.
4. Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. и др. Возраст амурской серии Бурья-Цзямусникого супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты Sm-Nd изотопных исследований // Доклады Академии наук. 2009. Т.428. № 5. С.637–640.
5. Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Бурья-Цзямусникий супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Доклады Академии наук. 2009. Т.424. №5. С.644–647.
6. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск, Дальгеология, 1990. 215 с.
7. Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
8. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск: ХГГП, 1994.
9. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // Journal of Geology. 1983. V. 91. №6. P. 611–627.
10. Bhatia M. R., Crook K. A. W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 92. P. 181–193.
11. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol. 1988. V. 58. P. 820–829.
12. Kroonenberg S.B. Effects of provenance, sorting and weathering on the geochemistry of fluvial sands from different tectonic and climatic environments // Proc. of the 29th Intern. Geol. Congress, 1994. Part A. P. 69–81
13. Roser B. P., Korsch R. J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // The Journal of Geology. 1986. V.94. № 5. P. 635–650.
14. Roser B.P., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // Chemical Geology. 1988. V. 67. P.119–139.
15. Wilde S.A., Wu F.Y, Zhang X.. Late Pan-African magmatism in the northeastern China: SHRIMP U-Pb zircon evidence from granitoids in the Jiamusi Massif // Precambrian Res. 2003. V.122. P.311–327.

Л.Б. Сушкин

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАГЕНИИ ХОР-АНЮЙСКОГО ВОДОРАЗДЕЛА (СИХОТЭ-АЛИНЬ, ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)

ООО «Проектинвест», Екатеринбург–Хабаровск

В последние 15 лет были получены новые важные поисковые результаты, позволившие во многом изменить представления о золотоносности Хор-Ануйского сегмента Сихотэ-Алиня. Они связаны с работами на Хор-Ануйском водоразделе (ХАВ), в том числе, в Болотистом рудном поле, в пределах Право-Соолийского узла, на юге Сооли-Тормасинского рудного района [1, 2, 5, 6].

В геологическом отношении обширная территория Хор-Ануйского водораздела (ХАВ) принадлежит к Центрально-Сихотэ-Алинской, и Западно-Сихотэ-Алинской структурно-формационным зонам Сихотэ-Алинской складчатой системы.

При этом, Сооли-Тормасинский потенциально рудный район (600 км²), расположенный на западе Хор-Ануйского водораздела, в структурном плане находится в пределах Западно-Сихотэ-Алинской вулканогенной зоны, прослеживающейся вдоль Центрального Сихотэ-Алинского разлома на 300 км при ширине 20–45 км. Данный район приурочен к центральной части одноимённой Западно-Сихотэ-Алинской металлогенической зоны золотой специализации (Положение района в зоне влияния крупного регионального глубинного разлома признаками рифтогенных структур) является одной из наиболее важных его особенностей [1, 5, 6]. Выполненные работы позволяют сделать следующие выводы:

– Право-Соолийскому рудно-россыпному узлу отвечает крупная зонально построенная положительная морфоструктура центрального типа (вулcano-плутоническое поднятие Ш 35 км), отчётливо выраженная в рельефе, гидросети, геофизических и геохимических полях.

– Болотистое потенциально рудное поле тяготеет к восточной, наиболее разрушенной и эродированной части единой крупной Право-Соолийской палеоген-неогеновой вулcano-плутонической структуры центрального типа (андезибазальтоидного палеовулкана щитового типа), генетически связанной с глубинным (мантийным) очагом базитового магматизма.

– Глубинность его заложения по данным магнитотеллурического зондирования составляет 300–400 км, то есть он уходит корнями в верхнюю мантию. О мантийном заложении магматического очага свидетельствует и развитие в его центральной части тонкозернистых турмалинитов, вероятно, являющихся признаком интенсивного воздействия на вмещающие вулканогенно-осадочные породы глубинных борогидридных флюидов мантийного происхождения [1, 5, 6].

– Центральная часть морфоструктуры контрастно выделяется и в физических полях. По результатам аэромагнитной съемки масштаба 1:50 000, расположенная в центре Болотистого рудного поля интрузия габбро-диоритов, вмещающая часть рудоносных зон, отражается аномалией магнитного поля интенсивностью до 4000–4100 нТл. В АГСМ-поле центральная часть структуры рудного поля отчетливо фиксируется кольцеобразными ореолами калия интенсивностью 1,5–2,5 %.

Золотая минерализация в пределах Болотистого рудного поля представлена тремя минерально-морфологическими типами:

1) Штокверко-прожилковый золото-кварцевый тип представлен золотоносными кварцевыми прожилками в ассоциации с редко встречающимися маломощными кварцевыми жилами.

2) Вкраплено-прожилковый золото-кварц-сульфидный тип представлен рассеянной вкрапленной и прожилково-вкрапленной золотоносной сульфидной минерализацией преимущественно пирит-арсенопиритового и пирит-халькопиритового состава

3) Золото-сульфидный тип представлен локальными скоплениями золотоносных сульфидов пирит-пирротин-халькопиритового состава-в меланократовых разновидностях габброидов.

Основную роль на современном уровне эрозионного среза является первый тип минерализации. Рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, тетрадимитом, висмутином, галенитом, сфалеритом, молибденитом, халькопиритом и самородным высокопробным золотом. Общее содержание сульфидов в прожилках обычно низкое – 0,0n–0,п %, редко до 1–5 %.

Золотоносность, представляющая практический интерес, установлена в южной части рудного поля, в пределах зоны Штокверковой. Данная рудная зона представлена кварцевыми, сульфидно-кварцевыми, сульфидно-карбонат-кварцевыми, турмалин-кварцевыми вкраплено-прожилковыми зонами северо-западного простирания, обычно со сложной морфологией,

Гидротермально измененные породы представлены пропилитами и кварц-серицитовыми метасоматитами. Максимальное содержание золота в Болотистого рудного поля – 231,6 г/т установлено в скважине № 71 – в диоритовых порфиритах с сульфид-хлорит-карбонатными прожилками. Там же установлены и маломощные жилы кварца с содержаниями до 38–45 г/т. Установленные в россыпях Болотистого узла самородки золота достигают 280–350 г.

При этом, самородное золото Болотистого рудного поля отличается очень высокой пробностью (710–995 /ср. 950), с примесью палладия, меди и повышенным содержанием ртути [2].

В минерально-формационном (рудно-формационном) отношении золотое оруденение Болотистого рудного поля, по-видимому, правомерно отнести к кайнозойской малосульфидной золотой, (золото-теллуровой, висмут-теллурового геохимического типа) субформации золото-серебряной формации (золото-кварцевой группы формаций) с существенными содержаниями в самородном золоте ртути. Вместе с тем, по минералого-геохимическим особенностям золотого оруденения Болотистого рудного поля обладает одновременно и типоморфными признаками золото-редкометалльных формаций, также развитых как на Дальнем Востоке, так и Северо-Востоке России [1, 4, 5, 6].

Прогнозные ресурсы золота Болотистого рудного поля составляют, по некоторым оценкам, не менее 100 т, поэтому поисковые работы в нём продолжаются.

Расположенная восточнее основная часть Хор-Аньюйского водораздела находится в пределах Центрально-Сихотэ-Алинской структурно-формационной и металлогенической зоны с доминирующей, как считалось ранее, редкометалльной Sn-W минерализацией (5 рудопоявлений). Данная территория также традиционно считалась мало-перспективной на благороднометалльное оруденение, в связи с чем значительная часть отобранных там проб не анализировались на золото, а проявления золота Танин Ключ и Золотой Ключик так и остались там недоизученными [1, 3, 7].

В орографическом отношении, эпицентром этой наиболее возвышенной части Хор-Ануйского водораздела является доминирующая вершина всего Сихотэ-Алиня г. Тардоки-Янги (Яни) – 2090 м, расположенная в узком междуречье Анюя и Поди. Она является высшей точкой наиболее крупного гранитоидного плутона сложной морфологии, во многом определившего геологию и минерогенез всего водораздела. Это отчетливо выражено в аномальном окварцевании (окремнении) развитых здесь разновозрастных терригенно-осадочных пород, а также в широком развитии на водоразделе жильно-прожилковой кварцевой, сульфидно-кварцевой минерализации. По обилию и многообразию форм кварца, этот район, по мнению автора, заслуживает оценки и на возможность выявления здесь самостоятельных кварцевых формаций. На обширной площади Хор-Ануйского водораздела требуют своей интерпретации, заверки и оценки – ряд интенсивных магнитных и АГС аномалий разной морфологии.

Открытие в западной части Хор-Ануйского водораздела перспективного Болотистого золотоносного узла позволяет во многом пересмотреть перспективы золотоносности всего водораздела в целом. При этом, особое внимание привлекает бассейн реки Поди и, в первую очередь, её левого притока – реки Междугорной, где установлены слабоэродированные малые средне-основные интрузии (400г1500 м), очень близкие по составу и размерам с рудоносной интрузией Болотистого рудного поля. С этими интрузиями генетически связаны слабоизученные рудопоявления фольфрама (Талюке) и олова (Афродита) – с ореольными содержаниями золота (до 0,3 г/т), а также слабая россыпная золотоносность. При этом, характерно, что направление рудной зоны рудопоявления Талюке точно совпадает с северо-западным направлением (и азимутом!) главной рудоносной зоны Штокверковой Болотистого рудного поля, указывая на общность их геолого-структурного контроля.

По-видимому, некоторые рудоносные зоны Хор-Ануйского водораздела наследуют и ортогональный план нарушений (субпараллельный руслу р. Поди), примером чего может служить выявленная в 2011 году перспективная субмеридиональная кварц-сульфидная рудоносная зона Нижнее-Рябцевая. Имеющиеся поисковые данные указывают на то, что эта зона, выявленная нами на левобережье р. Междугорной [7], вероятно, имеет своё продолжение и на её правобережье.

Важная роль в локализации оруденения в данном районе, вероятно, принадлежит развитым здесь толщам кремнисто-углеродистых сланцев, в которых установлена тонковкрапленная полисульфидная минерализация, в т. ч. со своеобразными «капельвидными сульфидами» и ореольными концентрациям золота (руч. Рябцевый, в нижнем теч. р. Междугорной, басс. руч. Осеннего, Зрелого и др.).

Учитывая очень тесную генетическую связь золота Болотистого рудного поля с теллуридами висмута, помимо вышеописанных редкометалльных рудопоявлений ХАВ, первоочередного тщательного доизучения и опосредования заслуживают в северной части водораздела-рудопоявление висмута Солекуль, а также выявленные в данном районе проявления и аномалии теллура и селена [1, 3, 7].

Это представляется весьма важным в связи с тем, что в конце 1990-х годов в районе Хор-Ануйского водораздела были отобраны при неясных обстоятельствах несколько штучных проб с высокими промышленными содержаниями золота (до 0,8-3,6 кг/т!?) [7]. По имеющимся данным, это богатое коренное оруденение локализовано в кварцевых, серицит-кварцевых метасоматитах по углеродистым сланцам, реже серпентинитам, – в зоне экзоконтакта малой интрузии гранитоидов.

Проведённые минералогические исследования этих рудных проб позволили выделить три вещественных типа оруденения: золото-кварцевый (« Болотистый »), золото-медно-сульфидно-кварцевый (бассейна ручья Рябцевого), золото-никель-медно-сульфидно-кварцевый, возможно, с платиноидами (бассейна реки Междугорной) типы (В.В. Иванов, ДВГИ ДВО РАН, 2011 г.). Установленная в рудах высокая пробность золота (mod. 870–992), примесь меди и ртути-аналогичны таковым характеристикам самородного золота Болотистого золотоносного узла [2, 4, 5, 7].

Не смотря на то, что точное место отбора вышеуказанных золоторудных проб до сих пор не установлено, поиск в данном районе этого богатого золотого оруденения представляется, тем более, -весьма актуальной первоочередной задачей !

Учитывая широкое развитие в данном районе Сихотэ-Алиня малых интрузий разного состава, геохимические и яркие АГСМ-аномалии, (крупный донный ореол меди в среднем течении р. Междугорной), он представляется весьма перспективным и на выявление здесь оруденения порфирового (золото-медно-порфирового) типа.

Автор посвящает тезисы Памяти безвременно ушедшего пытливого Российского Геолога, Исследователя золотоносных районов Дальнего Востока, выпускника Томского университета-Виктора Анатольевича Прыткова – участника Первого этапа поисков золота в бассейне реки Поди – на рубеже Века и Тысячелетия.

Литература

1. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000, серия Сихотэ-Алинская, лист М-53-XXX, Объяснит. записка. Составитель В.А. Дымович, редактор В.И. Сухов, М., 1987. 111с.
2. Иванов В.В., Замбрицкий А.И., Молчанова Г.Б. и др. Особенности минералогии золото-висмут-теллурического оруденения Сихотэ-Алиня. Современные проблемы металлогении. Материалы научной конференции, посвящённой 90-летию академика Х.М. Абдуллаева. Ташкент. Фан. 2002. с. 176–179.
3. Мартынюк М.В. Карта полезных ископаемых СССР. Масштаб 1:200 000. Лист М-54-XXV. Л., ВСЕГЕИ, 1972.
4. Прогнозирование и поиски месторождений золота. М. ЦНИГРИ. 1989. 236 с.
5. Сушкин Л.Б. Геология и золотоносность Болотистого рудного поля (Западный Сихотэ-Алинь)// Эндогенное оруденение в подвижных поясах: Международная конференция: Тез. докл. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007. С. 176–180.
6. Сушкин Л.Б. О благороднометалльном оруденении в зоне Центрально-Сихотэ-Алинского разлома// VII Всероссийские Чтения, посвящённые 100-летию академика Ю.А. Косыгина: Тез. докл. Хабаровск, ИГиГ ДВО РАН, 2011. С. 220–223.
7. Sushkin L.B. Metallogeny of Khor-Anyuisky Watershed (Sikhote-Alin)// Geology of Mineral Deposits: Baikal International Conference, Abstracts. Ulan-Ude, GIN SB RAS, 2012. p. 45.

А.И. Ханчук¹, Н.В. Бердников², Т.Г. Шумилова³, С.А. Пячин⁴, М.А. Пугачевский⁴

**МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГРАФИТА УГЛЕРОДИСТЫХ
СЛАНЦЕВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ**

¹ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

²ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

³Институт геологии КомиНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

⁴ФГБУН Институт материаловедения ХНЦ ДВО РАН, г. Хабаровск

Новый тип благороднометалльного оруденения, обнаруженный в углеродистых сланцах на Дальнем Востоке России [3, 4], требует тщательного изучения геологии, петрологии и геохимии как самих руд, так и вмещающих их сланцев для разработки критериев поиска и разведки таких месторождений, а также для обоснования технологий обогащения этих исключительно упорных руд. Одним из важных аспектов этой проблемы является определение форм присутствующего в них углерода, поскольку теоретическими и экспериментальными исследованиями показана его связь с процессами накопления благородных металлов. Установлено, что наиболее активно углерод адсорбирует благородные металлы в форме полнокристаллического графита при температурах порядка 500°C [2]. Цель настоящей работы заключается в исследовании кристаллических форм углерода в углеродистых сланцах на Дальнем Востоке России, а также в определении содержания в них примесей благородных металлов.

Материалом для исследования явились углеродистые сланцы графитовых месторождений Союзное и Тургеневское, проявления Самара, а также венд-кембрийских сутырской и кимканской толщ (Хабаровский и Приморский края, ЕАО, Дальний Восток России [3, 5, 6]. Согласно петрографическим данным только сланцы Союзного месторождения (амфиболитовая фация метаморфизма) содержат полнокристаллический графит, образующий относительно крупные (до миллиметра) пластинки и чешуйки. На Тургеневском графитовом месторождении эксгаляционный графит образует прожилки в гранитогнейсах [5]. В образцах из других объектов (зеленосланцевая фация метаморфизма) присутствует скрытокристаллическое углеродистое вещество (УВ) в виде бесформенных обособлений, тонкой вкрапленности в порообразующих минералах и силикатной матрице.

Растровые электронно-микроскопические исследования показали, что графит месторождения Союзное образует крупные чешуйки, а УВ сланцев не обнаруживает кристалломорфологически различимых частиц на микроуровне.

Рентгенофазовым анализом графит идентифицирован в сланцах Союзного и Тургеневского месторождений и в нескольких образцах из Самарского проявления, отобранных на контакте с гранит-пегматитами.

В таблице приведены характеристики УВ из изученных пород по данным термического анализа и рамановской спектроскопии. По данным дифференциального термического анализа максимум экзотермического эффекта УВ из Союзного и Тургеневского месторождений составляет 711–831°C, а в сланцах сутырской и кимканской толщ, как правило, ниже 700°C.

Методом спектроскопии комбинационного рассеяния света углеродное вещество всех проявлений диагностировано как графит с размерами кристаллитов 10–100 нм и

Таблица. Характеристики углеродистого вещества изученных проявлений

Место взятия	№ образца	Порода	Содержан ие $C_{орг}$ в породе, %	Максимум экзотермич еского эффекта, °С	Соотношение интенсивност ей КРС полос I_D/I_G	Размер кристаллит ов графита L_a , нм
Месторожд ение Тургеневск ое	ТХ- 1*	Графитиз ированны й гранитога нейс	12.1	730		
Месторожд ение Союзное	О-52*	Графитов ый сланец	26.4	711		
	704		23.5	831		
	9-150		21.0	799	Не определялось	10–100 и более
Проявлени е Самара	1	Углероди стый сланец	13.1	703	0.2–0.6	10–100
	7		15.0	766		
Кимканска я толща	631*		3.6	652		
	633		4.3	633	0.4–0.6	~10
	739*		Углероди стый концентра т	8.2	642	
Сутырская толща	562-Т	Углероди стый сланец	4.4	667		
	565*		6.2	647		
	643		5.0	690	0.3–0.4	~10
	653		4.1	674	0.2–0.6	~10

* – выполнено EELS сканирование графита.

более на месторождении Союзное и проявлении Самара, и около 10 нм в низкотемпературных сланцах сутырской и кимканской толщ [7]. Графит месторождений Союзное, Тургеневское и проявления Самара характеризуется более высокой степенью кристалличности по сравнению с графитом из сланцев сутырской и кимканской толщ.

Структура и элементный состав графита изучались с помощью просвечивающего электронного микроскопа Zeiss Libra-120 (ускоряющее напряжение 120 kV), оснащенного HAADF детектором и Ц-фильтром. Электронограммы в режиме микродифракции калибровались с помощью тестового образца на основе поликристаллической пленки золота. Расшифровка дифракционных картин осуществлялась по данным картотеки ASTM. Для идентификации элементов и анализа их распределения использовалась методика визуализации данных спектроскопии потерь энергии электронов (EELS image), которая позволяет отобразить качественное распределение элементов с порогом обнаружения до 10^{-20} г.

Анализ данных электронной дифракции подтвердил, что УВ всех изученных образцов относится к графиту. EELS спектроскопия графитовых чешуек позволила выявить характеристические потери энергии $O_{2,3}$, соответствующие Pt и Au, и представить визуальную картину их распределения в графите (Рис. 1 а-в). Поскольку Pt и Au имеют близкие значения $O_{2,3}$, для детализации полученного результата определен EELS спектр характеристических потерь $M_{4,5}$ [8] (Рис. 1 г). Область характеристических потерь $M_{4,5}$

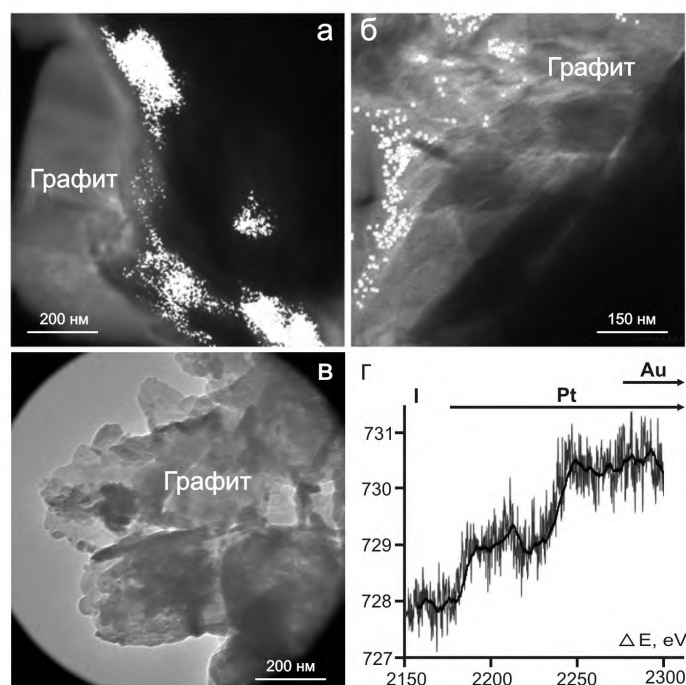


Рис. 1. Результаты EELS картирования чешуек графита (скопления белых точек – благородный металл) из сланцев месторождений Союзного (а), Тургеневского (б) и кимканской толщи (в); г – спектр характеристических потерь $M_{4,5}$ (I – интенсивность, сплошная линия – усредненные значения) в графите Союзного месторождения.

для Pt начинается при 2150–2200 эВ и продолжается до 2500 эВ, в то время как для Au она начинается при 2250–2300 эВ и продолжается до 2600 эВ. Поскольку полученный спектр энергетических потерь $M_{4,5}$ имеет хорошо выраженные пики в области 2170–2250 эВ, можно уверенно говорить о наличии платины в изученном графите. Присутствие золота в нем также возможно, поскольку повышенные значения $M_{4,5}$ в области более 2250 эВ могут быть результатом наложения спектров поглощения Pt и Au. Однако это представляется маловероятным, если принять во внимание данные о предпочтительном вхождении платины в графит [1]. В разупорядоченном нанокристаллическом графите сутырской и кимканской толщ платина и золото отсутствуют, поскольку на их EELS спектрах пики характеристических потерь $O_{2,3}$ и $M_{4,5}$ для этих элементов не фиксируются.

В результате проведенных исследований установлено, что УВ изученных сланцев представлено графитом, размер частиц и степень кристалличности которого снижаются от высокотемпературных разностей (месторождения Союзное и Тургеневское) к низкотемпературным (сутырская и кимканская толщи). На природном материале экспериментально подтверждено, что платина способна ассимилироваться графитом, особенно при высоких температурах, когда формируются относительно крупные его частицы с совершенной структурой. В низкотемпературном графите с разупорядоченной структурой платина не обнаружена.

Полученные данные свидетельствуют о различных формах рассеянной благороднометалльной минерализации в углеродистых сланцах разной степени метаморфизма. Так, в графите высокотемпературных сланцев месторождения Союзное и в эксгалационном графите Тургеневского месторождения платина может быть рассеяна на наноуровне. В низкотемпературных сланцах сутырской и кимканской толщ платина в графите не обнаружена. В то же время электронно-микроскопическими исследованиями в обоих типах сланцев зафиксированы обогащенные платиной микровключения размером 1–10 мкм и более крупные ее зерна самородного характера [3, 4]. Выявленные различия в характере платиновой минерализации углеродистых сланцев должны учитываться при постановке поисковых и разведочных работ, а также при разработке технологий их обогащения: следует иметь в виду, что, в отличие от низкотемпературных углеродистых сланцев, в их высокотемпературных аналогах платиноносным может быть и сам графит.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы № 27 Президиума РАН (проект № 12-I-П27-03), интеграционного проекта 12-11-СУ-08-011, программы фундаментальных исследований УрО РАН (проект № 12-С-5-1035), проекта ДВО РАН 12-III-B-08-186.

Литература

1. Заводинский В.Г., Михайленко Е.А., Ханчук А.И. Сравнительное моделирование поведения благородных металлов в графитовых сланцах // Георесурсы, 2012. № 1. С. 25–27.
2. Плюснина Л.П., Кузьмина Т.В., Авченко А.В. Экспериментальное моделирование сорбции золота на углеродистое вещество при 20–500°С, 1 кбар // Геохимия. 2004. № 8. С. 864–873.
3. Ханчук А.И., Бердников Н.В., Черепанов А.А., Коновалова Н.С. Тонкодисперсные золото и платиноиды в графитовых сланцах Буреинского массива – новый тип благороднометалльного оруднения на Дальнем Востоке России // Горный информационно-аналитический бюллетень. М.: МГУ, 2009, вып. 5, с. 9–18.
4. Ханчук А.И., Диденко А.Н., Рассказов И.Ю., Бердников Н.В., Александрова Т.Н. Графитовые сланцы как перспективный источник благородных металлов на Дальнем Востоке России // Вестник ДВО, 2010, № 3, с. 3–12.
5. Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П. Первые данные о золото-платиноидном оруднении в углеродистых породах Ханкайского массива, Приморье // ДАН. 2004. Т. 397. № 4. С. 524–529.
6. Черепанов А.А. Крупнейшее месторождение графита Союзное // Сборник докладов Всероссийской научной конференции «Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии». Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2010, с. 136–138.
7. Ferrari A.C., Robertson J. Raman spectroscopy of amorphous, nanostructured, diamond-like carbon, and nanodiamond // Phil. Trans. R. Soc. Lond. A. 2004. V. 362. P. 2477–2512.
8. Han W.-Q., Su D., Wu L., Aoki T. and Zhu Y. Tri- and quadri-metallic ultrathin nanowires synthesized by one-step phase-transfer approach // Nanotechnology. 2009. V. 20. P. 495605–495609.

А.А. Черепанов, Н.В. Бердников

**БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В УГЛЕРОДИСТЫХ ПОРОДАХ ВОСТОЧНОЙ
ЧАСТИ БУРЕЙНСКОГО МАССИВА: НОВЫЕ ДАННЫЕ**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Определение валовых содержаний благородных металлов (БМ) в углеродистых сланцах встречает ряд трудностей, связанных с малыми (от долей до первых г/т) содержаниями БМ, ультрамелкими размерами их зерен, частым отсутствием собственных минеральных форм, значительными потерями при кислотном и окислительном разложении, сорбцией БМ углеродистым материалом пробы. В осадке на фильтрах после кислотного выщелачивания под электронным микроскопом часто обнаруживаются микровключения, обогащенные платиноидами и золотом [2]. Г.М. Варшал и др. [3] показали, что при кислотной обработке углеродистых проб происходит образование прочных химических связей платиноидов с С- и О-содержащим функциональным группами, что выводит их из зоны анализа. Неполное окисление углерода в процессе анализа приводит к сорбции золота и платиноидов на осадке. Все сказанное свидетельствует о том, что применяющиеся в настоящее время методы анализа валовых содержаний благородных металлов в углеродсодержащих породах с кислотной пробоподготовкой дают заниженные результаты. Количественно оценить величину занижения невозможно из-за отсутствия соответствующих стандартов, однако сравнение результатов анализа большого количества проб позволяет говорить о его систематическом характере.

Другая проблема связана с плохой воспроизводимостью результатов анализа. Так, данные межлабораторного эксперимента по определению платины в рудах месторождения Наталка показали расхождение на 2–4 порядка [6], что, вероятнее всего, связано с неравномерным распределением выделений благородных металлов. Наши исследования показали, что данные анализов углеродистых пород, в которых самородная форма благороднометалльной минерализации не обнаружена, достаточно стабильны, даже если они выполнены из малых (1–2 г) навесок.

Таким образом, можно полагать, что при определенных условиях (стабильная процедура анализа, максимальное растворение пробы, отсутствие неравномерно распределенных выделений благородных металлов) результаты анализов БМ в углеродистых породах методами с кислотным разложением проб дают представление о нижнем пределе их содержаний.

Нами определение валовых концентраций благородных металлов в углеродистых породах восточной части Буреинского массива производилось преимущественно в лаборатории физико-химических методов исследования ИТиГ ДВО РАН методом ICP-MS, прибор ELAN DRC II, Перкин Элмер, США. Калибровка осуществлялась по стандартным растворам производства Перкин Элмер, стандартные образцы состава – WMG-33 (США) и BND-33 (Индия). Основой определений служила Методика количественного химического анализа «Определение золота, платины, палладия и родия в рудах методом МС ИСП с предварительным химическим концентрированием путем соосаждения с теллуrom» (ЦНИГРИ, 2005) с различными вариантами пробоподготовки. После кислотного разложения пробы обычно оставался осадок, который «вскрывался»

сплавлением с перекисью натрия, а полученный после выщелачивания раствор добавлялся к анализируемому.

Сводные результаты анализов приведены в таблице. Всего было выполнено 244 определения, по которым рассчитаны средние значения для сланцев изученных толщ и свит. Стабильно повышенные содержания БМ получены при последовательном разложении проб «царской водкой», HClO_4 и доплавлением осадка с перекисью натрия (значения в скобках).

В опытном порядке в качестве окислителя углерода применялась CrO_3 [1]. После разложения проб смесью 20 % H_2SO_4 с 3 % CrO_3 анализ раствора производился на атомно-абсорбционном спектрометре Shimadzu AA 6200 в режиме электротермической атомизации (аналитик А.В. Рассказова, ИГД ДВО РАН). Этим методом получены высокие содержания платины (от 0,82 до 8,17 г/т в сланцах сутырской толщи и от 2,17 до 16,41 г/т в сланцах кимканской толщи), но явно заниженные содержания золота (от 0 до 0,03 г/т и от 0,05 до 0,24 г/т, соответственно).

Таблица. Средние содержания платиноидов и золота в углеродистых сланцах, определенные методом ICP-MS с кислотным разложением проб

Толща, свита	Порода	Кол-во проб	Содержание, мг/т					
			Ru	Rh	Pd	Ir	Pt	Au
Сутырская толща	Углеродистые сланцы в целом	69	4,57	1,35	39,87	1,73	13,84	502,88
	Филлитовидные сланцы	8	0,46	0,08	7,07	0,15	2,05	20,90
	Графитовые сланцы	51 (10)	5,28 (4,95)	1,73 (6,79)	41,66 (59,70)	2,28 (6,51)	18,05 (46,18)	594,51 (891,27)
Кимканская толща	Все породы	133	1,86	2,88	56,18	1,44	15,64	175,90
	Безуглеродистые песчаники, алевролиты, доломиты	9	0,10	1,21	17,29	0,20	11,40	199,82
	Углеродистые сланцы	50 (13)	3,07 (5,23)	2,65 (7,34)	43,01 (172,67)	2,34 (7,63)	11,39 (54,96)	107,15 (437,15)
	Железные руды	21	0,16	5,27	60,24	0	27,43	63,20
Союзное месторождение графита	Все породы	24	0,85	0,52	10,73	0,61	87,92	143,05
	Графитовые сланцы	5	0,60	0,40	11,59	0,02	235,39	141,32
	Графитовые сланцы гнейсовидные	17	0,91	0,64	12,08	0,86	4,15	151,79
	Пегматиты с графитом	2	1,05	0,07	0,41	0	0	94,95
Лондоковская свита	Углеродистые сланцы	10	1,32	2,75	3,85	0,02	28,96	296,74
Мурндавская свита	Углеродистые сланцы	8	0,67	10,46	206,13	0,11	3,08	27,61

Примечание: в скобках приведены анализы с применением HClO_4 при разложении проб. Аналитики Д.В. Авдеев, Н.И. Ильина, Г.Ф. Золотухина.

Совместно с сотрудниками Тихоокеанского государственного университета (г. Хабаровск) для оценки содержания золота в углеродистых породах нами применен модифицированный метод пробоподготовки, в котором окисление углерода происходит с помощью фторида аммония [4]. В отличие от [4], где окисление проводится в растворе, нами применен метод нагревания тонкораздробленной породы с порошком NH_4F при температуре 250–300°C. При этом происходит не только окисление углеродистого вещества, но и удаление силикатной составляющей породы. После кислотного растворения полученного материала производилось соосаждение БМ с теллуром и ICP-MS анализ. Предварительные результаты с расчетом по балансу вещества показали для отдельных проб графитовых сланцев сутыгской толщи содержание золота 2,5–3,5 г/т.

Таким образом, на основании результатов анализа большого количества проб углеродистых сланцев показано, что золотом наиболее богата сутыгская толща, особенно ее графитовые сланцы. Филлитовидные сланцы с меньшим содержанием углерода содержат меньше золота. Платиной обогащены образования кимканской толщи и локализованного в ней Союзного месторождения графита, что подтверждает выявленную зависимость благороднометальной специализации углеродистых толщ от их петрохимических особенностей [5]. Примечательно, что прорывающие углеродистые сланцы жилы пегматитов на месторождении практически не содержат золота и платины, а в сланцах их концентрация вблизи жил понижается. Это свидетельствует о том, что в отличие от графитового месторождения Тургеневское (Ханкайский массив, Приморье) [7], благороднометальная минерализация на месторождении Союзное не связана с наложенной графитизацией пород. Максимальные средние концентрации палладия (206,13 мг/т) зафиксированы в породах мурандавской свиты, содержания других платиноидов в изученных породах невысоки.

Литература

1. Бельский Н.К. и др. Разложение проб при определении платиновых металлов в углеродистых породах // Журнал аналитической химии, 1997, т.52, № 2, с. 150–153.
2. Бердников Н.В. и др. Формы выделения благородных металлов в углеродистых сланцах на Дальнем Востоке России // Тезисы доклада на XIX Международной Черняевской конференции по химии, аналитике и технологии платиновых металлов. Новосибирск, 4 – 8 октября 2010 г., с. 181.
3. Варшал Г.М. и др. О концентрировании благородных металлов углеродистым веществом пород // Геохимия, 1994, № 6, с. 114–121.
4. Медков М.А. и др. Разработка гидрофторидного метода извлечения благородных металлов из высокоуглеродистого сырья // Доклады АН, 2011, т. 436, № 2, с. 210–213.
5. Невструев В.Г., Бердников Н.В. Петрохимические критерии благороднометальной минерализации углеродистых сланцев восточной части Буреинского массива // Проблемы комплексного освоения георесурсов: материалы IV Всероссийской научной конференции с участием иностранных ученых (Хабаровск, 27–29 сентября 2011 г). Хабаровск: ИГД ДВО РАН, 2011. Т.2. С. 228–233.
6. Сидоров В.А. и др. Результаты межлабораторного эксперимента по определению платины в рудах месторождения Наталка // Платина России, т. IV, М.: Геоинформмарк, 1999. С. 280–286.
7. Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П., Медведев В.И. Углеродизация и геохимическая специализация Графитоносных пород северной части Ханкайского террейна, Приморье // Геохимия. 2010. № 2. С. 115–125.

А.А. Шнайдер, Д.В. Авдеев

**РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ
РАЗНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ СИХОТЭ-АЛИНЯ**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Для исследования взято два генетически разных объекта: 1. плутоногенное месторождение грейзенового типа с комплексными оловянно-молибден-вольфрамовыми рудами касситерит-кварцевой формации, приуроченное к гранитоидам (месторождение Тигриное); 2. вулканогенное месторождение, нетрадиционного, нового типа, отнесенное к оловянно-порфиоровому, генетически связанное с вулcano-плутоническими ассоциациями латитовой серии (месторождение Мопау). Оба месторождения находятся в Сихотэ-Алинском орогенном поясе: Мопау расположено в его северной части, в Бута-Коппинском районе Хабаровского края, Тигриное – в западной части Арминского рудного района Приморского края. Подробная характеристика месторождений освещена в ряде работ [1, 2, 6, 8, 9, 10]. На обоих объектах отбирались валовые пробы из одновременных минеральных ассоциаций, характеризующие процессы минералообразования во времени, которые анализировались на редкоземельные элементы (РЗЭ) в ХИАЦ при ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН. Определение содержания РЗЭ в рудных образцах проводилось методом ИСП масс-спектрометрии на приборе Elan DRC II PerkinElmer (США).

Обсуждение результатов исследований по Тигриному месторождению. Рудная минерализация на Тигрином месторождении пространственно и генетически связана с гранитоидным штоком редкометалльных литий-фтористых гранитов с оловянно-вольфрамо-молибденовым оруденением. Месторождение формировалось на протяжении 56 млн лет [7]. Процесс минералообразования рассмотрен нами ранее [2, 6, 8, 9]. Здесь мы ограничимся их перечислением от ранних стадий к поздним: I этап – 1. молибденит-кварцевая, 2. пегматоидная, 3. авто-грейзеновая (формируется конформное тело грейзенов, залежь Тигренок); II этап – 4. слюдисто-кварцевая, 5. топаз-полевошпат-кварцевая (формируется субпараллельный штокверк); III этап – 6. рудоносные брекчии, 7. хлорит-сульфидная (формируются жилы), 8. карбонатная. Процесс формирования месторождения был длительным, сложным, в разные стадии с растворами поступали разные полезные компоненты, это проявилось и в распределении РЗЭ. В целом по месторождению высокие содержания РЗЭ (УТР составляет 780,57 г/т), с двумя максимума: в топаз-полевошпат-кварцевую стадию (УТР = 327,18 г/т) и несколько меньше в карбонатную (УТР = 207,97 г/т). В других стадиях на порядок или на два порядка РЗЭ меньше. По-видимому, это зависело от активности проявления процессов. Наиболее активным был процесс становления штокверковой минерализации в топаз-полевошпат-кварцевую стадию, при формировании которой наличие высоких содержаний F в гидротермальном растворе в виде комплексных соединений привносили не только большие количества редких элементов (Li, Sn, W, Nb, Rb), цветных металлов (Cu, Pb, Zn, Bi), но и повышенные содержания легких РЗЭ (La- 42,81г/т, Ce-108,1г/т, Pr-11,75г/т, Nd-49,02г/т), а также Y -63,36г/т и Sc-8,46г/т. Концентратором Sc были касситериты и вольфрамиты в виде изоморфной примеси и Sc может рассматриваться как попутчик III группы. Молибденит-кварцевая стадия представлена кварц-молибденитовыми прожилками с Bi минерализацией и небольшим количеством сульфидов.

фидов, развивающимися по системам контракционных трещин вокруг остывающего интрузива [6]. Содержания РЗЭ в ней ниже кларковых. В процессе становления гранитоидного штока в участках пологих его контактов с нижнемеловыми осадочными породами сформировались зоны пегматоидов. Количество РЗЭ в пегматоидах ниже кларковых. В автогрейзеновую стадию сформирована конформная залежь Тигренок. Для нее характерны невысокие количества РЗЭ; привлекает внимание только Sc (на уровне 2К) в качестве изоморфной примеси в касситеритах, вольфрамитовых и протолитионитах в которых Sc может рассматриваться как попутчик III и II группы. Процесс формирования штоков начался со становления прожилков слюдисто-кварцевой стадии, в которых преобладают минералы: кварц, циннвальдит, касситерит, вольфрамит, арсенипирит. В отличие от предыдущего процесса здесь циннвальдитовые слюды с меньшим количеством Si, Fe, Mg. Количество РЗЭ самое минимальное, не заслуживающее внимание. В рудоносных брекчиях, имеющих эксплозивно-гидротермальную природу, рудная минерализация развивается в цементе брекчий. Содержания РЗЭ в ней низкие, здесь превалирует в небольших количествах Sc (2,5 К), как изоморфная примесь в касситерите и вольфрамите. Хлорит-сульфидная стадия образует жилы, отходящие от брекчий, мощностью от нескольких см до 1,0 – 1,8 м, протяженностью первые сотни метров, секущие штоковую минерализацию. Отличительной особенностью жил является обилие в них сульфидных минералов, интенсивная хлоритизация, более низкие температуры и три формы Sn оруденения: сульфидное (станнин), гидратное (варламовит) и окисное (супергенный касситерит), при преобладании станнина. По содержанию РЗЭ данная стадия резко отличается от других как в качественном, так и в количественном отношении: в ней повышенные содержания Sc (48,85 г/т) и Eu (0,33 г/т). Карбонатная стадия завершает процесс формирования месторождения. Из РЗЭ повышенные содержания La (37,20 г/т), Ce (86,58 г/т) и Eu (0,75 г/т). Повышенные содержания Eu в хлорит-сульфидной и карбонатной стадии можно объяснить окислительной обстановкой, о чем свидетельствуют присутствующие здесь минералы: мельниковит-пирит, марказит, варламовит, скородит и другие.

На графиках распределения РЗЭ происходит постепенное понижение кривых от La до Lu, от легких элементов (La, Ce, Pr, Nd) к тяжелым (Er, Tm, Yb, Lu) с резко выраженным Eu минимумом. Исключение составляет хлорит-сульфидная стадия, в которой происходит плавный подъем от легких РЗЭ к тяжелым. Наличие Eu аномалии связано с его поливалентностью. В восстановительной обстановке преобладает двухвалентная форма, в окислительных условиях Eu находится в трехвалентной форме и ведет себя также, как и другие РЗЭ [4]. В двухвалентном состоянии Eu активнее входит в структуру некоторых минералов, особенно полевых шпатов, происходит накопление его в этих минералах и дает положительную аномалию (избыток Eu), если эти минералы удалялись из раствора (фракционировали), возникала порода с отрицательной Eu аномалией [3]. Степень дифференцированности породы по отношению легких РЗЭ к тяжелым выражается через $(La/Lu)_N$: в более дифференцированных породах это отношение выше, чем в менее дифференцированных. Для кварц-молибденитовой и карбонатной стадии характерна высокая степень дифференцированности, которая составляет от 12,94 до 16,87, слабо дифференцированные хлорит-сульфидная и пегматоидная стадии, в которых это отношение колеблется от 0,46 до 0,76. Аналогичный результат получен через отношение $(La/Yb)_N$: для разных стадий отмечается большой разброс этого отношения, от 0,34 – 0,48 до 8,26 – 10,96. Повидимому, это связано с длительно-

стью формирования месторождения, при котором происходило то слабое фракционирование РЗЭ (низкие отношения $(La/Yb)_N$, то более интенсивные проявления фракционирования, с высокими отношениями $(La/Yb)_N$. Расчеты глубины Eu аномалии показывают, что самая глубокая отрицательная Eu аномалия проявлена в топаз-полевошпат-кварцевой стадии (0,04), менее глубокая (0,35) в карбонатной. В хлорит-сульфидной стадии положительная Eu аномалия.

Обсуждение результатов исследований по месторождению Мопану. Для месторождения Мопану характерны следующие генетические особенности [10]: локализуется в вулканогенных породах (лавы, лаво-брекчии, туфы, риолиты, игнимбриты); сформировалось в K_2-P , приурочено к очаговой субвулканической структуре (тесно связано с жерловыми аппаратами); генетически имеет связь с вулканоплутоническими ассоциациями латитовой серии. На месторождении широко развиты оруденелые дайки кислого, среднего и основного составов, которые прорывают вулканиты. Дайки кислого состава (фельзиты липариты) серицитизированы; среднего состава (андезиты, андезит-дациты) хлоритизированы. Поздними являются интенсивно хлоритизированные дайки диабазовых порфиритов. Генетической особенностью месторождения является широкое развитие эксплозивно-гидротермальных брекчии с рудной минерализацией в цементе, с двумя периодами их внедрения: первый проявляется после формирования даек кислого состава, второй сопровождает дайки среднего состава. Состав цемента брекчии в обоих случаях соответствует составу даек. Оруденение представлено в виде двух морфологических типов: штокверкового и жильного. Штокверковая минерализация пространственно и генетически связана с дайками кислого и среднего состава, которые сформировались в течении K_2 (75-86 млн. лет) [5]. Минерализация накладывается на дайки и образует ореолы штокверков в самих дайках и в их экзоконтактовых зонах. Формированию жил предшествовало внедрение даек диабазовых порфиритов Р возраста (46 млн. лет) [5]. В это время происходило образование зон дробления (зон милонитизации мощностью до 4,5 м протяженностью до 1 км), к которым приурочены жилы. Жилы завершают процесс формирования месторождения: в этот период понижаются температуры, изменяется состав раствора, появляется большое количество сульфидов. Основное количество олова сосредоточено в штокверке при небольшом его содержании (0,2–0,3%), но значительной площади его развития на поверхности (450х170 м) и на глубину до 340 м. Количество РЗЭ на месторождении Мопану несколько выше, чем на Тигрином ($УТР_{Мопану}$ составляет 910,54 г/т). Отличительной особенностью этого месторождения является равномерное распределение РЗЭ по всем стадиям при небольшом повышении в эксплозивно-гидротермальных брекчиях до 216,22 г/т и в кварц-серицитовых лавобрекчиях до 192,21 г/т. По-видимому, активность процессов при формировании месторождения была одинаковая с незначительным увеличением в вышеперечисленных стадиях. Здесь присутствуют устойчиво во всех продуктивных на Sn породах легкие РЗЭ: La, Ce, Nd (десятки г/т) с увеличением их в тех же двух стадиях. В дайках фельзитов и андезит-дацитов установлены небольшие содержания Sc (на уровне 1,8 К), в виде изоморфной примеси в касситеритах.

На нормированных графиках распределения РЗЭ происходит постепенное понижение всех РЗЭ от La до Lu, от легких к тяжелым с незначительным Eu минимумом. Растворы очень слабо фракционировали из-за их быстрого остывания. Об этом свидетельствует отношение $(La/Yb)_N$, которые примерно одинаковые во всех стадиях (от 9,02 до 12,03). Степень дифференциации пород незначительная, отношение $(La/Lu)_N$ варь-

ирует от 14,25 до 19,34, с незначительным превышением в дайках липаритах. Наиболее высокие содержания РЗЭ в explosивно-гидротермальных брекчиях и в кварц-серпентитовых лавобрекчиях, самые низкие содержания РЗЭ в дайках диабазовых порфиритов с жилами кварц-сульфидного состава, что подтверждается УТР.

Выводы

1. На обоих месторождениях целесообразно извлекать РЗЭ в качестве сопутствующих элементов. На месторождении Мопан УТР выше, при одинаковом распределении их во всех стадиях. На Тигрином месторождении заслуживают внимания топаз-полевошпат-кварцевая и карбонатная стадии: в которых повышенные количества РЗЭ с преобладанием легких (La, Ce, Pr, Nd), а также Y и Sc — попутчиков III группы. В рудоносных брекчиях, автогрейзеновой и хлорит-сульфидной стадиях представляет интерес Sc, как попутчик III группы. Перечисленные РЗЭ могут извлекаться, как попутные компоненты при раздельной обработке месторождения. Места локализации перечисленных стадий в объеме Тигринового месторождения уже установлены [6, 8, 9].

2. Грейзеновые месторождения касситерит-кварцевой формации с комплексными Sn-W-Mo рудами в процессе эксплуатации могут расширить свою комплексность за счет дополнительного извлечения РЗЭ. В процессе проведения дополнительных геолого-разведочных работ на вулканогенном месторождении Мопан необходимо обратить внимание на повышенные и стабильные содержания РЗЭ (La, Ce, Nd, Y) во всех продуктивных на Sn породах. Такой тип месторождений целесообразно рассматривать, как комплексное с РЗЭ и цветными металлами. Необходима переоценка подобных объектов на территории Сихотэ-Алиньского орогенного пояса.

Литература

1. Гоневчук В.Г., Коростелев П.Г., Семяк Б.И. О генезисе оловорудного месторождения Тигриное (Россия) // Геология рудных месторождений. 2005. № 3. С. 249–264.
2. Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Шнайдер А.А. и др. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. – Владивосток: Дальнаука. 2010.
3. Костицын Ю.А. Накопление редких элементов в гранитах // Природа. 2000. № 2, С. 26–34.
4. Мишин Л.Ф. Геохимия европия в магматических породах окраинно-континентальных вулканогенных поясов // Геохимия. 2010. № 6. С. 618–631.
5. Родионов С.М., Макеев Н.П. Оловянно-порфировое оруденение Сихотэ-Алиня // Металлогения олова и вольфрама Дальнего Востока. Владивосток, 1983. С. 136–152.
6. Родионов С.М., Шнайдер А.А., Романовский Н.П. и др. Молибденовая минерализация в рудах оловорудного месторождения Тигриное (Приморье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2007. №4. С. 321–333.
7. Руб А.К., Руб М.Г. Редкометалльные граниты Приморья. М.: ВИМС. 2006.
8. Ручкин Г.В., Шнайдер М.С., Шнайдер А.А. и др. Модель формирования оловянно-вольфрамового месторождения // Геология рудных месторождений. 1987. № 2. С. 85–88.
9. Шнайдер А.А., Малышев Ю.Ф., Горошко М.В. и др. Комплексная минерализация крупных рудных месторождений Дальнего Востока (Россия) // Геология рудных месторождений. 2011. № 2, С. 158–174.
10. Шнайдер А.А. Нетрадиционные генетические типы оловорудных месторождений // Отечественная геология. 2012. № 4. С. 3–10.

Т.Г. Шумилова, С.И. Исаенко, С.С. Шевчук

**МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УГЛЕРОДИСТОЙ
МИНЕРАЛИЗАЦИИ НЕРКАЮСКОГО КОМПЛЕКСА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)**

ФГБУН Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

В связи с повышенным интересом к изучению пространственной приуроченности и генетической связи благородных металлов, редких и редкоземельных элементов с высокоуглеродистыми породами, их все возрастающей практической значимостью изучение фазового состояния и механизмов влияния углеродных веществ на формирование металлоносной минерализации является весьма актуальным. Одна из частных задач состоит в выявлении особенностей углеродной и металлоносной минерализации, сформированной в разных термодинамических условиях, и проведении их сравнительного анализа. Для обсуждения предлагаются результаты исследований углеродной минерализации Приполярного Урала, отличающейся по предварительным данным относительно низкими температурами формирования.

С помощью комплекса различных методов, в том числе просвечивающей электронной микроскопии, сканирующей электронной микроскопии, рентгенофазового анализа, битуминологических исследований, ожэ-спектроскопии, рентгеновской электронной спектроскопии, изотопного анализа проведен анализ структурных, морфологических особенностей и геохимических особенностей углеродистого вещества Неркаюского комплекса (Приполярный Урал).

Неркаюский эклогит-амфиболит-гнейсовый комплекс (PR₁nr) расположен в междуречье рр. Хальмерью и Балбанью, приурочен к области сочленения Приполярного и Полярного Урала к Кожимскому поперечному поднятию и смежной с ним Лемвинской зоне поперечных опусканий. Комплекс слагает одноименный тектонический блок серповидной формы протяженностью около 80 км в северо-восточном направлении, его максимальная ширина составляет около 15 км. Неркаюский комплекс на востоке и юго-западе граничит с офиолитами Олыся-Мусюрского массива (v, σO₃-S₂) по Главному уральскому глубинному разлому. Породы комплекса представлены многократно дислоцированными и преобразованными полиметаморфическими образованиями [1]. Углеродное вещество в пределах Неркаюского комплекса встречается в кристаллических сланцах, кварцитах и милонитах, формирующих линзовидные тела преимущественно в приконтактной зоне с офиолитами.

Установлено, что углеродное вещество Неркаюского комплекса представлено преимущественно микро- и наноразмерными монокристаллами графита, а также углеродными нановолокнами (рисунок) и аморфным алмазоподобным углеродом, выявлено также присутствие небольшого количества битумной компоненты. Преобладание того или иного типа углеродного вещества различается в разных участках комплекса, что нами связывается с различной локальной геодинамической обстановкой.

По данным фотоэлектронной рентгеновской спектроскопии и ожэ-спектроскопии углеродное вещество Неркаюского комплекса в разной мере представлено углеродом всех дискретных типов гибридизации углерода (sp³, sp², sp¹), при этом различные типы углерода могут встречаться как попарно друг с другом, так и одновременно все три в различном количественном соотношении, в том числе встречаются участки с преобладанием sp¹- компоненты и без участия sp²- углерода.

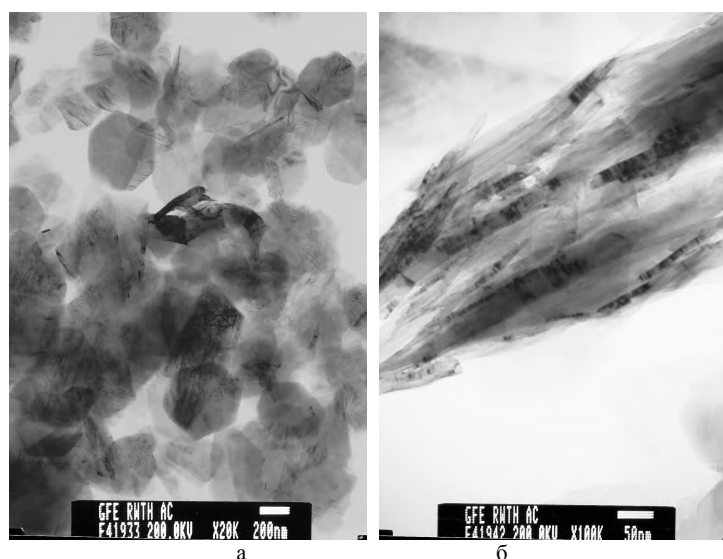


Рис. Пинакоидальные кристаллы графита (а) и углеродные нановолокна (б) из углеродистых сланцев Неркаюского комплекса. Данные просвечивающей электронной микроскопии в режиме светлого поля.

Впервые с применением новой высокочувствительной методики атомно-абсорбционной спектроскопии установлены аномально высокие содержания золота в углеродистых породах Неркаюского комплекса (в среднем 0.51 г/т), содержание серебра в среднем составляет 0.96 г/т, при этом содержания платины и палладия имеют величины на уровне кларковых для углеродистых пород черносланцевого типа. Следует отметить, что содержания золота и серебра характеризуются весьма неравномерным распределением, данное обстоятельство, скорее всего, указывает на их самостоятельную форму нахождения в породе.

При микрозондовых исследованиях в углеродсодержащих сланцах обнаружены частицы самородного серебра, самородного олова, цинкистой меди с примесью никеля, глобулярных обособлений редкоземельных фаз и кадмийсодержащего висмута.

Изотопный состав углеродистого вещества указывает на биогенную природу органического вещества Неркаюского комплекса. Однако его геохимическая специфика и соотношение битуминозного вещества с высокоупорядоченным нанокристаллическим графитом, нановолокнами и аморфным алмазоподобным углеродом позволяет предположить возможность мобилизации углеродистого вещества под воздействием офиолитов Олыся-Мусюрского массива и участие флюидных процессов при формировании углеродистого вещества и концентрировании металлов в зоне Главного уральского глубинного разлома.

Исследования проведены при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 12-С-5-1035. Авторы выражают благодарность сотрудникам ЦЭМ Ахенского университета (Германия), ЦКП Геонаука ИГ Коми НЦ УрО РАН, Института физики металлов УрО РАН и ПЦЛЭиИА ДВГИ и ИХ ДВО РАН за помощь в проведении аналитических работ.

Литература

1. Пыстин А.М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.

Ю.Ю. Юрченко

**ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ КАК
ОСНОВА ОЦЕНКИ ИХ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА (НА ПРИМЕРЕ
МАЛОГО ХИНГАНА, ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)**

*ФГБУН Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург*

Под геохимической специализацией геологических образований принято понимать геохимические особенности горных пород, выражающиеся в превышении или снижении содержаний рудных элементов относительно их кларков. Соответственно различают положительную и отрицательную геохимическую специализацию. Положительная геохимическая специализация, если она имеет первичный характер, и происхождение ее не вызвано наложенными процессами, считается благоприятным фактором рудоносности. Если отмечаются отрицательные значения геохимической специализации в генетически связанной серии пород, то с такими комплексами связь рудных концентраций маловероятна [8].

В качестве показателей геохимической специализации обычно используют кларки концентраций (K_k) – отношение среднего содержания рудного элемента (или элементов) в определенном геологическом образовании (интрузивном комплексе, свите, в какой-либо породе) к кларку этого элемента в земной коре или типе горных пород (средние, кислые, песчаники и т. п.). В последние годы находит все более широкое применение способ нормирования на региональные кларки, или ферсмы (в номенклатуре В.В. Иванова [5]).

Такого рода региональные кларки (ферсмы) по оригинальным геохимическим данным рассчитаны нами для Малого Хингана (таблица). В расчеты включены данные по различным типам горных пород, осредненные путем взвешивания на объем выборок общим числом 502. Как видно из таблицы, геологические образования Малохинганского района в целом по сравнению с земной корой характеризуются более высокими ($K_k > 1$) концентрациями As, Mo, Sn, W, Pb и Bi. Однако ферсм золота почти в половину меньше кларка этого элемента в земной коре, что обусловлено некоторыми особенностями процедуры расчета ферсмов для Малого Хингана, а именно, преобладанием в суммарной выборке частных выборок, характеризующих микроэлементный состав кислых магматических образований, занимающих около 80% изученной территории. Кларк золота в земной коре, по А.П. Виноградову [2] составляет 4,3 мг/т. Другие исследователи оценивают содержания золота в земной коре меньшими значениями – от 3 до 3,5 мг/т. Кларк золота в кислых магматических образованиях, по А.П. Виноградову, составляет 2 мг/т, что хорошо коррелируется с оценками ферсмов для отдельных регионов – Кольского полуострова – 1,86 мг/т (по неопубликованным данным Г.М. Беляева) или Алданского и Украинского щитов в совокупности – 2,64 мг/т [3]. Вместе с тем ферсмы золота, а также серебра для кислых магматических пород Малого Хингана несколько выше породных кларков для данного типа геологических образований и заметно выше для осадочно-метаморфических образований и плато-базальтов.

В свое время отечественные геологи провели специальные статистические исследования с целью определения количественной оценки понятия геохимической специализации геологических образований и пришли к следующим выводам [7, 10].

Таблица. Региональные кларки (фермы) химических элементов геологических образований Малого Хингана

Химический элемент	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn
	% мас.			г/т					
Кол-во проб	502	502	300	502	502	502	502	502	499
Среднее	0,61	0,062	0,16	75,53	51,75	8,68	21,88	25,35	72,91
Минимум	0,0005	0,001	0,04	2,5	2,5	0,25	0,5	3	5
Максимум	2	0,3	0,8	300	250	40	150	150	300
Стандартное отклонение	0,47	0,05	0,08	74,74	39,87	6,06	21,66	21,38	48,11
Коэффициент вариации	77,09	73,09	49,34	98,97	77,04	69,77	98,99	84,33	65,99
Кк земной коры	0,75	0,53	0,7	0,4	0,56	0,38	0,39	0,48	1,07

Химический элемент	Ga	As	Mo	Ag	Sn	Ba	W	Au	Pb	Bi
	г/т									
Кол-во проб	289	502	502	502	502	300	502	286	502	502
Среднее	17,5 2	32,3 1	2,94	0,037	4,14	477,1 7	3,81	0,001 8	22,0 9	0,89
Минимум	1	10	0,25	0,008	0,5	10	1,5	0,001	0,5	0,5
Максимум	30	80	10	0,3	25	1500	8	0,011	60	6
Стандартное отклонение	6,00	19,7 0	1,31	0,035	2,64	353,0 1	1,48	0,001 8	11,8 2	0,53
Коэффициент вариации	34,2 5	60,9 8	44,7 9	94,16	63,8 0	73,98	38,9 1	94,75	53,5 2	59,8 6
Кк земной коры	0,97	18	2,45	0,51	1,8	1,01	2,21	0,6	1,84	4,45

К геохимически специализированным геологическим образованиям относятся горные породы трех типов:

1. Являющиеся частью фонового геохимического поля, но характеризующиеся некоторой обогащенностью рудными элементами (до 2.5 кларков);
2. Представляющие первый (сингенетический) уровень накопления химических элементов (2.5–5.0 кларков);
3. Обогащенные химическими элементами в результате наложения эпигенетических процессов (более 5 кларков).

Пробы горных пород с содержаниями рудных элементов более 10 кларков принято считать локальными (точечными) геохимическими аномалиями или локальными концентрациями. С учетом этих положений ниже и будут рассмотрены геохимические особенности основных типов геологических образований Малого Хингана с акцентом на их вклад в металлогению золота.

Осадочно-метаморфические образования. Этот тип геологических образований представляют гнейсово-сланцевый комплекс амурской серии и слабометаморфизованные терригенно-карбонатные толщи хинганской серии. Более молодые осадочные отложения, выделяемые в объеме каменушинской, кульдурской, цагаянской и белогорской свит, проявлены локально и большей частью не имеют ярких индивидуальных геохимических особенностей.

Амурская серия. Геохимически изучены геологические образования трех свит, представленные (условно) тремя типами пород – гнейсами туловчихинской свиты, амфиболитами дичунской свиты и сланцами урильской свиты. Выводы из этой таблицы сводятся к следующему. По сравнению с ферсами Малого Хингана в отношении потенциальной рудоносности гнейсы стерильны, амфиболиты и сланцы геохимически специализированы (до 2-го уровня специализации, см. выше) на Ni, Co, V и Bi, Sn, Cu, Co, V, соответственно. Появление в группе накопления таких элементов, как Bi, Sn и отчасти Cu, как будет видно из дальнейшего изложения материала, является свидетельством интенсивного эпигенетического изменения осадочно-метаморфических пород Малохинганского района.

Хинганская серия. Геохимически охарактеризованы по ретроспективным данным все четыре стратона, ее составляющие – игинчинская, мурандавская, лондоковская свиты и кимканская толща.

Ферсы рудных элементов для пород игинчинской свиты по данным разных исследователей различны: по неопубликованным данным А.Ф. Атрашенко (2001), карбонатно-терригенные отложения геохимически специализированы на Sn, W, V, Cr, по неопубликованным материалам М.И. Алексеева (1978), только на Co и Ba. Наши данные, хотя и ограниченные по количеству проб, подтверждают выводы А.Ф. Атрашенко: Кк больше 1,5 имеют сидерофильные элементы V, Cr, Ni, возможно, за счет присутствия в терригенных породах игинчинской свиты пеплового материала основного состава.

Терригенно-карбонатные отложения мурандавской свиты характеризуются повышенными относительно ферсмов содержаниями только Ag и Mn, что согласуется с ее металлогенической специализацией на железо-марганцевые руды вулканогенно-осадочного типа. Существенно карбонатная толща лондоковской свиты отличается более разнообразным сочетанием рудных элементов группы накопления – это Mo, Ba, Cu, V. По сравнению с кларками для карбонатных пород повышены содержания Be, Sn и Ba.

В геохимическом отношении наиболее индивидуальны терригенно-углеродистые отложения кимканской толщи, специализированные на V, Au, Bi, Sn, Mo, Cr. При сравнении с кларками для метаморфических пород спектр элементов группы накопления расширяется за счет Se, As, Li и Pb, причем аномально высокие значения (более 5) кларков концентрации Se, As, а также Mo, Bi, Sn указывают на формирование геохимического облика кимканской толщи при активном участии процессов эпигенеза. Более вероятна сингенетическая природа повышенных концентраций Au, прежде всего за счет обогащенности этим элементом углеродистых сланцев, повсеместно геохимически специализированных на Au [1, 9 и др.]. Обогащенность золотом (до 11.1 мг/т) углеродистых пород союзненской свиты, неоднократно менявшей свое стратиграфическое положение в рамках хинганской серии, ранее была установлена В.А. Злобиным и В.С. Пархоменко [4].

Мезозойские осадочные образования не имеют ярких геохимических черт. Следует отметить лишь повышенные (9–38 мг/т) содержания золота в золе каменных уг-

лей Лондоковского месторождения, входящего в состав каменушинской свиты раннего мела [6].

Палеозойские интрузивные образования. Эту группу пород представляют салочакчинский, амурский, биробиджанский, тырмо-буреинский и харинский магматические комплексы.

Серпентиниты салочакчинского и габбро амурского комплексов сходны по геохимической специализации на Ni и P. Группа накопления рудных элементов в габброидах амурского комплекса расширена за счет Ti, Mn, Co, V, Cr, Sn.

Как уже отмечалось выше, габброиды биробиджанского и тырмо-буренского комплексов по геолого-петрологическим данным идентичны друг другу. В плане геохимической специализации они также сходны: те и другие обогащены Sn, по сравнению с ферром этого рудного элемента для Малого Хингана. Возможно, именно эта особенность палеозойских магматических образований определяет ведущую металлогенетическую специализацию района Малого Хингана на олово. Вместе с тем следует отметить заметную разницу спектра элементов группы накопления для габброидов биробиджанского и тырмо-буреинского комплексов: по сравнению с фермами Малого Хингана тырмо-буреинские габброиды не являются геохимически специализированными геологическими образованиями. Возможно, это объясняется тем, что геологами-съемщиками за габброиды тырмо-буреинского комплекса принимались магнезиальные скарны, которые описывались как гранитизированные габбро или лейкогаббро (!). О правомерности такого вывода свидетельствуют также аномально высокие содержания Ag и повышенные содержания Sn по сравнению с породными кларками этих элементов. Сходны между собой по содержаниям Pb и диориты первых фаз биробиджанского и тырмо-буреинского комплексов.

Гранитоиды вторых фаз биробиджанского и тырмо-буреинского комплексов имеют практически идентичные спектры элементов группы накопления – Sn, Pb, Ba, Ga, что косвенно указывает на принадлежность этих пород к единому (биробиджанскому) интрузивному комплексу.

Таковыми же общими особенностями геохимической специализации характеризуются и лейкограниты биробиджанского, тырмо-буреинского и харинского (!) комплексов: группу накопления составляют Sn, Pb и Bi.

Мезозойские магматические образования. Общей геохимической особенностью магматических образований этого этапа геологического развития Малохинганской площади, как эффузивных, так и субвулканических, является их специализация на Sn. Устойчиво обогащены этим рудным элементом риолиты обманийской свиты. Они же характеризуются повышенными содержаниями Ag.

Плато-базальтам удурчуканской свиты свойственен типичный для основных пород спектр элементов группы накопления – Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn.

Гидротермально-метасоматические образования. Оценки кларков концентрации рудных элементов в гидротермально-метасоматических образованиях района Малого Хингана, сделанные авторами и по ретроспективным данным, значимо различаются как по спектру элементов группы накопления, так и по численным величинам Кк. Эти различия состоят в следующем:

- кварц-полевошпатовые метасоматиты по данным авторов (А) не имеют значимой геохимической специализации, по ретроспективным данным (Р) они специализированы на Pb и Ba;

- скарны и скарноиды: А – Mn, P, V, Cr, Co, Ni, Zn, Sn, P – As, Pb;
- грейзены и грейзеноиды: А – Sn, Ag, Au, P – V, Cu, Zn, As, Mo, Ag, Sn, W, Pb, Bi;
- пропилиты: А – Cr, Mo, Au, P – Cu, Zn, As, Ag, Pb, Bi;
- березиты: А – Au, P – As, Mo, Pb;
- кварцево-жильные образования: А – Cr, Au, P – Ag, W, Bi.

Таким образом, принципиально важное различие в геохимической специализации гидротермально-метасоматических образований района Малого Хингана между авторскими и ретроспективными данными проявляется в заниженной оценке участия золота в процессах эпигенетического рудообразования.

В заключение стоит отметить, что приведенные данные о геохимической специализации позволяют не только геохимически типизировать геологические образования Малого Хингана, но и являются основой для оценки минерагенического потенциала исследуемого района на высоколиквидные полезные ископаемые.

Автор выражает благодарность за ценные советы и рекомендации ведущему научному сотруднику ФГУП «ВСЕГЕИ», к.г.-м.н. Беляеву Г.М. и за помощь в обработке данных инженеру ФГУП «ВСЕГЕИ» Баранову А.И.

Литература:

1. Буряк В.А. Основы минерагении золота. Владивосток: Дальнаука, 2003. 262 с.
2. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия, №7, 1962. С. 555–571.
3. Зверева Е.А. Кларковые содержания золота в породах различных геотектонических провинций. М., ВИЭМС, 1977.
4. Злобин В.А., Пархоменко В.С. Особенности распределения благородных, редких, редкоземельных и радиоактивных элементов в углеродсодержащих и высокоуглеродистых сланцах протерозоя Урала, Сибири и Дальнего Востока. // Ассоциации микроэлементов с органическим веществом в осадочных толщах Сибири: Сб. науч. тр. Новосибирск: ИНГГ СО АН СССР, 1984. С. 134–154.
5. Иванов В.В. О системе приближенных оценок средних содержаний химических элементов в геологических образованиях. Доклады сов. геологов. МГК, XXIII сессия. Проблема 136. Матем. методы в геологии. М., Наука, 1968.
6. Китаев И.В. Золотообразующие и малые элементы углей Дальнего Востока. Владивосток, 1989.
7. Методические рекомендации по составлению легенд к полиэlementным геохимическим картам / Г.М. Беляев, С.Д. Великославинский, Ю.В. Ильинский и др. Л.: ВСЕГЕИ, 1985. 140 с.
8. Минералого-геохимические критерии металлоносности гранитоидов. Л., Недра, 1975. 232 с.
9. Сафронов В.Т. О содержании микроэлементов в основных типах углеродсодержащих пород докембрия. В кн. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 10. М., Наука, 1985.
10. Угаров В.А., Смыслов А.А. Математическая обработка результатов геохимического картирования горных пород. Тр. ВСЕГЕИ, 1968, т. 164.

Ю.П. Юшманов^{1,2}

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ПРИЗНАКИ ПОИСКОВ СКРЫТОГО ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ХИНГАНСКОГО ТИПА В ПРИАМУРЬЕ

¹ ФГБУВ ВПО Приамурский государственный университет им. Шолом-Алейхема, г. Биробиджан² ФГБУН Институт комплексного анализа и региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан

Металлогенический облик Хингано-Олонойского рудного района (ХОРР) в Приамурье определяют промышленные месторождения олова. Геологическая позиция оловоносного района в литосфере определяется приуроченностью к периферии Мая-Селемджинской мегаструктуры центрального типа, предположительно связываемой с мантийным плюмом [5, 6]. В земной коре ХОРР ассоциирует с одноименной вулканоплутонической зоной, расположенной на юго-восточной окраине Буреинского композитного массива. Формирование вулканических структур генетически связано с системой разломов Танлу, которые образуют глобальную северо-восточную зону левосдвиговых дислокаций в области взаимодействия Евразийской и Тихоокеанской плит [7]. Хингано-Олонойская вулканоплутоническая зона представляет собой типичную рифтогенную структуру, состоящую из грабенов и горстов, ограниченных с флангов системой северо-восточных сдвигов (рис.).

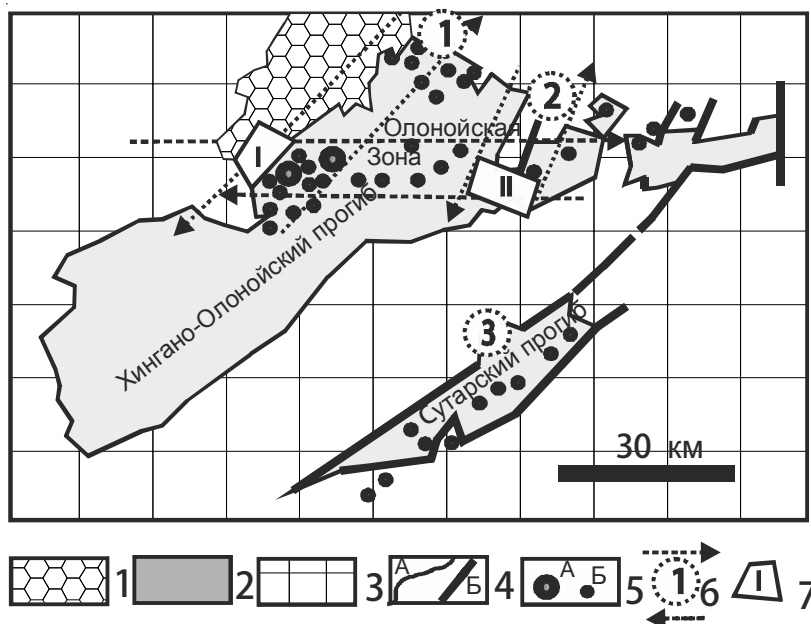


Рис. Тектоническая схема Хингано-Олонойского рудного района с элементами металлогении Верхний структурный этаж (1, 2): 1- неоген-нижнечетвертичные базальты и долериты, 2- ранне-позднемиоценовые вулканогенные породы: риолиты, игнимбриты и туфы, андезиты и андезито-базальты; 3- протерозойские и палеозойские осадочно-метаморфические и магматические образования фундамента Буреинского массива; 4 – геологические (А) и тектонические (Б) границы; 5 – месторождения (А) и рудопроявления (Б) олова; 6 – зоны скалывания с вектором сдвига над скрытыми разломами фундамента: 1- Хинганский, 2- Карадубский, 3- Сутарский; 7 – участки благоприятные для поисков скрытого промышленного оловянного оруденения.

Её протяженность около 100 км при ширине от 30 до 90 км. Одной из главных региональных рудоконтролирующих структур является Хинганский глубинный разлом. Он прослежен на сотни километров по азимуту северо-восток 40-45° от р. Амур к верховьям р. Солокачи и далее в низовья р. Амгунь [2]. Разлом контролирует Хингано-Олонойскую впадину. Вдоль него закартированы максимальные мощности меловых вулканитов риолитового состава, а также излияние неогеновых платобазальтов. Фундамент впадины раздроблен на узкие блоки системой разломов (Салокчанский, Правохинганский, Облученско-Кульдурский, Верхне-Кимканский и др.), субпараллельных Хинганскому сдвигу [4]. Они сопрягаются с широтными скрытыми разломами Олонойской зоны (Кимканский, Верхне-Кимканский). На юго-востоке Сутарский сдвиговый дуплекс контролирует одноименную впадину (глубина 1,0-1,8 км), которая прослеживается на 50 км в верховьях левых притоков р. Сутары по азимуту северо-восток 45°.

В основании прогибов размещаются древние архейские и протерозойские глубоко метаморфизованные породы, залегающие в виде ксенолитов в кровле палеозойских гранитов. Вулканогенные породы, слагающие верхний структурный этаж, несогласно перекрывают породы фундамента. В Хингано-Олонойской впадине максимальная мощность меловых вулканитов 2,5 км. Здесь основание разреза слагают вулканиты среднего состава, венчают – риолиты обманьской свиты. Интрузивные образования главным образом представлены гранит-порфирами (дайки, штоки, силлы) и дайками порфиритов. Общий возрастной интервал формирования субвулканических интрузий определяется в 106-77 млн лет [3]. Промышленная оловянная минерализация связана с магматизмом кислого субщелочного и щелочного составов. Рудные тела контролируют тектонические зоны брекчий или разломы. Форма рудных тел трубообразная или линейная.

Можно предположить, что формирование ХОРР началось в раннем мелу при активизации северо-восточных сдвигов системы Танлу. При этом блоки кристаллического фундамента, ограниченные сдвигами, вовлекались в осдвиговое растяжение по широтным и северо-западным разломам, проникая на различную глубину, раздвиги являлись каналами для внедрения магматического вещества и рудных растворов. В результате интенсивной вулканической деятельности сдвиги были перекрыты вулканогенным материалом. Дальнейшие латеральные смещения блоков фундамента привели к формированию в вулканогенном чехле зон скалывания с кулисно построенным поясами дизъюнктивных дислокаций. Согласно экспериментальным данным [9] и результаты исследований рудных полей Сихотэ-Алиньского вулканоплутонического пояса [1, 8] показали, что развитие сдвиговых зон в покровах вулканитов начинается с серий сколов Риделя, которые располагаются кулисно (эшелонировано), отклоняясь от генерального простирания сдвига. На заключительной стадии развития сдвиговых зон в чехле появляются разрывы параллельные разлому фундамента. Поэтому эшелонированные разрывные структуры (ЭРС) являются индикаторами скрытых разломов фундамента и их выявление помогает диагностировать геодинамическую обстановку в верхних горизонтах земной коры. На рис. видно, что основная масса промышленных месторождений и рудопроявлений олова в вулканитах контролируется широтной и северо-восточными зонами скалывания, где широко проявлены контактово-метасоматические изменения пород. Месторождения олова представлены в основном касситерит-кварцевой формацией. Рудные узлы, как правило, расположены на сопряжении разло-

мов. В Березовско-Хинганском рудном узле располагаются одноименные промышленные месторождения штокверкового и жильного типов, известные. На Хинганском рудном поле оловянная минерализация ассоциирует с экструзией гранит-порфиров, слагающей корневую часть риолитового палеовулкана. Риолиты и гранит-порфиры интродуцируют дайки порфиритов и гранит-порфиров более позднего возраста [3]. Дайки выполняют разрывы растяжения и прослеживаются в субмеридиональном и субширотном направлении через всё месторождение и имеют мощность до 10-20 м. Рудные тела приурочены к тектоническим брекчиям и выделяются по данным опробования на пересечении субмеридиональных и субширотных разломов. В брекчиях штокверковая залежь, представленная трубообразным метасоматическим телом размером в плане 350 X 400 м, включает около 20 рудных «столбов», которые вертикально погружаются на глубину от 300-400 м до 1000-1200 м [4]. Они сложены кварц-хлорит-серицитовыми метасоматитами с прожилками кварц-хлорит-касситеритового, кварц-флюоритового и кварц-сульфидного составов. Основные полезные компоненты руд – олово и фтор. Олово распространено неравномерно. На верхних горизонтах рудника его среднее содержание 0,6-0,7%, на нижних - увеличивается до 0,8-1,3 %.

Березовское рудное поле, расположенное в 8 км к юго-западу от Хинганского месторождения, сложено риолитами и игнимбритами риолитов обманьской свиты. Их прорывают дайки гранит-порфиров. Рудные тела слагают северо-восточную ЭРС протяженностью 1630 м над скрытым Хинганским глубинным разломом. Кулисное расположение жильных тел характеризуется развитием столбообразных рудных залежей. Рудные столбы выделяются в центральной части кулис, где они имеют повышенную мощность (до 12 м) и высокие содержания олова (до 2,55 %). Как правило, по простиранию кулис наблюдается затухание кварцевого, хлорит-серицитового и каолинит-серицитового метасоматоза и концентраций олова. Оловянная минерализация распространяется на глубину свыше 500 м [4].

Карадубский рудный узел расположен на восточном фланге ХОРР на сопряжении широтной Олонойской и близмеридиональной Карадубской сдвиговых зон. В геологическом строении рудного узла участвуют вулканические образования олонойской и карадубской серий, представленных игнимбритами риолитов, риолитами, туфами риолитов и дацитов, андезитов и их лавобрекчиями. С жерлом палеовулкана ассоциирует жильное месторождение Обещающее. Оно сложено эруптивными брекчиями риодацитов, прорывающими лавобрекчии, агломератовые туфы и игнимбритами риолитов. Жерловые фации интродуцируют поздние дайки сиенитовых порфиритов. Таким образом благоприятная геолого-структурная обстановка и наличие на месторождениях Карадубского рудного узла эруптивных брекчий дает основание для прогноза промышленных оловорудных тел штокверкового типа.

Первоочередной структурой для выявления слепых промышленных оловянных залежей хинганского типа является площадь Березовско-Хинганского рудного узла, расположенная на правом берегу верховьев р. Хинган (рис). Здесь на сопряжении Хинганской и Олонойской сдвиговых зон меловые толщи вулканитов кислого состава перекрыты маломощным (100-150 м) покровом неогеновых базальтов. Поисковыми работами в долинах правых притоков в верховьях р. Хинган выявлены гидрохимические и вторичные геохимические ореолы рассеяния Sn, Pb, Zn, Ag, Cu. Эти аномалии образуют линейную зону северо-восточного простирания вдоль контакта платобазальтов и риолитов параллельно Хинганскому сдвигу. В верховьях р. Удурчукан под базальтами

установлен шлиховой ореол олова. По данным МОВЗ [4], здесь на глубине 1 км предполагается наличие штокверковых оловоносных структур хинганского типа.

Таким образом, трудно предположить, что возможности новых открытий в Хингано-Олонойском рудном районе уже исчерпаны, но несомненно, что период легко открываемых и доступных выходов оловянных руд уже пройден.

Литература

1. Врублевский А.А., Сорокин Б.К., Уткин В.П. и др. О соотношении дислокаций Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса и его складчатого основания // ДАН СССР. 1977. Т.233. № 4. С.894-897.
2. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. Масштаб 1:500 000. Объясн. Зап./Мартынюк М.В., Васькин А.Ф., Вольский А.С. и др. Хабаровск: Дальгеология, 1983. 113 с.
3. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 298 с.
4. Копылов М.И., Плотников Ю.Е., Родионов С.М., Романовский Н.П. Хингано-Олонойский оловорудный район: геолого-геофизические характеристики, рудоносность, проблемы развития сырьевой базы. Владивосток; Хабаровск: ДВО РАН, 2004. 252 с.
5. Малышев Ю.Ф., Горшко М.В., Родионов С.М., Романовский Н.П. Глубинное строение и перспектива поисков крупных и сверхкрупных рудных месторождений на Дальнем Востоке / Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. Ред. Д.В. Рундквист. М.: ИГЕМ РАН. 2004. С. 423-430.
6. Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П. Реология и металлогения Мая-Селемджинского плюма // Докл. РАН. 2011. Т. 440. № 2. С. 207-212.
7. Уткин В.П. Тан-Лу – Сихотэ-Алинский структурный парагенез. // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии. VII Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН. С. 141-144.
8. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
9. Riedel W. Zur mechanik geologischer Brucherscheinungen // *Gent. Miner., Geol. and Paleontol.* В. 1929. Vol. 1. P. 78-97

K. Sato¹, Y. Hirahara¹, R. Senda¹, H. Kumagai¹, H. Tamura², K. Suzuki¹,
S.V. Rasskazov² and V. S. Prikhdko³

GEOCHEMISTRY OF MESOZOIC TO CENOZOIC MEIMECHITE ROCKS OF FROM
SIKHOTE ALIN AND CENTRAL JAPAN - PRELIMINARY ISOTOPIC RESULTS AND
RADIOMETRIC AGE

¹IFREE, JAMSTEC

²Inst. Earth's Crust, Irkutsk, Russia

³Inst. Geology and Tectonics, Khabarovsk, Russia

In the eastern margin of Asia, there are two old subduction zones striking north to south. Jurassic accretionary complexes are widely developed in Japan (Tamba, Mino, Ashio, Chichibu, north Kitakami, and south Hokkaido zones), from Russian Primorye to Khabarovsk (Sikhote Alin), and northeastern China (Nadanhada zone) (Fig. 1).

They were also accompanied with accretionary prisms that are dated as Jurassic - Early Cretaceous, Early Cretaceous - Late Cretaceous and Cenozoic. These accretionary prisms are composed of ophiolite and greenstone, which were intruded ultra-mafic volcanic dyke, alkali basalt and picritic basalt [2]. Within these volcanic rocks, mafic volcanics containing high MgO (>18.0%) is named as "meimechite". Although such MgO content is higher than those of picritic basalts, meimechite contains less total alkalic component than those of a typical alkaline rock. In total, the major elements of meimechite are similar to Archean komatiites. To resolve the magma source of meimechite is important on geochemical evolution of deep Earth interior because some secular variation of komatiite source between MORB and OIB are inferred. In this context, it may be good help to consider tectonic conditions when meimechite forms. It is possibly associate with collision and/or subduction of the buoyant lava plateau, which may have caused uplift of the fore-arc ophiolite body.

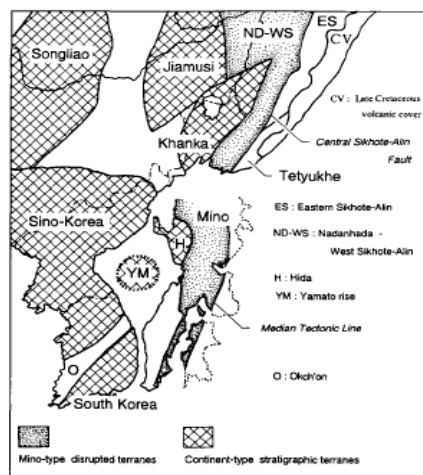


Fig. 1. Terrane map of the northeastern part of the Asian continent showing the paleogeographic relationship of the Japanese Islands and the Asian continent prior to opening of the Sea of Japan (modified from 1).

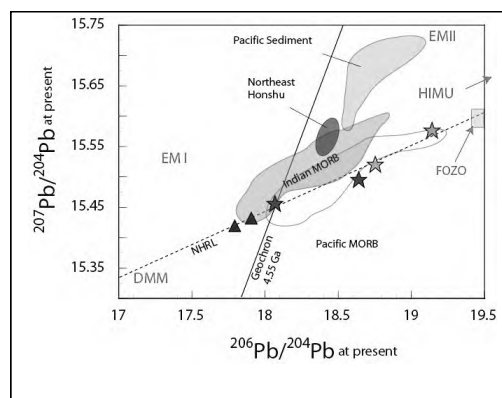


Fig. 2. The $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (at present) of isotope ratios are shown, which associated with mantle source signature.

In this study, we obtained some preliminary data of Cretaceous-Neogene ultramafic rock sampled from Sikhote Alin of Far East Russia, Mineoka and Setogawa areas of Eastern Japan; the measured specimens are considered as meimechite. Their isotope compositions mostly indicated that the source materials of the samples were similar to FOZO and/or Indian MORB composition although Pb isotopic composition was significantly lower than that of typical HIMU source; it might be originated fertile mantle source. The Os isotopic composition was as high as picrite, komatiite and peridotite. The abundance of noble gases are similar to MORB glasses, however, clear fissiogenic contribution similar to mantle diamond on Kr and Xe isotope ratio was found. These signatures seem to be related to deep origin of their magma source. We will merge these isotope data to consider their tectonic conditions at their formation and their magma source; it may consistent with the uplift of the forearc ophiolite bodies induced by collision and/or subduction of the lava plateau.

References

1. Mizutani S. and Kojima S.. Mesozoic radiolarian biostratigraphy of Japan and collage tectonics along the eastern continental margin of Asia. 1992.// *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, No.96, P. 3–22.
2. Ishiwatari A. and Ichiyama Y. Alaskan-Type Plutons and Ultramafic Lavas in Far East Russia, Northeast China, and Japan. 2004.// *International Geology Review*, Vol.46. P. 316–331.

ZHOU Yong Heng, DUAN Rui Yan, CHAI Lu, ZHANG Jing**THE MINERAL RESOURCE ASSESSMENT OF BORON IN REGION RIFT EASTERN LIAONING**

Shenyang Center of Geological Survey, Shenyang, 110034, Liaoning, China

China's largest boron resource areas in Eastern Liaoning are world-famous boron resource areas, after decades of mining, recoverable reserves in the areas are dwindling, therefore, to find out the boron resource potential and characteristics of the areas has an important significance.

Based on geological background, the characteristics of the typical deposit, geophysical and geochemical characteristics of boron resource in the areas, integrated information prospecting model of boron resource in Eastern Liaoning areas were established. Statistical units delineation principles and statistical unit boundary determination principle were confirmed, statistical units were delineated, variables and assignments were extracted, the geological model converted to the digital model. Integrated information positioning assessment model of boron resource in Liaodong areas were established by using characteristic analysis, the Q cluster analysis and the quantification theory IV, integrated information quantitative assessment model of boron resource in Liaodong areas were established by using logical information method, parameters estimating method of ore-bearing geological volume (2010, XIAO Ke-yan) and improved geochemical block method (2011, ZHOU Yong-heng). Boron resource in Eastern Liaoning areas were positioning and quantitative forecasted.

1. Typical deposit:

By studying geological background of boron [1], typical deposit characteristics, ore-bearing strata characteristics of boron, the combination-symbiosis- distribution characteristics and mineralization of boron [2], borate deposits in Eastern Liaoning areas are sedex-metamorphogenic deposits. Mineralization model is shown in Figure 1:

2. Integrated information prospecting model:

By mineralization favorable prospecting indications and portfolio analysis, combined with the mineralization model of borate deposit in Eastern Liaoning areas, integrated information prospecting model of boron resource in Eastern Liaoning areas were established.

¹Stratum indications: Paleo-Proterozoic Lieryu formation is stratum indication, Mg-rich carbonate rocks and silicate rocks are rock indication, quality of the mineralization is obviously related to thickness of ore bed.

²Structure indications: Borate deposits and mineralized occurrences are located in ancient dome in the central axis depression of Eastern Liaoning rift, the distribution of boron resource in Eastern Liaoning areas is closely related to fold structures, the collapse part of the fold structure is favorable structural condition for boron occurrence.

³Rock indications: boron resource of Lieryu formation is all located outside of the streak-like granite within 200 m, streak-like granite is rock instruction to find the boron resource of Lieryu formation.

⁴Alteration indications: Biotitization, tremolitization, actinolitization, serpentinitization zones.

⁵Topographical indications: the streak-like granite and Lieryu formation rock have different resistance to weathering, so boron resource is located in the valley on both sides of the ridge.

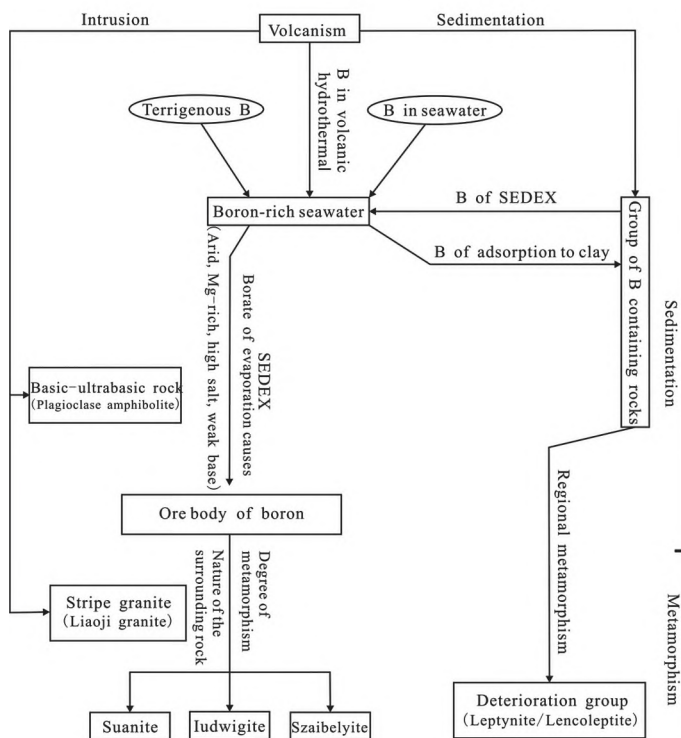


Fig. 1. Mineralization model of borate deposit in Eastern Liaoning areas.

⁶Rock facies-ancient geographical indications: closed-semi-enclosed epicontinental sea and sea basin center facies in Eastern Liaoning rift eugeosyncline facies, especially in each partial depocenter.

⁷Mineralization indications: intensive mineralized occurrences and mineralization, scale deposits outcropping are direct prospecting indications.

⁸Geochemical indications: B, Mg, Fe, Ca, Sn, Y, Co, F are indicator elements to find boron resource. B, Mg combination anomaly, B, Me, Fe combination anomaly are combination anomaly indicators to find boron resource.

⁹Geophysical symbols: The following positions are favorable locations for boron deposits prospecting: lower anomalies besides positive-negative alternating magnetic fields, anomalies in positive-negative alternating magnetic fields, anomalies in banding and face-shaping positive magnetic anomalies, gradient zones or twisted sites besides high-value gravity anomalies, semifloscular herniation sites of gravity anomalies and saddle sites between two high-value anomalies.

¹⁰Associated ore-bearing formation indications: boron-bearing iron ore, boron-bearing iron-copper ore, magnesite, chlysetile asbestos, gypsum, rare-earth-bearing apatite, phlogopite [3] which are closely associated with boron resource are associated ore-bearing formation indications to find boron resource.

3. Model transformation:

On the basis of analyzing relationship between distribution law of deposits and ore-controlling factors, relationship between direct and indirect informations about geophysical-geochemical anomalies of found deposits, relationship between major and secondary ore-

controlling factors of deposits and regional ore prospecting model for boraon deposit, necessary conditions and combination of favorable factors for mineralization are ditermined. On the basis of former works, statistical units, information combination for classfyng statistical units in study area, principle for classfyng boundary of units are determined.

Discribe, analyze and research inner relationship of each geological variable by mean of mathematics in order to realize geological problem digitalization.

4. Location Prediction:

Location study, with boron deposit distribution areas as model unit, infers unknown abnormal units according to similar analogy thinking and gets weight coefficient of different degrees of similarity with different mathematical models to realize a statistical assessment of the known model units and prediction of unknown units. Three methods as application characteristics analysis, clustering methodology and quantification c! [5] are used for a comprehensive statistical assessment of statistical units to complete the location study of target. (as shown in Fig. 4).

5. Quantitative Prediction:

In order to sdudy the distribution and resources characteristics of boron ore in eastern Liaoning province with different research and analysis methods, theoretical basis and depths, three prediction methods as improved geochemical block method (Zhou Yongheng, 2011), logical information method and volume parameter estimation method of ore-bearing geological bodies (Xiao Keyan, 2010) are used.

Geochemical block theory [6, 7] is used to solve the problem of non-metallic mineral resources assessment. For the prediction of boron ore in eastern Liaoning province, geochemical block is improved as follows: partition method of prospective areas is determined according to the contrastive analysis of geochemical blocks at all levels and the known mineralization; screening and location prediction of geochemical block method-based prospective areas are realized with combination of such conceptions as density of boron amount, intensity of anomaly, block structure and prospective area with pedigree chart; quantitative prediction applying material basis-based geochemical block method becomes more realistic by introducing probability of mineralization (enrichment factor). Eventually geochemical block-based resource assessment method forms a prediction system of combining total area prediction, statistical unit division, location prediction and quantitative prediction of unit into one [8]. (prediction results as shown in Fig. 3).

Volume parameter estimation method of ore-bearing geologic bodies not only makes predictions for resources of non-ore units, but also of deep and peripheral area of ore-bearing units. [9] (Fig. 2 suggests type division of ore-bearing geologic bodies).

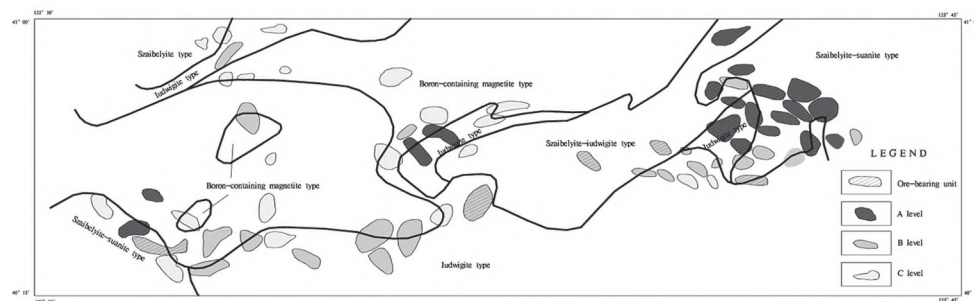


Fig. 2. The type partition of boron deposit in eastern liaoning rift.

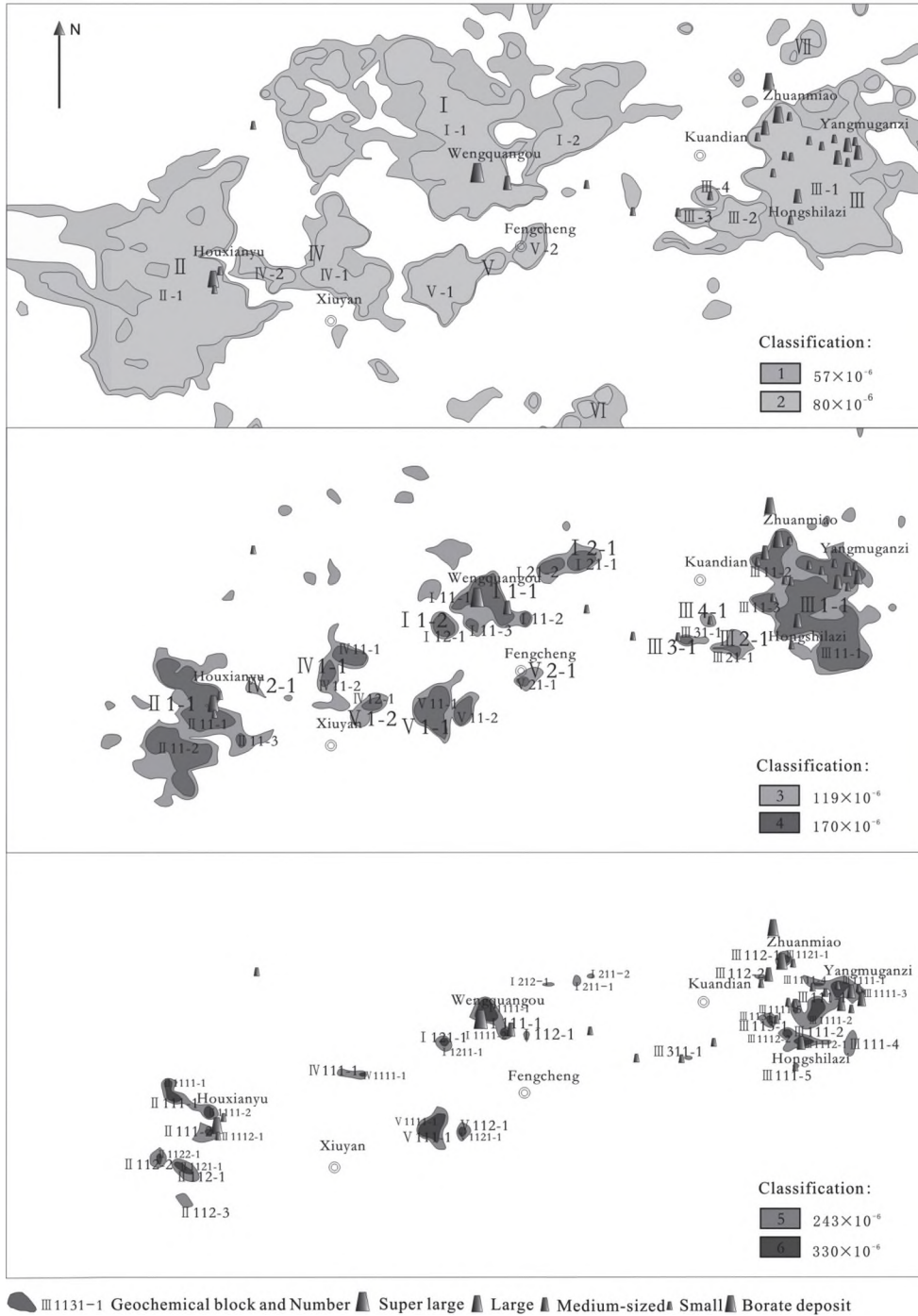


Fig. 3. The internal structure of B geochemical block in Liaodong rift.

6. Prediction results and conclusions:

We evaluated respectively the metallogenic prospects of each prospective area from different perspectives, using different theories and methods through location prediction and quantitative prediction, but some of the results are consistent, while others are different. We aim to find those prospective areas with higher mineralization possibility and meanwhile also hope that the prospective area has a great potential to prospect deposits above scale while evaluating boron ore mineral resources in eastern Liaoning province. Therefore, it is necessary to combine the location prediction results with quantitative prediction results, to set corresponding grading standards for comprehensive grading of prospective areas, thus indicate the direction for further exploration for mineral deposits.

Comprehensive research suggests that the prospective reserves of boron ore in eastern Liaoning province should be about 33,500,000 tons, including three prospective areas approved '++ level, eight prospective areas '+ level.

References

1. Zhang Qiu-sheng. Early crust and deposit in liaodong Peninsula [M]. Beijing: Geological Publishing, 1988, 221-255.
2. Wang Cui-zhi, XIAO Rong-ge, LIU Jing-dang. Ore-Forming Genesis and Model of Eastern Liaoning Borate Deposits [J]. Science (Journal of China University of Geosciences), 2008, 33(6): 813-824.
3. Liu Ting-dong. Evaluation on Cu and Co Mineral Resource Characteristic and Potential of Liaodong Rift [D]. Changchun: University of Jilin, 2008.
4. Wang Shi-chen, CHEN Yong-liang, XIA Li-xian. The theory and method of synthetic information mineral resources prognosis [M]. Beijing: Science Publishing, 2002.
5. Wang Shi-chen, Yang Yi-heng, LI Jing-chao. Qualitative Data Analysis of Mineral Resources Prediction Based on Synthetic Information [M]. Changchun: Jilin University Publishing, 1999.
6. Xie Xue-jing, LIU Da-wen, XIANG Yun-chuan, YANG Guang-sheng. Geochemical blocks-Development of concept and methodology [J]. Chinese Geology, 2002, 29(3): 225-233.
7. Zhou Yong-heng, ZHANG Jing, XU Shan, LI Shou-yi, Assessment of Geochemical Blocks of Boron in Liaodong Rift, Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 2011-9, 41, 112-118.
8. Zhou Yong-heng, ZHANG Jing, XU Shan, LI Shou-yi, The Resource Evaluation to Boron Element in Eastern Liaoning by the Method of Ore Prospecting Probability-Geochemical Block, Earth Science (Journal of China University of Geosciences), 2011-7, 36(7), 747-754.
9. Xiao Ke-yan, YE Tian-zhu, LI Jing-chao, YANG Yi-heng, DING Jian-hua, LOU De-bo. Integrated geo-information modeling reserve estimation method [J]. Geological Bulletin of China, 2010.

РАЗДЕЛ IV

СЕЙСМИЧНОСТЬ, СЕЙСМОЛОГИЯ И НЕОТЕКТОНИКА

Д.Р. Акманова

ВУЛКАНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ОКРАИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА ЗА
ПОСЛЕДНИЕ 12 ТЫС. ЛЕТ

ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Введение

Вулканы, деятельность которых относится к числу важнейших геодинамических процессов, распределены на поверхности Земли неравномерно. Наблюдения за их деятельностью происходили на протяжении всей истории человечества. Но лишь с 1800 г. начали составляться первые каталоги, в которых представлены краткие характеристики отдельных вулканов мира.

Анализ различных каталогов позволил нам создать электронную базу данных, включающую данные о 627 вулканах мира, извергавшихся 6850 раз за ~12 тыс. лет. Из них 4895 извержений произошли в пределах окраины Тихого океана, 1297 извержений в пределах Альпийско-Гималайского пояса, 323 извержения в пределах Срединно-Атлантического хребта, 335 извержений - Африки и Аравийского полуострова, Индийского океана [1].

Особый интерес представляет окраина Тихого океана, которая характеризуется наибольшим развитием современного вулканизма, в ее пределах расположено преобладающее большинство вулканов (85 %) и их извержений, в том числе и катастрофических (95 %).

Полнота электронной базы данных

Анализ составленной нами базы данных показал, что извержения вулканов окраины Тихого океана можно разделить на два периода ($T_1 = 9650-0$ до н.э., $N = 526$; $T_2 = 0-2010$ гг., $N = 4369$), граница между которыми приходится на начало нашей эры. Оказалось, что при усреднении интервала по 250 лет в каталоге в течение T_1 содержатся сведения о 13 извержениях вулканов, в течение второго периода о 458 извержениях [1, 3].

Плотность распределения тихоокеанских вулканов и их извержений в пространстве за периоды T_1 и T_2 представлены на рис. 1 (а, б). Видно, что извержения вулка-

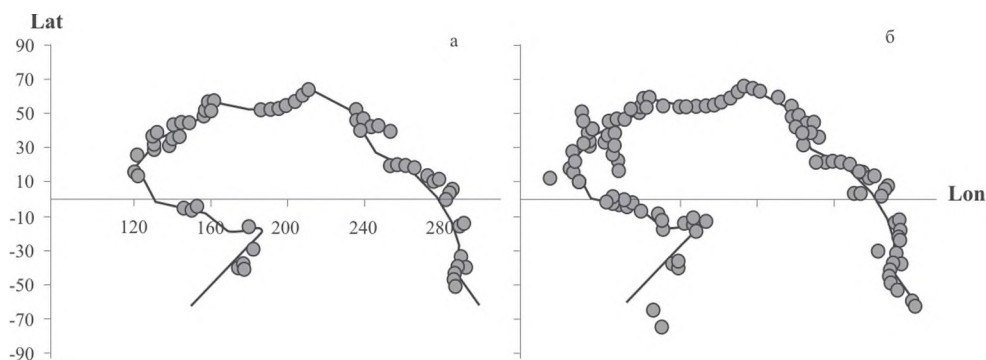


Рис. 1. Пространственное расположение вулканов окраины Тихого океана за интервалы T_1 и T_2

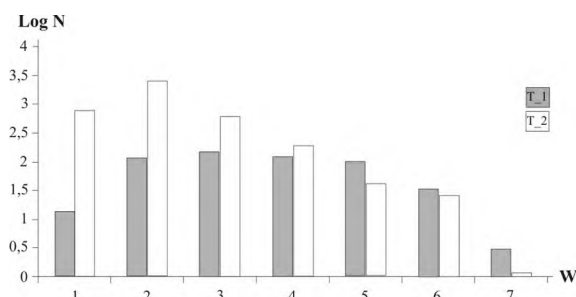


Рис. 2. Числа извержений вулканов окраины Тихого океана за интервалы T_1 и T_2

нов, произошедшие в период с 9650 по 0 г. до н.э. (рис. 1 а), распределены вдоль окраины Тихого океана не равномерно, что свидетельствует, исходя из данных на рис. 2, о пропуске более слабых извержений.

Наличие веками сохранных сообщений о деятельности вулканов, появление новых методов геохронологии позволили ученым расширить сведения о числе извержений, в том числе слабых по силе, в период с 0 по 2010 гг. (рис. 2).

Распределения чисел извержений по величинам W для окраины Тихого океана в течение интервалов T_1 и T_2 показали, что логарифмы чисел извержений укладываются на прямолинейные отрезки, значения углов наклонов оказались равными: -0.29 ± 0.097 и -0.62 ± 0.063 соответственно. Угол наклона, полученный для T_2 оказался близким значениям, полученным ранее на разных масштабных уровнях (мир, регион, отдельно взятый вулкан), что указывает на единый планетарный вулканический процесс [3, 4].

Полученные данные позволяют предположить, что составленная база данных достаточно однородна и представительна лишь за последние 2 тыс. лет.

Миграция извержений вулканов окраины Тихого океана

Исследование пространственно-временных закономерностей распределения извержений вулканов за ~12 тыс. лет в разных энергетических диапазонах $1 \leq W \leq 6$ в пределах окраины Тихого океана показало, что события в цепочках демонстрируют линейную зависимость между временем их возникновения T и координатой вдоль пояса l . Полученный наклон такой линейной зависимости характеризует скорость перемещения «очагов» извержений в пространстве и времени, т.е. скорость миграции вулканической активности. Кроме того, методом наименьших квадратов была определена зависимость между логарифмом скорости миграции вулканических событий LgV и величиной W : $W = (-3.1 \pm 0.6)LgV$ [5, 6].

Исследовалась миграция извержений вулканов за последние 2 тыс. лет. Параметры полученных цепочек представлены в таблице. Видно, что средние продолжительности миграционных цепочек уменьшились примерно в 4 раза, а значения скоростей миграции увеличились почти в 2 раза, это может быть связано с неполнотой данных за интервал T_1 .

Исследовалось влияние, оказываемое изменением начала координат осевых линий на зависимость характера получаемых закономерностей в распределении скоростей миграции извержений вулканов. Следует отметить, что для окраины Тихого океана изменение направления миграции: либо $L_l = 0$ - вулкан Бакл Айленд

Таблица. Параметры цепочек миграции извержений вулканов

	$W=1$	$W=2$	$W=3$	$W=4$	$W=5$	$W=6$
9650 до н.э.–2010 гг.						
p	96	90	54	34	19	12
k	51±16	44±17	25±9	15±5	10±3	5±1.4
ΔT	2719±3191	2739±3134	4069±3542	5067±3118	5633±2490	5533±2387
ΔL	20658±6855	19658±8428	18294±7627	19506±8201	20814±7273	11998±6389
V	61±50	51±42	27±30	9±9.6	12±15	2±0.8
0–2010 гг.						
p	94	87	48	26	12	5
k	46±15	40±15	20±6	11±4	6±2	5±1
ΔT	567±572	599±593	816±660	976±598	914±451	1402±273
ΔL	19694±5814	18905±6290	16364±5923	16387±6168	17480±9609	21191±9204
V	98±60	69±36	47±37	24±15	24±19	11±2

Примечание. p – число выявленных миграционных цепочек; k – среднее число событий в миграционной цепочке; ΔT – средняя продолжительность миграционной цепочки (год); ΔL – средняя протяженность миграционной цепочки (км); V – средняя скорость миграции (км/год).

(Антарктика), $L_2 = 45\,000$ км - вулкан Десепсьон (Южные Шетландские о-ва); либо $L_1 = 0$ - вулкан Десепсьон (Южные Шетландские о-ва), а $L_2 = 45\,000$ км - вулкан Багл Айленд (Антарктика), не приводит к изменению скоростей миграции вулканических извержений [5, 6].

Вывод

Составленная авторами электронная база данных, включающая извержения 627 вулканов мира за последние 12 тыс. лет, позволяет исследовать особенности пространственного, энергетического и пространственно-временного распределения вулканических извержений как всего мира, так и любого отдельно взятого региона.

Наиболее активным регионом планеты, в пределах которого происходит более 80 % извержений является окраина Тихого океана. Проведенный анализ позволяет считать, что каталог извержений вулканов окраины Тихого океана является наиболее полным за период времени от 0 до 2010 гг.

Исследование миграции вулканической активности подтверждает сформулированное нами ранее предположение о волновой природе миграции извержений [1, 2].

Работа выполнена при поддержке грантов ДВО № 12-III-A-08-164 и РФФИ № 12-07-31215 мол_а.

Литература

1. Акманова Д.Р., Викулин А.В. Скорости миграции вулканических извержений и их зависимость от объема выброшенного материала // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии. VII Косыгинские чтения: материалы всероссийской конференции, 12–15 сентября 2011 г. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН. 2011. С. 344–346.
2. Викулин А.В., Акманова Д.Р., Осипова Н.А. Вулканизм как индикатор геодинамических процессов // Литосфера. 2010. № 3. С. 5–11.

3. Викулин А.В., Водинчар Г.М., Гусяков В.К. и др. Миграция сейсмической и вулканической активности в зонах напряженного состояния вещества наиболее геодинамически активных мегаструктур земли // Вестник Камчатского государственного технического университета. Вып. 17. 2011. ПетропавловскКамчатский: КамчатГТУ. С. 5–15.
4. Викулин А.В., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р. и др. Информационно-вычислительная система моделирования сейсмического и вулканического процессов как основа изучения волновых геодинамических явлений // Вычислительные технологии. 2012. Т. 17, № 3. С. 34–54.
5. Vikulin A.V., Akmanova D.R., Vikulina S.A., Dolgaya A.A. Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2012. V. 3, № 1. P. 1–18.
6. Vikulin A.V., Akmanova D.R., Vikulina S.A., Dolgaya A.A. Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // *New Concepts in Global Tectonics*. № 64, September, 2012. P. 94–110.

В.И. Бондаренко¹, В.А. Рашидов²

**ПОДВОДНЫЕ ВУЛКАНЫ И НЕОТЕКТОНИКА ОНЕКОТАНСКОЙ ЗОНЫ
(КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)**

¹Костромской Государственный университет им. Н.А. Некрасова, г. Кострома

²ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Онекотанская зона включает участок Курильской островной дуги, протягивающийся примерно на 100 км от о. Харимкотан до 4-го Курильского пролива, включая о-ва Онекотан и Маканруши. Этот район характеризуется сложным геологическим строением, наличием большого количества наземных и подводных вулканов. Из 8 подводных вулканов, входящих в эту зону, 6 являются плосковершинными, а два – островершинными. В 80-е–90-е годы XX в. Лабораторией подводного вулканизма Института вулканологии ДВО АН СССР в пяти рейсах НИС «Вулканолог» в данном районе было отработано около 2000 погонных км геофизических профилей, по которым выполнены эхолотный промер, непрерывное сейсмоакустическое профилирование и гидромагнитная съемка. Интерпретации результатов этих исследований посвящена настоящая работа.

В рельефе дна района можно выделить несколько батиметрических уровней. Самый верхний уровень представлен приостровным шельфом, располагающимся чаще всего на глубинах от нескольких десятков до 130–150 м (рисунок). К этому же уровню, по-видимому, следует относить и плоские вершины подводных вулканов на глубинах до 200 м. Формирование этих поверхностей выравнивания связано, скорее всего, с понижением уровня моря в позднем плейстоцене (18–12 тыс. лет назад). Понижение уровня моря в позднем плейстоцене составляло 100–120 м. В то же время, внешняя бровка шельфа обычно находится на глубинах около 150 м.

Вершины вулканов 2.7 и 2.8 (номера вулканов приводятся в соответствии с каталогом из монографии [3]) имеют наклоненные к западу плоские вершины с глубинами, соответственно, 140–200 и 180–250 м. Это может указывать на опускание дна моря в этом районе в голоцене. Причем, с удалением от гребня Большой Курильской гряды амплитуда опускания возрастает, достигая 80–130 м в районе вулкана 2.8. Скорость опускания дна в голоцене могла достигать здесь 1 см в год. В то же время, сами острова Онекотан и Харимкотан в позднем плейстоцене и голоцене испытывали устойчивые поднятия [2].

Второй батиметрический уровень представлен уплощенными участками дна на глубинах 200–450 м к юго-востоку от о. Маканруши. Третий уровень представлен уплощенными поверхностями у основания блока Маканруши на глубинах 600–700 м.

Вряд ли формирование плоских участков дна 2-го и 3-го уровней можно связывать с позднеплейстоценовым понижением уровня моря. Вероятно, эти участки находились вблизи уровня моря еще раньше, по крайней мере, не позже середины позднего плейстоцена. Скорее всего, поверхность 3-го батиметрического уровня сформировалась до формирования вулканического массива Маканруши, включая сам остров и окружающие его вулканические постройки (2.3–2.5). С севера к подножию массива Маканруши примыкает вулкан Смирнова. Плоская вершина вулкана располагается на глубинах около 950 м, т.е., ниже 3-го батиметрического уровня. Вулкан Смирнова древнее массива Маканруши. Возраст его предположительно

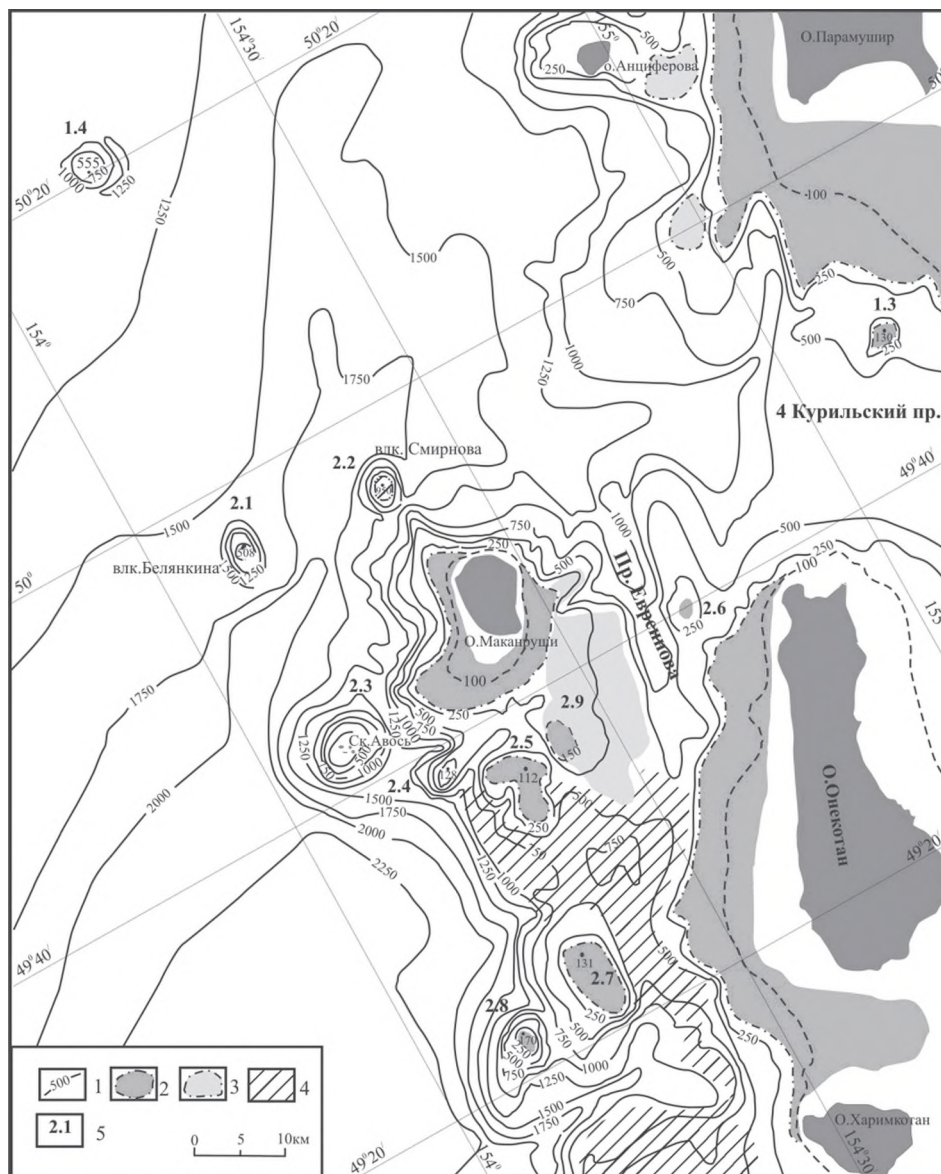


Рис. Батиметрическая схема Онекотанской зоны: 1 – изобаты; 2 – поверхность шельфа и уплощенные вершины вулканов на глубинах 120–180 м (1 уровень); 3, 4 – уплощенные участки поверхности дна на глубинах, соответственно, 200–400 м (2 уровень) и 500–1000 м (3 уровень); 5 – номера подводных вулканов по [3].

плиоценовый, возможно, более 5 млн лет [4]. В антропогене массив Макаруши прошел сложный путь развития. Но общей тенденцией, по-видимому, было погружение массива и надстраивание его сверху за счет вулканической деятельности.

Последний эпизод формирования поверхностей выравнивания относится к позднему плейстоцену, когда сформировалась 120–150-метровая подводная терраса. В

голоцене опускание массива Маканруши было, по-видимому, незначительным. Но в это время продолжалось активное формирование грабена пролива Евреинова. На это, в частности, указывает наклон в сторону грабена подводных террас по обе стороны от грабена. Хотя, заложение грабена, по-видимому, происходило раньше, в плейстоцене. С ним, возможно, связано образование небольшого вулканического конуса 2.6.

Быстрые опускания дна в голоцене происходили, по-видимому, в районе вулканов 2.7 и 2.8, при этом, амплитуда опусканий увеличивается с удалением от о. Онекотан, в то время как сам остров испытывает поднятие [2].

Южная глубоководная часть 4-го Курильского пролива представляет собою крупный грабен, поперечный по отношению к простиранию БКГ. К северному ограничению грабена приурочен небольшой плосковершинный подводный вулкан, по-видимому, доголоценового возраста. Вероятно, возраст грабена также довольно древний. Интересной особенностью дна пролива является отсутствие осадочных отложений и неровный эрозионный рельеф дна. Скорее всего, это является следствием существующих здесь сильных приливно-отливных течений.

Самый нижний батиметрический уровень соответствует дну Курильской котловины. В данном районе котловина резко сужается и представляет собою пологий прогиб северо-восточного простирания. Глубина осевой части этого прогиба постепенно уменьшается от 2400 м – на юго-западе до 1400 м – на северо-востоке. На юго-восточный борт наложена структура блока Маканруши, имеющая в целом прямолинейные очертания субмеридионального и северо-восточного направлений. Несколько выдаются к западу в пределы котловины подводный вулкан 2.8 и скалы Авось. На продолжении линии, соединяющей эти вулканы, располагаются подводный вулкан 2.1 (Белянкина) и вулкан 1.4. Два последних вулкана располагаются уже за пределами осевой части Курильской котловины, на ее северо-западном борту. Возраст их, возможно, позднеплиоценовый или раннеплейстоценовый [1, 4]. Вероятно, этот ряд вулканов маркирует какую-то крупную разломную зону субмеридионального простирания. Далее к югу на продолжении этой зоны (за пределами описанного в данной работе участка) располагаются подводный вулкан 3.2 и вулкан Синарка на о. Шиащкотан.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 12-05-00156-а).

Литература

1. Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Селиверстов Н.И., Шкира В.А. Подводный вулкан к западу от о-ва Парамушир // Вулканология и сейсмология. 1994. № 1. С.13–18
2. Камчатка, Курильские и Командорские острова: история развития рельефа. М.: Наука, 1974. 440 с.
3. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Г.А. Авдейко, А.Ю. Антонов, О.Н. Вольнец и др. М.: Наука, 1992. 528с.
4. Рашидов В.А., Бондаренко В.И. Геофизические исследования подводных вулканов Белянкина и Смирнова (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 1998. № 6. С.107–114.

Н.Ф. Василенко, А.С. Прытков, С.М. Сапрыгин

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ GPS ИССЛЕДОВАНИЯ В ОКРЕСТНОСТИ ЮЖНО-САХАЛИНСКОГО ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА

ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

На Дальнем Востоке России остров Сахалин является единственным регионом, где проявляется грязевой вулканизм. Один из известных и крупных вулканов - Южно-Сахалинский грязевой вулкан - расположен на юге острова в зоне Центрально-Сахалинского взброса-надвига [1]. В 2005 г. в окрестности грязевого вулкана построена локальная сеть из 5 пунктов GPS наблюдений. Измерения сети выполнены в 2005, 2006, 2008 гг. и осенью 2011 г. после достаточно мощного извержения грязевого вулкана (точная дата извержения вулкана в начале 2011 г. неизвестна).

В период, предшествующий извержению, в районе исследований наблюдалось небольшое субширотное горизонтальное сжатие со скоростью 2–4 мм/год и опускание земной поверхности со скоростью до 3 мм/год. В результате извержения в окрестности грязевого вулкана произошли значительные горизонтальные и вертикальные смещения земной поверхности (рис. 1). Они вычислены из разностей координат пунктов 2011 г. и результатов линейной экстраполяции изменения координат в период 2005–2008 гг. на начало 2011 г. Максимальные смещения проявились на западном крыле Центрально-Сахалинского разлома: пункты MV03, MV04 сместились в восточном направлении на 15–33 мм и опустились на 23 мм. Смещения восточного крыла разлома имеют значительно меньшие величины. Только на пункте MV05 опускание составило 15 мм.

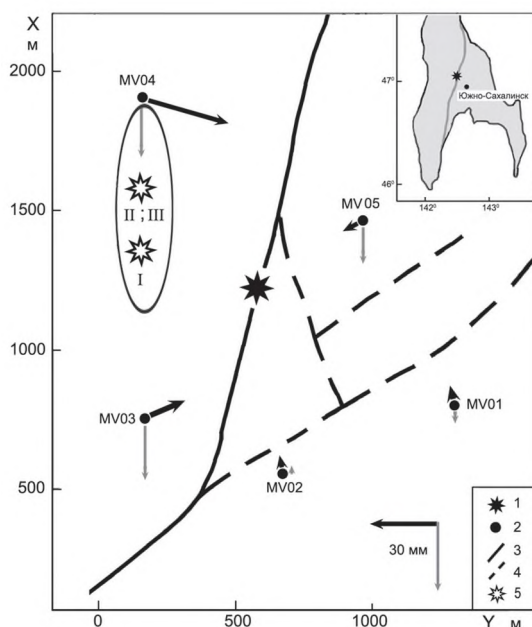


Рис. 1. Смещения земной поверхности в результате извержения Южно-Сахалинского грязевого вулкана в 2011 г. относительно GPS станции Южно-Сахалинск.

1 – грязевой вулкан; 2 – GPS пункт; разрывные нарушения в зоне Центрально-Сахалинского разлома [1]; 3 – главный сместитель; 4 – второстепенные разломы; 5 – модельное расположение источника извержения для решений I-III, представленных в табл.

Эллипсом показана среднеквадратическая ошибка расположения источника из решения III. Среднеквадратические ошибки горизонтальных смещений не превышают 2 мм, вертикальных смещений – 5 мм. На схеме-врезке приведено местоположение грязевого вулкана на юге о. Сахалин.

Процессы, приводящие к извержению грязевых вулканов, в общем виде рассмотрены в работах [2, 3]. Зона разлома, выходящего на дневную поверхность, представляется трещиновато-пористой средой и образует подводящий канал вулкана, через который происходит восходящая фильтрация газа. Подводящий канал перекрывается слоем осадочных толщ водоглинистой брекчии, препятствующим дальнейшему движению газа. В процессе фильтрации газа давление в подводящем канале становится больше геостатического давления вышележащей водоглинистой толщи, что приводит к извержению вулкана. Источником деформаций земной поверхности в окрестностях грязевого вулкана является область сброса давления под перекрывающей водоглинистой толщей (рис. 2).

Смещения земной поверхности в результате извержения вулкана можно смоделировать для конечного сферического источника в однородном упругом полупространстве [4]. В цилиндрической системе координат вертикальные U_z и радиальные горизонтальные U_r компоненты смещений имеют вид:

$$U_z = \frac{3 \Delta V}{4 \pi} \frac{d}{(h^2 + d^2)^{3/2}}; U_r = \frac{3 \Delta V}{4 \pi} \frac{h}{(h^2 + d^2)^{3/2}},$$

где $\Delta V = \pi r^3 \Delta P / \mu$ — изменение объема источника, d — радиальное расстояние, h — глубина и r — радиус источника, ΔP — изменение давления в источнике, μ — модуль упругости среды, вмещающий источник.

Сопоставление модельных и измеренных смещений позволяет решить обратную задачу: определить местоположение источника в пространстве и изменение его объема. Для этого необходимо минимизировать среднеквадратическую разность измеренных и модельных смещений, которая выполнена численными методами поиска минимума функции нескольких переменных:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^N \frac{(y_i - U_i)^2}{\sigma_i^2} \rightarrow \min,$$

где y_i — измеренные, U_i — модельные смещения, σ_i^2 — ошибка измерений, N — число исходных данных.

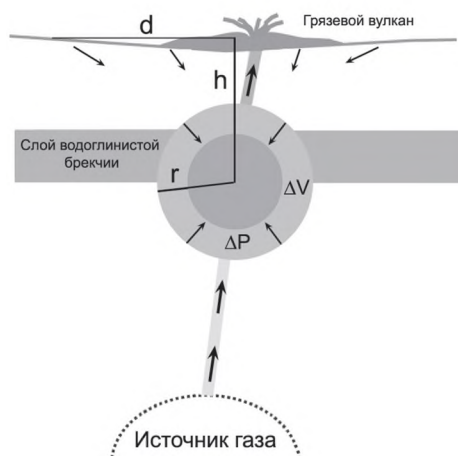


Рис. 2. Схематическая модель источника извержения грязевого вулкана.

Таблица. Модельные параметры источника Южно-Сахалинского грязевого вулкана

Координаты источника и их среднеквадратическая ошибка			ΔV 10^4 м^3		χ^2			
X, м	Y, м	h, м						
I. Решение для вертикальных смещений								
150	+300 -480	1360	+170 -230	450	+680 -220	-8.9	+3.4 -7.0	6.1
II. Решение для радиальных компонент горизонтальных смещений								
150	+90 -80	1600	+220 -420	600	+450 -100	-3.6	+1.5 -1.4	3.2
III. Совместное решение								
150	+120 - 90	1600	+300 -440	700	+500 -120	-5.0	+1.9 -2.0	22.9

На начальном этапе предпринята попытка моделирования источника извержения методом инверсии векторов смещений земной поверхности, изображенных на рис. 1. Однако большие разности измеренных и модельных смещений ($\chi^2 = 333$) не позволили оценить параметры этой модели для доверительного интервала 95 %. Основной вклад в эту величину вносят векторы горизонтальных смещений ($\chi^2 = 312$). Непосредственно извержению вулкана отвечают радиальные (по направлению на модельный источник) составляющие горизонтальных смещений [4]. Моделирование источника извержения на основе их инверсии дает хорошее согласование измеренных и модельных радиальных компонент ($\chi^2 = 3.2$) (табл.). При этом модельные параметры источника, полученные на основе раздельной инверсии вертикальных и горизонтальных радиальных компонент смещений, достаточно хорошо согласуются между собой (решения I и II). В качестве окончательного решения приняты параметры, полученные из совместного моделирования (решение III).

Модельный сферический источник извержения находится к западу от выхода главного сместителя Центрально-Сахалинского разлома на дневную поверхность на расстоянии около 500 м и глубине 700 м, то есть лежит практически в плоскости главного сместителя, который имеет западное падение под углом 60–70° [1].

Объем изверженного на поверхность материала оценен величиной $1 \times 10^4 \text{ м}^3$ с водонасыщением около 5–10 %, тогда как свежесброшенная вулканом водоглинистая брекчия обычно состоит из двух частей сухой породы на одну часть воды. Модельное изменение объема источника составляет $5 \times 10^4 \text{ м}^3$. Следовательно, объем газовой смеси (углекислый газ и метан) в источнике извержения на глубине 700 м составляет около $3.5 \times 10^4 \text{ м}^3$. Этот объем перед извержением, по аналогии с [2], находился под геостатическим давлением более 12.6 МПа. Поэтому объем выброшенной на поверхность газовой смеси превышает $50 \times 10^4 \text{ м}^3$.

Горизонтальные смещения земной поверхности, зафиксированные в результате извержения Южно-Сахалинского грязевого вулкана (рис. 1), являются комбинацией смещений в результате самого извержения, а также сжатия в зоне Центрально-Сахалинского разлома, произошедшего в период извержения или после него. Последнее может быть объяснено только двумя факторами: расположением источ-

ника извержения в западном крыле главного сместителя и преобладающим напряжением субширотного сжатия в недрах юга острова, выявленного комплексом геофизических и геодезических методов [5, 6].

В выполненном моделировании параметры радиус источника r , сброшенное давление ΔP и модуль упругости среды m неразделимы: различные их комбинации могут создавать одинаковые деформации земной поверхности. Это не позволяет определить реальный размер сферического источника. Если модуль упругости среды для обводненных и разрушенных глинистых отложений еще можно оценить величиной 1.4×10^9 Па [7, 8], то неизвестный параметр сброшенного давления имеет достаточно широкий диапазон. С одной стороны его можно оценить величиной аномально высокого пластового давления (6–10 МПа) под глинистыми отложениями в зоне Центрально-Сахалинского глубинного разлома на юге острова [6]. С другой стороны среднее модельное сброшенное давление при грязевулканических извержениях составляет 0.44 МПа [9]. Из приведенных оценок радиус сферического источника извержения Южно-Сахалинского грязевого вулкана в 2011 г. может составлять 130–370 м. Такие размеры свидетельствуют о применимости модели сферического источника, которая ограничена условием $(r/h)^5 \ll 1$ [4]. Для имеющегося количества исходных данных построенная модель наиболее приемлема по сравнению с более сложными моделями другой геометрической формы, которые характеризуются большим количеством параметров.

Работа выполнена при поддержке Совета по грантам Президента РФ, грант МК-4575.2011.5 и Президиума ДВО РАН 13-III-B-08-007.

Литература

1. Мельников О.А., Ершов В.В., Ким Ч.У., Сен Р.С. О динамике грифонной деятельности газово-литокластитовых (грязевых) вулканов и ее связи с естественной сейсмичностью на примере Южно-Сахалинского вулкана (о. Сахалин) // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 5. С. 25–41.
2. Горкун В.Н., Сырык И.М. Опыт расчета глубины залегания и объема выбрасываемого газа при извержении грязевых вулканов на Южном Сахалине // Геология и геофизика. 1967. № 2. С. 30–42.
3. Доманский А.В., Ершов В.В., Левин Б.В. Математическая модель неустановившихся течений геофлюидов при грязевулканических процессах // ДАН. 2009. Т. 424, № 1. С. 107–110.
4. Mogi K. Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them // Bull. Earthquake Res. Inst. 1958. V. 36. P. 99–134.
5. Василенко Н.Ф., Прытков А.С. Моделирование взаимодействия литосферных плит на о. Сахалин по данным GPS наблюдений // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 1. С. 42–48.
6. Сапрыгин С.М. Тектоника плит и сейсмичность в Дальневосточном регионе. Южно-Сахалинск: Сахалинское книжное издательство, 2005 г. 84 с.
7. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 447 с.
8. Теркот Д., Шуберт Д. Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред. Ч. 2. М.: Мир, 1985. 360 с.
9. Fukushima Y., Mori J., Hashimoto M., Kano Y. Subsidence associated with the LUSI mud eruption, East Java, investigated by SAR interferometry // Marine and Petroleum Geology. 2009. V. 26. P. 1740–1750.

Н.К. Гайдай^{1,2}

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГИПОЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В
ЗЕМНОЙ КОРЕ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР СЕЙСМИЧЕСКОГО
ПОЯСА ЧЕРСКОГО**

¹ ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО
РАН, г. Магадан

² Северо-Восточный государственный университет, г. Магадан

Особенности строения земной коры во многом являются определяющим фактором сейсмической активности территории. Комплексное изучение глубинного строения и распределения в земной коре гипоцентров землетрясений позволяет не только исследовать закономерности распределения землетрясений, но и определять районы с повышенной сейсмической опасностью.

Вопросами сейсмологии Северо-Востока России занимались многие исследователи, однако подавляющая часть работ носит качественный характер [1–6]. Существующие на сегодняшний день методики исследования глубинного строения, а также электронные ресурсы позволяют перевести подобные исследования в количественную плоскость, однако такие исследования в настоящее время в основном опираются на результаты сейсмического зондирования, что сильно ограничивает охватываемые исследованиями площади. Работы, использующие другие методы для количественной оценки глубинного строения, являются единичными [7–9].

В данной работе представлены исследования распределения гипоцентров землетрясений в земной коре двух территорий, лежащих в пределах сейсмического пояса Черского. Первая занимает площадь 6 тыс км², большую часть ее представляет Малтано-Ольская вулканическая структура, располагающаяся во внешней зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В строении осадочного чехла участвуют позднеюрские-раннемеловые и меловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения, прорывающие их меловые интрузивные образования, а также покровы меловых эффузивов [10]. Вторая занимает площадь 22.5 тыс км², представляя структуры Аян-Юряхского антиклинория. Территория сложена разнообразными осадочными, осадочно-вулканогенными, вулканогенными, хемогенными, метаморфическими образованиями широкого возрастного диапазона. Преобладают осадочные отложения юрского возраста. Интрузивные образования наблюдаются преимущественно в виде крупных гранитоидных массивов возрастом от позднеюрского до позднемелового [10].

Данные о землетрясениях на исследуемых рассматривались за период с 1968 по 2011 г. [11, 12]. Землетрясения с малым значением энергетического класса могут являться промышленными взрывами, поэтому учитывались только сейсмические события с энергетическим классом $K > 5$. Сейсмическая активность обеих территорий в среднем близка. Для первой плотность землетрясений составляет 9.8 на 1 тыс км², для второй 11.1 на 1 тыс км².

Для части землетрясений имеется информация о глубине их гипоцентра, что позволяет проследить закономерности распределения гипоцентров землетрясений в земной коре.

С помощью методов новой интерпретационной гравиметрии (НИГ) оценено положение в ней квазигоризонтальных границ расслоения. В основе методов НИГ

лежат представления о блоково-слоистой модели земной коры [13, 14]. По аномалиям гравитационного поля выделены блоки в земной коре, к которым проведены интерпретационные профили. Результаты интерпретации позволили получить глубину и рельеф плотностных границ расслоения.

Анализ распределения гипоцентров землетрясений по отношению к рельефу плотностных границ расслоения позволил отметить следующие закономерности, проявляющиеся для обеих площадей:

– положение гипоцентров землетрясений приурочено к границам расслоения, гипоцентры наблюдаются в слое мощностью не более 2.5 км относительно поверхности рельефа границы расслоения. С точки зрения НИГ плотностная граница представляет собой контакт двух разнородных по плотности (а соответственно и по физическим свойствам) блоков, следовательно именно в данной области пространства повышена вероятность высвобождения упругих напряжений;

– подавляющая часть землетрясений зафиксирована в верхней части земной коры (90 % для Малтано-Ольской вулканической структуры и 78 % – для Аян-Юряхской). При этом преимущественно гипоцентры расположены в гранитном слое. Здесь, в отличие от базитового слоя, в силу особенностей физических свойств вещества, происходят хрупкие, а не пластические деформации. Таким образом, пониженная пластичность вещества, слагающего низы осадочного слоя и гранитный слой, является причиной накопления механического напряжения, разрядка которого и приводит к возникновению землетрясения;

– на обеих территориях землетрясения, зафиксированные на глубине свыше 20 км, имеют энергетический класс $K < 9$. Объяснением данного факта является изменение физических свойств вещества при повышенных температуре и давлении, характерных для таких глубин. Вещество переходит в пластичное состояние, что препятствует накоплению, а соответственно и разрядке, большого количества энергии;

– на обеих территориях выделены слои, в пределах которых не наблюдались землетрясения. Наличие таких слоев установлено и для других территорий, они приурочены к глубинам 10–15 км и 20–25 км и имеют преимущественно мощность 4–10 км с тенденцией к возрастанию в областях с повышенной сейсмической активностью [15]. Вероятно, наличие таких волноводов объясняется повышенным тепловым потоком, который в свою очередь, приводит к переходу вещества в более пластичное состояние и, соответственно, препятствует накоплению механической энергии в данной области пространства.

Полученные результаты на количественной основе подтверждают сделанные ранее выводы о закономерностях распределения землетрясений в земной коре.

Работа выполнена в рамках госбюджетной НИР СВКНИИ ДВО РАН (№ госрегистрации 01201254272), инициативной темы НИР СВГУ (№ госрегистрации 01201253471), при частичной финансовой поддержке ФЦП “Научные и научно-педагогические кадры инновационной России” (№ госрегистрации 01201151451).

Литература

1. Вашилов Ю. Я. Сейсмичность и вопросы глубинного строения Северо-Востока СССР // Геофизические исследования структуры и геодинамики земной коры и верхней мантии Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1979. С. 138–157.

2. Имаев В. С., Имаева Л. П., Козьмин Б. М. Сейсмичность, активные разломы и зоны вероятных очагов землетрясений Якутии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной. М., 1995. Вып. 2–3. С. 260–275.
3. Смирнов В.Н. Морфотектоника областей горообразования Северо-Востока Азии: автореф. дисс. д-ра географ. наук. М.: МГУ, 1995. 41 с.
4. Смирнов В. Н. Активные структуры и сейсмичность Охотско-Колымского региона // Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-Западной Тихоокеанской плиты: Материалы международного симпозиума. Южно-Сахалинск, 2002. С. 236–240.
5. Вашилов Ю. Я., Калинина Л. Ю. Исследование связи землетрясений с разломами и глубинной структурой Охотоморско-Колымского региона (по геофизическим данным) // Материалы Всероссийского совещания Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. Магадан, 2003. Т. 1. С. 229–232.
6. Шарафутдинов В.М., Мишин С.В. Сейсмичность Северо-Востока России // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Книга 1. Владивосток, Дальнаука, 2006.
7. Петрищевский А.М. Новый метод оценки жесткости тектонических сред по гравиметрическим данным и его использование при анализе сейсмичности // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе: Материалы Всероссийского совещания и молодежной школы по современной геодинамике – Иркутск, ИЗК СО РАН, 2012. Т. 1. С.53–56.
8. Шарафутдинов В.М., Хасанов И.М. Глубинное строение Кулинского сейсмогенного узла (Верхнее-Колымское нагорье) по геофизическим данным // Вулканология и сейсмология. 2010. №5. С.55–66.
9. Наиболее важные научные результаты ИС РАН г. Бишкек [Электронный ресурс] URL: http://www.gdirc.ru/tu/content_org/scientific/lgmi/sciresults/ (дата обращения 4 октября 2012 г.)
10. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Охотско-Колымского региона. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка в 4-х книгах. Кн. 1. Геологическое описание. Полезные ископаемые, минерагеническое районирование и прогнозная оценка территории// Под ред. Г. М. Сосунова. Магадан: ГП Магадангеология, 1999. 181 с.
11. Шарафутдинов В.М. Разработка и формирование Геоинформационной системы «Сейсмичность Магаданской Области», возможности ее применения// Геоинформатика. 2009. №3. С. 52-56.
12. Шарафутдинов В.М., Малиновский С.Б. Геоинформационная система «Сейсмичность Магаданской области» // Свидетельство о государственной регистрации Федеральной службы по интеллектуальной собственности, патентам и товарным знакам № 2011615022 от 24.06.2011.
13. Вашилов Ю.Я. Новая интерпретационная гравиметрия - вместо и вместе с глубинными сейсмическими исследованиями. Статья 1. Методические основы новой интерпретационной гравиметрии // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2005. №3. С. 2–16.
14. Вашилов Ю.Я., Гайдай Н.К., Сахно О.В. Трехмерная глубинная плотностная модель Паутовского горста и ее геологическая интерпретация (Северо-Восток России) // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 4. С. 22–38.
15. Кузнецов О.Л., Каракин А.В. Концепция трещиноватой структуры и флюидного режима в земной коре. Геоинформатика, №3. 2002.

Т.К. Злобин^{1,2}, А.Ю. Полец^{1,2}

**ПОСТАНОВКА СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ И СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ САХАЛИНО-ЯПОНСКОЙ И КУРИЛО-
КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВНЫХ ДУГ**

¹ФГБУН Институт морской геологии и геофизики, г. Южно-Сахалинск

²Сахалинский государственный университет, г. Южно-Сахалинск

Большое значение для решения кардинальных вопросов геологии и геодинамики имеют исследования островных дуг. Здесь, на границе крупнейших структурных элементов планеты (континентов и океанов) происходят активные тектономагматические и геодинамические процессы в земной коре и мантии Земли, выражающиеся, прежде всего в активной сейсмичности и современном вулканизме [10]. Особое значение работа имеет в свете происшедшего в западной части обрамления Тихого океана 11 марта 2012 года катастрофического цунамигенного землетрясения с магнитудой 9.4 и повлекшее за собой чрезвычайные последствия и многочисленные афтершоки силой 7–8 и менее. Это грандиозное катастрофическое землетрясение привело к гибели более 15 тыс. человек, взрыву реактора атомной станции в провинции Фукусима, затоплению и радиоактивному заражению побережья Японии и др. До этого, в 2006 году, севернее в районе Средних Курил, расположенных также в северо-западной части обрамления Тихого океана произошло два катастрофических землетрясения с магнитудой 8.3 и 8.1 [4].

Настоящая работа является постановочной раздела темы НИР на 2013 г. ИМГиГ ДВО РАН «Изучение сейсмического и геодинамического процессов Сахалинского и Курильского регионов: модели активизации и релаксации, прогноз сейсмической опасности». Согласно ей следует разработать и построить сеймотектоническую модель зоны сочленения Сахалино-Японской и Курило-Камчатской островных дуг.

Для этого необходимо будет проанализировать современную сейсмичность и выполнить сеймотектонические исследования в структурах зоны сочленения дуг. Настоящая работа призвана изложить основные предстоящие задачи. В рамках этого раздела темы предусматривается рассмотреть: геологическое строение, сочленение дуг, геодинамику, сейсмичность, процессы в литосфере и сеймотектонические модели.

Для создания сеймотектонической модели необходимо выполнить ряд этапов исследований. В первую очередь необходимо рассмотреть типы островных дуг, выявить к какому типу относится исследуемая система дуг, геологическое строение исследуемых дуг, их возраст, который позволит с самого начала представить развитие системы, необходимое для создания модели. Затем необходимо рассмотреть типы сочленения дуг и оценить рассматриваемый тип системы. После этого можно перейти к динамике системы, современная стадия которой выражена в сейсмичности установленной инструментальным путем за последний период. Затем при исследовании землетрясений, особенно на основе интерпретации механизмов их очагов можно получить данные о подвижках блоков литосферы в разных структурах зоны сочленения. На основе этого можно проанализировать сеймотектонику, проявившуюся на последнем этапе развития структур и представить сеймотектоническую модель.

Классификаций островных дуг

Существует ряд классификаций островных дуг. Их геологическому и глубинному строению, а также процессам происходящих в них посвящены многочисленные рабо-

ты Р. ван Беммелена, А.Н. Заварицкого, Г.Г. Хесса, В.В. Белоусова, В.Е. Хаина, Г. Буалло и др. Кроме того, островные дуги, расположенные в зоне перехода от Евразийского континента к Тихому океану изучались на российском Дальнем Востоке К.Ф. Сергеевым, С.А. Федотовым, В.И. Федорченко, Р.З. Таракановым, Т.К. Злобиным и др.

Существующие представления о геологической природе островных дуг противоречивы и разнообразны. Известны их различные классификации, основанные на типе и стадиях развития земной коры, структуре, морфологии, магматизме.

Раньше исследователи выделяли дуги первого и второго типа [1], зрелые, молодые, энсиалические и энсиматические [11], приконтинентальные, псевдоконтинентальные, внутрокеанические, псевдоокеанические [8], внешние и внутренние, одиночные, двойные, тройные, кольцевые [7] и т.д. С созданием концепции тектоники плит природа островных дуг объясняется исходя из этой теории, и связывалась с процессами, происходящими в литосферных плитах, прежде всего на их границах (т.е. субдукцией и связанной с ней процессами и явлениями).

Дуги обрамления западной части Тихого океана

В Северо-Западной части Тихоокеанского тектонического пояса расположены Сахалино-Японская (или в дальнейшем – Японо-Сахалинская) и Курило-Камчатская островные дуги. Кроме того, на севере Курило-Камчатская дуга сочленяется с Алеутской островной дугой. В западной части этого пояса расположены островная дуга Рюкю и Филиппинская островная дуга. При этом в обрамлении Филиппинского моря имеют место ряд островных дуг состоящих из крупных звеньев: Идзу-Бонинская, Волкано, Марианская, Яп – Палау. Юго-Западная часть Тихоокеанского тектонического пояса представляет собой зону перехода от Австралийского материка к Тихому океану. Здесь помимо Австралийской платформы и окраинных морей расположены сочленяющиеся глубоководные желоба и островные дуги: Соломоновы, Новые Гибриды, Новая Каледония, Тонга-Кермадек, Новая Зеландия и др. Объектом наших исследований является зона сочленения Японо-Сахалинской и Курило-Камчатской островных дуг [7]. Таким образом, искомой зоной наших исследований являются, соответственно, вышеназванные Японо-Сахалинская и Курило-Камчатская островные дуги и сочленяющиеся с ними одноименные глубоководные желоба, которые расположены в северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса.

Геологическое строение зоны сочленения Японо-Сахалинской и Курило-Камчатской островных дуг

Определяющим для строения островных дуг является возраст фундамента (основания) и тип дуг. В пределах рассматриваемого района выделяется Японо-Сахалинская островная дуга, которая сочленяется с молодой кайнозойской Курило-Камчатской дугой и одноименным глубоководным желобом. В северной части первая вышеназванная дуга соответствует в геологическом отношении Сахалино-Хоккайдской мезо-кайнозойской складчатой геосинклинальной системе. Южнее этих структур расположены японские острова Хонсю, Кюсю и др. [10].

Судя по смежности с Сихотэ-Алинем на севере и северным антиклинорием Китаками в Японии на юге мезо-кайнозойский комплекс западной зоны сложен толщей палеозойских и мезозойских пород испытавших деформации в середине или конце мела [10]. Таким образом, возраст вышеназванного комплекса, залегающего в основании дуги и определяющий в целом возраст этой дуги можно считать как мезо-кайнозойский.

На Хоккайдо советские и японские геологи выделяют фронтальный надвиг в зоне Хидака, представляющий протяженную пластину – аналог океанической коры выведенную вдоль надвига на поверхность [10]. Восточная зона включает Восточный Сахалин и часть о. Хоккайдо – зоны Камуикотан и Хида, что тем более подтверждает мезокайнозойский и еще более древний возраст Японо-Сахалинской дуги.

В то же время Хоккайдо является частью японской островной дуги. Поэтому южнее дуга представлена Японским архипелагом, имеющим развитую континентальную (субконтинентальную) кору и соответствующий вышеназванный возраст изученной и описанной японскими исследователями.

К острову Хоккайдо являющегося северной частью Японской дуги с северо-востока причленяется Курило-Камчатская островная дуга. Здесь уже возраст пород ее основания и, следовательно, дуги относится в основном к кайнозойскому времени, точнее с олигоцен-миоценового возраста, реже эоцена [2]. Это позволило считать, что дуга развивалась на океанической или континентальной земной коре. Поскольку разные части Курило-Камчатской островной дуги развивались на разном основании, то их (эти части) следовало относить в одном случае к энсиалическим, а в другом – к энсиматическим типам дуг [3]. Соответственно, можно в целом оценить возраст исследуемых дуг, последовательность которых в целом определяет их развитие.

Схематически развитие зоны сочленения происходило в три основных этапа. На 1-ом этапе оно происходило на Хоккайдо, затем на 2-ом этапе – на Сахалине и флангах Курило-Камчатской островной дуги, а на 3-ем этапе – на Средних Курилах.

Сочленения дуг и сопряженных с ними глубоководных желобов

Сочленения структур островных дуг и глубоководных желобов в основном имеют дугообразную форму. Однако при этом тип сочленения этих структур может быть различен. Поскольку эти структуры в северо-западной части обрамления Тихого океана являются границами литосферных плит, то с точки зрения тектоники необходимо рассмотреть аналогично сочленения желобов (Ж), океанических хребтов (Х) и трансформных разломов (Р), являющихся границами плит. Они рассмотрены в векторах относительных скоростей подробно в работе [9]. Здесь представлены схема тройного сочленения плит и векторы скоростей движения плит типа Х-Х-Х, различные зоны сочленения трех океанических желобов Ж-Ж-Ж, а также желоба, хребта и трансформного разлома Ж-Х-Р и тройное сочленение типа Ж-Ж-Х.

В случае рассматриваемых нами сочленений сопряженных систем дуга – желоб, т.е. желобов сопряженных с островными дугами северо-запада Тихого океана, а именно – Японо-Сахалинской островной дуги с Курило-Камчатской, то здесь их можно представить как Х-ХЖ-ХЖ аналог по форме типу Ж-Ж-Ж рассмотренного в работе [9]. Здесь имеет место Т-образное сочленение под тупым углом Японо-Сахалинского и Курило-Камчатского желоба и соответствующих дуг.

Сочленение Сахалинской и Японской структур можно рассматривать как продолжение Японской дуги, однако глубоководный желоб со стороны океана расположен только в пределах Японской островной системы.

Геодинамика, сеймотектоника, процессы, модели

Геодинамика, сеймотектоника, процессы, модели взаимосвязаны. Динамика островодужных систем (земной коры и верхней мантии) проявляется, прежде всего, в сейсмичности и вулканизме. При изучении геодинамики большое значение имеет сей-

смотектоника. Для ее исследований необходимо изучение механизмов очагов землетрясений, типы напряженного состояния среды в этих структурах и их элементах во времени и пространстве, тектонические подвижки и их типы, сейсмодислокации [5, 6]. Сейсмичность отражена в каталогах [12–14]. Предусматривается проанализировать за разные периоды по разным каталогам в изучаемом районе островных дуг, что позволит выявить динамику, т.е. проявление сейсмичности во времени.

При изучении динамики большое значение имеет изучение поля упругого напряжения, позволяющего судить о сейсмотектонике (подвижках и сейсмодислокации). Для исследований сейсмотектоники проводятся изучение механизмов очагов. Исследуются их параметры: положение осей главных и промежуточных напряжений, положения нодальных плоскостей, азимутов сжатия и растяжения. Это позволяет установить тип разрывных нарушений в очаговых подвижках. Исследования, выполненные методом катакластического анализа (МКА), разработанного Ю.Л.Ребецким [6] позволяют нам установить особенности тектонического поля напряжений, динамику движения блоков в земной коре и литосфере в районе Южных, а также Средних Курил. Они будут основаны на анализе выполненных и результатах предыдущих исследований.

На основе этого планируется создать модель сейсмотектонических процессов зоны сочленения. При ее разработке будут рассмотрены сейсмотектонические подвижки в блоках литосферы зоны сочленения, динамика сейсмичности зоны и процессы. Для этого они будут рассмотрены в разных структурных частях зоны и разные периоды ее современного развития. Они связаны с процессами в литосфере. При этом будут рассмотрены процессы, изученные нами после Шикотанского, Симуширского и других сильных и катастрофических землетрясениях, а также особенности динамики после извержения вулкана Пик Сарычева др.

Литература

1. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недр, 1982. 150 с.
2. Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Владивосток: Дальнаука, 2008. 297 с.
3. Злобин Т.К. Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 150 с.
4. Злобин Т.К., Левин Б.В., Полец А.Ю. Первые результаты сопоставления катастрофических Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. (M=8.3) и 13 января 2007 г. (M=8.1) и глубинного строения земной коры средних курил // Докл. АН. Т. 420, № 1. 2008. С.111–115
5. Злобин Т.К., Полец А.Ю. Сейсмотектоника, глубинное строение и катастрофические землетрясения. Курило-Охотский регион. LAP LAMBERT Academic Publishing CmbH & Co.KG, Saarbrucken, Germany, 2012. 114 с.
6. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: ИКЦ «Академкнига», 2007. 406 с.
7. Родников А.Г. Островные дуги Западной части Тихого океана (Межведомственный геофизический комитет при Президиуме АН СССР). М.: Наука, 1979. 152 с.
8. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976.
9. Теркот Д., Щуберт Дж. Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. пер. с англ.: в 2-х ч. М.: Мир, 1985. С. 730.
10. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Океаны. Синтез. М.: Недра, 1985. 292 с.
11. Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника: Учебное пособие. М.: Недра, 1985. 326 с.
12. <http://www.fnet.bosai.go.jp> National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention.
13. http://neic.usgs.gov/neic/epic/epic_rect.html National Earthquake Information Center.
14. <http://www.globalcmt.org> Global Centroid Moment Tensor Project.

Т.К.Злобин^{1,2}, А.Ю. Полец^{1,2}, В.В.Ершов^{1,2}

**ПРОЯВЛЕНИЕ ГЕДИНАМИКИ ЮЖНОГО САХАЛИНА И КУРИЛ В
СЕЙСМИЧНОСТИ И ГРЯЗЕВОМ ВУЛКАНИЗМЕ**

¹ФГБУН Институт морской геологии и геофизики, г. Южно-Сахалинск

²Сахалинский государственный университет, г. Южно-Сахалинск

Геодинамика (динамика недр) проявляется, прежде всего, в сейсмичности и вулканизме. При этом в Охотоморском регионе (на южном Сахалине и Курилах) наиболее ярко проявляются геодинамика в виде современных землетрясений и магматических (пирокластических) вулканах на Курилах, а на Сахалине - современный вулканизм проявляется в настоящее время в виде грязевого вулканизма [3]. Поэтому в настоящей работе мы рассмотрели, прежде всего, проявления сейсмичности на Курилах и вулканизма (грязевого) на Сахалине.

Для изучения проявления сейсмичности на Курилах мы исследовали, как принято, проявления землетрясений (сейсмичность) отраженную в каталогах [СФ ГС РАН, Neis, Neid и др.] и тектонические поля напряжений по одной из самых современных методик, разработанных Ю.Л. Ребецким [9], освоенную и примененную нами [8].

Поле тектонических напряжений на Южных и Средних Курилах было изучено на основе использования метода катакластического анализа (МКА). Для изучения динамики на основе изучения механизмов очагов исследованы такие параметры, как положение осей главных и промежуточных напряжений, положение нодальных плоскостей, азимутов сжатия и растяжения. Это позволяет установить тип разрывных нарушений в очаговых подвижках. Установлено, что для большинства рассмотренных механизмов очагов катастрофического Шикотанского землетрясения 4 октября 1994 г. в районе Южных Курилы для глубин 0–30 и 30–60 км плоскости разрыва ориентированы вдоль простирания островной дуги, с пологим углом погружения. Для глубин 60–120 км устойчивой ориентировки азимута простирания и направления падения плоскостей не выявлено. Это связано с разным строением блоков земной коры и верхней мантии, что выражено в структуре и физических неоднородностях (плотностные, скоростные, реологические, температурные, структурные).

Распределение механизмов очагов землетрясений в сейсмофокальной зоне (СФЗ), как в плане, так и по глубине показало, что СФЗ представляет собой глубинную разломную зону со сложным строением [4]. Подвижки в СФЗ на разных глубинах происходят под различными углами, образуя сбросы, взбросы, надвиги и т.д. [6], приводя к субгоризонтальным и субвертикальным смещениям. Вдоль СФЗ концентрируются напряжения и накапливаются сдвиговые деформации, которые определяют закономерности распределения механизмов очагов на различных глубинах, от поверхностных до мантийных.

В результате проведенных нами исследований глубинного строения и сеймотектоники Южных и Средних Курильских островов построены и проанализированы глубинные сейсмические разрезы вдоль и вкост Курильской островной дуги через Средние Курилы и прилегающие акватории, а также глубинный разрез земной коры, проходящий через Южный Сахалин и Южные Курилы [3, 5]. Выделены

тектонические разломные зоны, рассмотрено положение гипоцентров и типы сейсмодислокаций в очагах землетрясений. Установлено, что гипоцентр катастрофического землетрясения 15.11.2006 г. расположен в области внешней (западной) стороны СФЗ на ее перегибе под приостровным склоном желоба, а гипоцентр второго землетрясения 13.01.2007 – в его осевой части. Катастрофические события 15.11.2006 и 03.03.2008 являются следствием одного и того же движения блоков земной коры (тип подвижки в очаге – пологий надвиг) [5].

Установлено, что гипоцентры землетрясений, построенные по сейсмологическим данным, приурочены в основном к разломным зонам, выявленным по сейсмо-разведочным данным. Показано, что исследования структуры земной коры сейсмическими методами (ГСЗ, МОВЗ, МОВ ОГТ) и изучение механизмов очагов землетрясений, произошедших в районе сейсмических исследований, позволили судить о динамике блоков литосферы во времени. Структуры нижнего базальтового слоя коры под Малыми Курилами во внешнем склоне желоба были взброшены и надвинуты. С 1980 по 2007 гг. здесь имели место взбросы и надвиги. Такие дислокации подтверждают наличие в регионе горизонтального сжатия.

Проведенный анализ поля тектонических напряжений методом катакластического анализа механизмов очагов землетрясений перед катастрофическим Шикотанским землетрясением 4 (5) октября 1994 г. и Симуширскими землетрясениями 15.11.2006 и 13.01.2007. и после этих событий [3, 5, 8] показали, что на большей части исследуемой территории значения параметров тензора напряжений имеют стабильный характер. Это выражается в единой ориентации осей главных напряжений, преимущественном типе напряженного состояния (горизонтальное сжатие), в типе тензора напряжений земной коры исследуемой области – чистый сдвиг ($-0.2 < \mu_{\sigma} < 0.2$), в упорядоченной ориентации поддвиговых касательных напряжений в направлении от океанической плиты к континентальной.

Однако в пределах одного и того же района обнаружены отдельные случаи аномально быстрого изменения этих параметров: изменение ориентации осей наблюдается, как с глубиной, так и во времени. В интервале глубин 60–120 км, как в районе Южных, так и Средних Курильских островов отмечены оси максимального дивиагорного сжатия ориентированные не в характерную для них сторону океана, а в сторону континента. Изменение характера поля напряжений в основном наблюдается в зоне сопряжения Японской и Курило-Камчатской сейсмофокальных зон, а также к северо-востоку от острова Симушир, на траверзе о. Шиашкотан. Более всего со временем изменяются значения нормированного эффективного всестороннего давления p^*/t_f . Очаг Шикотанского землетрясения 4(5)10.1994 находился в области наименьших величин относительного эффективного давления. Очаг первого Симуширского землетрясения 15.11.2006 г. также находился в области среднего для Курильской гряды уровня эффективного давления, но вблизи локального участка его повышения. Данный результат соответствует концепции эффективности крупномасштабного хрупкого разрушения в областях не высокого уровня эффективного всестороннего давления [9].

Показано, что механизмы очагов крупнейших для исследуемой территории землетрясений 15.11.2006 г. и 13.01.2007 г. отвечают режиму напряженного состояния, существовавшему здесь до их возникновения. Это особенно важно для второго катастрофического землетрясения 2007 г. на Средних Курилах [6], т.к. пока-

зывает, что область латерального растяжения сформировалась не в процессе первого (2006 г), а задолго до него.

Выполнены оценки усредненного значения внутреннего сцепления горных массивов и уровня напряжений. Эти значения составляют в первом случае $t_f = 1.1$ МПа, а во втором $t_f = 2.1$ МПа.

Для исследуемых сильнейших землетрясений Средних и Южных Курил были осуществлены расчеты и сравнение напряжений, действовавших до и после сильнейших землетрясения. С одной стороны, для этого района характерно наличие обширных областей устойчивого поведения параметров тензора напряжений, а с другой – присутствие локальных участков аномально быстрого изменения этих параметров.

Впервые нами были построены карты разности напряжений, действовавших до и после сильных землетрясений. Были вычислены азимуты простирающихся реализованных плоскостей (СТК) в районе Южных Курил до 4(5).10.1994 и после 1996 г., а также были построены азимуты простирающихся реализованных плоскостей (СТК) в районе Средних Курил.

Вопросам динамики геофлюидов в грязевулканических структурах и ее связи с региональной сейсмичностью посвящено выполненное нами исследование на примере о-ва Сахалин, который является единственным регионом на Дальнем Востоке России, где имеют место грязевые вулканы [7].

По сравнению с вышеназванными проявлениями динамики литосферы в результате изменения тектонического поля напряжений, изученного и названного нами выше, геодинамика земной коры иначе проявилась в деятельности грязевых вулканов Южного Сахалина. В данном случае динамика среды выражается в изменении температурного режима и выявлении тепловых аномалий, как это было установлено нами в грифонах Южно-Сахалинского вулкана после Горнозаводского землетрясения 2006 года [2]. Проявление динамики коры отразилось в дебите, изменении химического и изотопного состава свободных газов и элементном составе водогрязевой смеси в грифонах вышеназванного вулкана после Невельского землетрясения 02.08.2007 г. [2, 3]. Кроме того, нами были получены и изучены массивы данных в условиях различной активности в регионе. Это позволило установить закономерности грифонной деятельности в «фоновом» режиме и выделить возмущения, обусловленные сильными землетрясениями.

Изучение и анализ динамики среды были выполнены нами также путем моделирования и количественного описания влияния свойств геофлюидов и геологической среды на периодичность извержений грязевых вулканов. Установлено, что в каналах грязевых вулканов протекают свои собственные физико-химические процессы, которые характеризуют геодинамику среды.

Кроме того, динамика недр проявляется в периодах активизации грязевых вулканов о-ва Сахалин. Это связывается с прохождением волн миграции напряжений в литосфере, т.е. тектонических волн [1].

Следствием изменения тектонических напряжений в земной коре может считаться видимо сильное извержение Южно-Сахалинского грязевого вулкана в конце декабря 2001 года [3]. Аномалии различных наблюдаемых параметров происходят в силу разных причин – увеличения пластового давления, изменения проницаемости и т.п.

Литература

1. Быков В.Г., Николаевский В.Н. Нелинейные волны в пористых насыщенных средах // Докл. РАН. Т. 328, № 1. 1993. С. 35–38.
2. Ершов В.В., Левин Б.В., Мельников О.А., Доманский А.В. Проявления Невельского и Горнозаводского землетрясений 2006–2007 гг. в динамике грифоновой деятельности Южно-Сахалинского газодолито-класитового (грязевого) вулкана // Докл. РАН. Т. 423, № 4, 2008. С. 533–537.
3. Злобин Т.К., Ершов В.В., Полец А.Ю. Строение земной коры, поле тектонических напряжений и грядевого вулканизм Сахалино-Курильского региона. Южно-Сахалинск: СахГУ, 2012. 176 с.
4. Злобин Т.К., Полец А.Ю., Гуреев Р.Г. Модель строения и формирования Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания. М.: ГЕОС 2007. Т. 1. С. 258–262.
5. Злобин Т.К., Поплавская Л.Н., Полец А.Ю. О возможности реконструкции реальной динамики земной коры (на примере южных районов Сахалина и Курильских островов) // Докл. РАН, Т. 427, № 6. 2009. С. 1–4.
6. Злобин Т.К., Сафонов Д.А., Полец А.Ю. Напряженное состояние и сейсмодислокации в разломах литосферы юга Сахалина и Курил // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия: Материалы Всероссийского совещания, г. Иркутск, 18–21 августа 2009 г. Т. 2. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. С. 90–92.
7. Мельников О.А., Ершов В.В., Ким Ч.У., Сен Р.С. О динамике грифоновой деятельности газодолитокласитовых («грязевых») вулканов и ее связи с естественной сейсмичностью на примере Южно-Сахалинского вулкана (о. Сахалин) // Тихоокеан. геология, Т. 27, № 5. 2008. С. 25–41.
8. Полец А.Ю., Злобин Т.К. Напряженное состояние земной коры и верхней мантии Южных Курил до и после Шикотанского землетрясения 4 (5) октября 1994 года // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз: IV Сахалин. молодеж. науч. школа, Южно-Сахалинск, 2–5 июня 2009 г. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2009. С. 13–15.
9. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. Научное издание М.: ИКЦ Академкнига, 2007. 406 с.

В.И. Джурик, С.П. Серебренников, Е.В. Брыжак, А. Н. Шагун

**МЕТОДИКА РАЙОНИРОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ ДЛЯ
СТРОЯЩИХСЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ ОБЪЕКТОВ В ПРЕДЕЛАХ АКТИВНОЙ
ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ТАНЛУ-КУРСКОГО ЛИНЕАМЕНТА**

ФГБУН Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

В статье излагаются результаты комплексных инженерно-сейсмологических изысканий, выполненных по объектам Кимкано-Сутарского ГОКа, расположенного на территории Еврейской автономной области. Приводятся сведения, характеризующие степень сейсмичности района, краткие инженерно-геологические и гидрогеологические результаты и дается оценка сейсмической опасности участков строительства в параметрах сейсмических воздействий для прогнозируемых сильных землетрясений.

Высокий сейсмический потенциал региона в целом и площадки проектируемого строительства обусловлен присутствием здесь высоко активной тектонической структуры – Танлу-Курский линейament, представленной как система крупных глубинных разломов. Структура протяженностью более 3000 км и шириной до 30–40 км объединяет северо-восток Китая и юг российского Дальнего Востока.

Разлом изучен в процессе геологических и геофизических исследований на территории КНР [2, 4]. Структура имеет сложное строение и состоит из четырех практически субпараллельных тектонических зон. Внутренние сегменты ограничивают основное горстовое поднятие, внешние – прилегающие к высокогорным областям пониженные части рельефа (грабены). Разлом пересекает границу РФ в районе г. Биробиджан и является высоко активной в сейсмическом плане зоной. Наиболее сильные сейсмические события (магнитуда до 8.5, интенсивность сейсмических сотрясений до 12 баллов) расположены в южном фрагменте разлома (территория КНР), в центральном участке структуры (КНР, РФ) отмечены землетрясения с магнитудой до 5.6. Северная часть разлома также относится к областям с повышенной сейсмической активностью. Сейсмические сотрясения здесь оцениваются в 6–8 баллов. Наиболее изучено Баджальское землетрясение (29.08.1970 г., $M = 5.5$). Основные параметры сейсмических событий региона, произошедших в инструментальный период наблюдения, имеют следующие показатели: глубина очага – 20–30 (до 40 км), механизм очага – взбросо-сдвиг, наиболее сильные землетрясения (в радиусе 0–100 км) имеют следующие параметры: магнитуда (M) 5.4–5.8; энергетический класс (K) – 14.

Сейсмическая активность практически на всем протяжении разлома предопределила выделение линейной зоны возникновения очагов землетрясений (ВОЗ) с магнитудой 7.5. Данная зона послужила основой построения карты общего сейсмического районирования Российской Федерации. В пределах исследуемой площади данной зоне соответствует магнитуда 7.0 ± 0.2 .

Для исследуемой территории, учитывая проведенный краткий анализ сейсмической обстановки территории строительства, принимается следующий уровень сейсмической опасности [СНиП II-7-81*, М.: 2011]: карта А – 8 баллов, карта Б – 8 баллов, карта С – 9 баллов. Нами в дальнейшем исходная сейсмичность принимается по карте А – 8 баллов.

В методическом плане, в настоящее время при оценке максимальных сейсмических воздействий намечается некоторый эмпирический подход, основанный на изучении наиболее распространенных типов грунтов в регионах подлежащих ДСР и СМР и изучение спектров и спектральных характеристик колебаний этих грунтов при слабых, и умеренной силы землетрясений. Не отрицая в целом полезность такого набора данных, необходимо признать, что он не полностью отвечает решению поставленной задачи, поскольку разработка достоверной методики СМР сдерживается недостатком экспериментальных данных о параметрах нелинейных деформаций грунтов, слабой изученности волновых полей в эпицентральных зонах и полей относительно сильных транзитных землетрясений. Предлагаемая нами методика районирования касается отмеченных выше направлений и основана на использовании комплекса инструментальных методов сейсмического микрорайонирования, параметрического задания исходной сейсмической опасности сильных землетрясений и реализация теоретических расчетов.

Такой подход приводят к возможности оценки сейсмической опасности территории строительства в баллах и в максимальных ускорениях в соответствии с требованиями нормативных документов по проектированию сейсмостойких сооружений. Но первой из основных задач, в этом случае, является задание исходных сигналов для вероятных сильных землетрясений, которые нами формировались для различных компонент на основе количественных геолого-геофизических и сейсмологических данных и, в том числе, с учетом известных методик и подходов [1, 3]. В итоге акселерограммы, сформированные нами для трех компонент (NS, EW и Z), отвечают параметрам очагов, как близких так и относительно далеких сильных землетрясений, соответствующих исходной сейсмичности района.

Следующим этапом предлагаемого методического подхода являлось районирование сейсмической опасности исследуемых территорий в баллах по данным экспериментальных методов сейсмического микрорайонирования (сейсмических жесткостей и микросейсм) [3] и по максимальным ускорениям для трех компонент на случай сильных землетрясений. Для реализации расчетных методов были построены вероятные сейсмические модели, характеризующие все многообразие грунтовых условий районированной территории (распределения с глубиной скоростей продольных и поперечных волн, объемной массы и декрементов затухания).

Расчеты проведены с помощью метода тонкослоистых сред [3], при использовании экспериментальных частотных характеристик и методических подходов, изложенных в работах [1, 3]. Угол подхода сейсмического луча на границе полупространства принят близким к 30° от вертикали, как наиболее вероятный для сильных землетрясений из выделенных основных зон ВОЗ (см. выше).

Основные результаты, выбранной и реализованной методики районирования сейсмических воздействий, нами представляются в наглядной форме на двух рисунках. Это синтезированной исходной акселерограммы и примеров расчетных характеристик для средних и «худших» в сейсмическом отношении грунтов (рис. 1 А, Б) и карты-схемы сейсмического микрорайонирования в параметрах основных сейсмических воздействий (рис. 2).

В результате использования комплекса экспериментальных и расчетных методов, для построения карты сейсмического микрорайонирования ГОКа нами были получены все необходимые сведения и в достаточном объеме. Основой построения

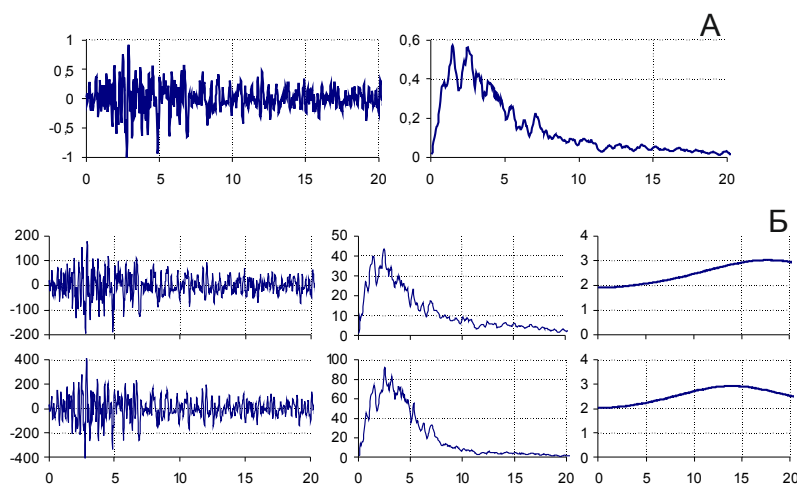


Рис. 1. Примеры расчетных характеристик. А – нормированная исходная акселерограмма и ее амплитудный спектр (EW); Б – расчетная акселерограмма, ее амплитудный спектр и частотная характеристика для средних грунтов (сверху) и для прогнозируемого состояния рыхлых водонасыщенных грунтов (снизу).

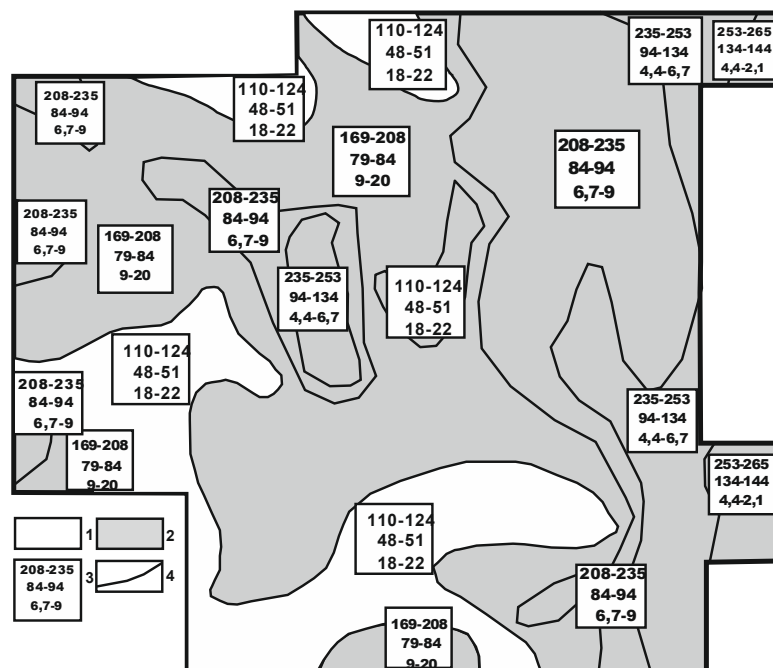


Рис. 2. Карта-схема СМР территории строительства ГОКа.

1 – 7 балльная зона; 2 – 8 балльная зона; 3 – верхнее значение – максимальные ускорения (см/с²) для компоненты (EW), среднее значение – максимальные ускорения (см/с²) для компоненты (Z), нижнее значение – резонансные частоты рыхлого слоя (Гц); 4 – границы участков с различными значениями сейсмических воздействий.

карты сейсмического микрорайонирования служили инженерно-геологическая карта и карта мощности рыхлых отложений. Районируемая территория разделяется на две зоны с сейсмической опасностью 7 и 8 баллов. Ускорение колебаний поверхности грунтов на случай сильных землетрясений, на площадке меняется для горизонтальной компоненты (NS) от 110 до 265 см/с², для вертикальной (Z) от 48 до 144 см/с² (см. рис. 2).

Сейсмическая опасность дамбы для естественного состояния грунтов оценивается по инструментальным методам однозначно в 8 баллов, максимальные ускорения для вероятных сильных землетрясений могут меняться от 158 до 196 см/с² – NS и от 77 до 98 см/с² – Z, резонансные частоты больше 17 Гц. В то же время проведен прогноз изменения сейсмической опасности основания дамбы, связанный с вероятностью деградации мерзлоты в результате строительства и с тем, что при заполнении хвостохранилища грунты в основании дамбы по всей ее длине перейдут в водонасыщенное состояние.

В результате, на случай первичного заполнения дамбы хвостохранилища, деградации мерзлоты и поднятия УГВ до отметки ее заполнения, получены следующие параметры сейсмических воздействий. Приращения балльности по отношению к «эталону» по методу сейсмических жесткостей меняется от 1.2 до 2.17 баллов. В итоге сейсмическая опасность в баллах будет меняться от 8.22 до 9.17 баллов, а сам участок строительства дамбы разделяется на 8 и 9 баллов. Максимальные значения ускорений для горизонтальной компоненты для сильных землетрясений могут меняться от 187 до 424 см/с², для вертикальной лежат в интервале 81–205 см/с², резонансная частота верхнего слоя меняется от 13.4 до 20 и более Гц. Основные максимумы спектров ускорений приходятся на частоты 2.49 и 2.54 Гц, а их максимальные значения находятся в интервалах 43.5–92 и 18.7–46.0 см/с – соответственно для компонент NS и Z.

Таким образом, реализованная на примере исследуемых участков строительства ГОКа методика комплексной оценки их инженерно-сейсмологических условий обеспечивает получение, на современном уровне проектирования сейсмостойких сооружений, набора основных параметров сейсмических воздействий для участков, расположенных в сложных сеймотектонических и мерзлотных условиях, как для естественного состояния грунтов, так и в случае деградации мерзлоты.

Литература

1. Джурик В.И., Серебренников С.П., Брыжак Е.В. Методика формирования исходного сейсмического сигнала с целью районирования сейсмической опасности городских агломераций (на примере г. Иркутска) // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». 2012. Т. 5, № 2. С. 96–110.
2. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран. М.: М-6 1:2 500 000 Мингео, 1980.
3. Оценка влияния грунтовых условий на сейсмическую опасность. //Методическое руководство по сейсмическому микрорайонированию М.: Наука, 1988. 300 с.
4. Lu Yuafu, Yu Hongnian, Ding Yuwen, Gingleong et al. Changing stress field in the middle segment of the Tanlu fault zone, eastern China. Tectonophysics. 1983. V. 93, № 3/4. P. 253–270.

А.А. Долгая, А.В. Викулин

**ВОЛНЫ МИГРАЦИИ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ВЕРХНЕЙ
МАНТИИ**

ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

По данным многолетних наблюдений за сейсмической активностью планеты известно, что гипоцентры более 75 % всех землетрясений расположены на глубинах до 70 км, то есть лежат в пределах земной коры. Изучению механизмов процессов, происходящих в очагах таких землетрясений, и объяснению причин их возникновения посвящено большое количество работ, в то время как механизмы формирования очагов глубоких землетрясений остаются во многом неясны.

На протяжении ряда лет авторами проводится исследование пространственно-временных закономерностей распределения очагов землетрясений, для чего составлен электронный сейсмический каталог, в котором содержится информация о землетрясениях, произошедших на планете за последние 4.1 тыс. лет [2]. Закономерности распределения сейсмических событий исследуются на примере трех наиболее сейсмически активных регионов планеты, в пределах которых фиксируется более 90 % всех землетрясений: окраина Тихого океана (ТО), Альпийско-Гималайский пояс (АГ), Срединно-Атлантический хребет.

Исходные данные

В составленном авторами электронном сейсмическом каталоге содержится информация: о 7819 землетрясениях в пределах Тихого океана с магнитудой $6 \leq M \leq 9.5$ и глубинами гипоцентра $0 \leq h \leq 690$ км; о 1540 событиях в пределах Альпийско-Гималайского пояса с магнитудой $6 \leq M \leq 8.3$ и глубинами гипоцентра $0 \leq h \leq 720$ км; о 1042 событиях Срединно-Атлантического хребта с магнитудами $5.5 \leq M \leq 7.6$ и глубинами гипоцентра $0 \leq h \leq 308$ км. Для каждого региона были построены графики повторяемости, коэффициенты наклона которых оказались равными -0.9, -0.7 и -1.2 соответственно.

Исследование распределения очагов землетрясений по глубинам показало, что более 80 % всех событий, содержащихся в каталоге, имеют глубину до 100 км. С учетом погрешностей в определении параметров гипоцентров такие события можно отнести к группе коровых землетрясений. При этом распределение таких землетрясений в пределах коры для всех изучаемых регионов является неоднородным и имеет локальные максимумы на глубинах 10 и 40 км.

Методика исследования

Изучение явления миграции, то есть закономерного распределения очагов землетрясений в пространстве и времени в пределах трех названных регионов проводится в соответствии с методикой, описанной в [2]. Метод заключается в следующем: в рассматриваемой совокупности сейсмических событий с магнитудой больше заданного минимального значения M_0 выявляются закономерным образом возникающие в пространстве и времени последовательности событий – цепочки миграции очагов землетрясений. Для определения пространственных параметров событий в цепочках для каждого исследуемого региона формируется линия, проходящая по стыкам тектонических плит или местам наибольшего скопления эпицент-

ров землетрясений. Затем для каждого события вычисляется его координата («расстояние») вдоль этой линии, которая затем используется при формировании цепочек вместо географических координат этого события.

Каждая выявленная таким образом миграционная цепочка характеризуется продолжительностью, протяженностью и скоростью миграции, характеризующей линейную зависимость между датами землетрясений в цепочке и их расстоянием вдоль дуги.

После формирования массива миграционных цепочек проводится их статистическая обработка, в результате которой анализируются зависимости между скоростными V и энергетическими M характеристиками землетрясений. Значение коэффициентов наклонов $LgV(M)$ представляют в данном исследовании наибольший интерес, поскольку позволяют качественно охарактеризовать выявляемые с помощью описанной методики протекающие в исследуемых регионах процессы.

Полученные данные и обсуждение результатов

Ранее авторами было подробно исследовано и описано явление миграции коровых землетрясений [4]. Было показано, что явление миграции очагов землетрясений является статистически значимым, так как в пределах каждого изучаемого региона и магнитудного диапазона выявляется большое число миграционных цепочек. Таким образом, процесс миграции можно считать характерным свойством коровой сейсмической активности Земли.

Анализ полученных данных о миграционных цепочках выявил существование вполне определенных изменений скоростей миграции, величины которых пропорциональны значениям M_0 и W_0 рассматриваемых совокупностей событий. Для каждого региона методом наименьших квадратов определены зависимости между логарифмами скоростей миграции сейсмических событий LgV и магнитудами M :

$$M_{TO} \approx (7.6 \pm 1.0)LgV; \quad M_{AT} \approx (6.7 \pm 0.5)LgV; \quad M_{CAK} \approx (-4.9 \pm 0.2)LgV$$

Важным является тот факт, что выявленные зависимости между скоростными и энергетическими характеристиками сейсмических событий имеют различные наклоны. Для окраины Тихого океана и Альпийско-Гималайского пояса зависимости $M_{TO}(V)$ и $M_{AT}(V)$ имеют «положительные» наклоны, то есть с увеличением магнитуды скорости и миграции увеличиваются, а для Срединно-Атлантического хребта зависимость $M_{CAK}(V)$ имеет отрицательный наклон, то есть при увеличении магнитуды землетрясений скорости их миграции уменьшаются.

По мнению авторов этот факт может быть объяснен следующим образом. В соответствии с представлениями глобальной тектоники окраина Тихого океана и Альпийско-Гималайский пояс являются зонами преимущественно сжатия, в то время как Срединно-Атлантический пояс является зоной преимущественно растяжения. Таким образом, наклоны зависимостей, определяющих взаимосвязь между скоростями миграции очагов землетрясений, оказались «чувствительными» к тектоническим обстановкам в зонах. Такой результат позволяет волновой, по сути, сейсмический миграционный процесс считать отражением единого волнового геодинамического процесса, протекающего в пределах земной коры во всех активных регионах Земли [1].

В рамках дальнейшего исследования авторами было изучено явление миграции очагов землетрясений на различных глубинах, как в пределах земной коры, так и более глубоких событий. Как было сказано выше, в пределах коры гипоцентры землетрясений распределены неравномерно, поэтому закономерности распределе-

Таблица. Значения наклонов зависимостей $LgV(M)$ для очагов землетрясений на различных глубинах

Регион Глубина	Окраина Тихого океана	Альпийско- Гималайский пояс	Срединно- Атлантический хребет
$0 \leq h \leq 20$	6.9 ± 0.3	4.9 ± 0.6	-5.0 ± 0.5
$0 \leq h \leq 50$	7.7 ± 1.5	6.7 ± 1.4	-5.1 ± 0.5
$0 \leq h \leq 70$	7.6 ± 1.3	6.2 ± 0.9	-4.7 ± 0.3
$0 \leq h \leq 100$	7.6 ± 1.0	6.7 ± 0.5	-4.9 ± 0.2
$100 < h \leq 300$	7.7 ± 1.3	7.5 ± 1.5	-
$300 < h \leq 500$	8.5 ± 1.3	-	-
$500 < h \leq 700$	4.2 ± 0.1	-	-
$100 < h \leq 700$	5.7 ± 1.0	5.4 ± 1.4	-

ния сейсмических событий в пространстве и времени исследовались с учетом выявленных максимумов глубин и достаточной статистической представительности выборок.

Явление миграции очагов коровых землетрясений исследовалось на выборках сейсмических событий с глубинами очагов до 20 км, до 50 км и до 70 км. В пределах всех изучаемых регионов на всех указанных глубинах был подтвержден тезис о том, что миграция является характерным свойством сейсмической активности планеты. При этом для всех глубинных разрезов сохранился вполне четкий характер корреляции между скоростями миграции очагов землетрясений и их энергетическими характеристиками (магнитудами).

Важно отметить также, что численные значения наклонов зависимостей $LgV(M)$ с учетом погрешностей их определения оказались близкими к указанным выше аналогичным значениям для миграции очагов землетрясений с глубинами залегания очагов до 100 км (табл.). Полученные данные позволяют заключить, что миграция очагов землетрясений является характерным свойством не только отдельных слоев коры и *земной коры в целом*, но и части верхней мантии.

Изучение пространственно-временных закономерностей распределения очагов землетрясений ниже коры показало, что эти слои Земли в контексте исследования демонстрируют отличное от описанного выше поведение. Прежде всего, очаги глубоких землетрясений распределены вдоль рассматриваемых поясов неравномерно. Так, в пределах Срединно-Атлантического хребта все глубокие землетрясения сосредоточены около Южных Сандвичевых островов. Таким образом, исследование миграции глубоких землетрясений в пределах всего САХ невозможно в силу отсутствия в электронном каталоге достаточного числа данных.

В пределах Альпийско-Гималайского пояса и окраины Тихого океана глубокие землетрясения распределены неравномерно - существуют протяженные области, где таких землетрясений не наблюдается (например, побережье Северной Америки в Тихом океане и часть территории Средней Азии в АГ поясе), однако в целом имеющаяся статистика данных позволила выявить достаточное число миграционных цепочек в различных магнитудных диапазонах.

Очаги глубоких землетрясений распределены по глубинам также неравномерно. Так, в пределах окраины Тихого океана выделяется три максимума на глубинах

150, 400 и 600 км. С учетом погрешностей в определении параметров гипоцентров очагов землетрясений исследовались совокупности событий от 100 до 300 км, от 300 до 500 км и от 500 до 700 км, также явление миграции изучалось для всех землетрясений с глубинами очагов больше 100 км. Во всех перечисленных выборках было выявлено достаточно большое количество цепочек миграции, позволившее выявить зависимости между скоростными и энергетическими характеристиками событий (табл.). Важно отметить, что хоть зависимости и выявляются, их наклоны для разных слоев мантии существенно различны. При этом менее глубокие события (с глубинами до 300 км) имеют наклон, очень близкий к полученному значению для коровой сейсмичности, а для более глубоких событий, эпицентры которых лежат в слоях верхней мантии, значения наклонов $LgV(M)$ с учетом погрешности их определения не пересекаются с «коровыми».

Исследование распределения глубоких землетрясений Альпийско-Гималайского пояса по глубинам показало, что в этом регионе также выделяются локальные максимумы на глубинах 150 и 600 км, однако из-за недостаточного числа событий, попадающих во второй из указанных диапазонов явление миграции исследовалось на только на глубинах от 100 до 300 км и для всех глубоких событий. Для указанных совокупностей событий также было подтверждено явление миграции очагов землетрясений, при этом скоростные характеристики миграционных цепочек также оказались зависимыми от магнитуд событий. Полученные результаты приведены в таблице. Видно, что с учетом погрешностей определения коэффициентов $LgV(M)$ выявленные зависимости для глубоких и коровых землетрясений имеют весьма схожий характер. Аналогичная ситуация наблюдается и для миграции глубоких землетрясений в пределах первого максимума глубин для окраины Тихого океана.

На основании вышесказанного можно заключить, что относительно волновых геодинамических процессов, отражением которых является исследуемое авторами явление миграции очагов землетрясений, земная кора ведет себя достаточно однородно в пределах всей ее мощности, в отличие от слоев мантии. Таким образом, волны миграции очагов землетрясений являются в большей степени характерным свойством именно земной коры и части верхней мантии, нежели более глубоких слоев Земли.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН 12-III-A-08-164, гранта РФФИ 12-07-31215.

Литература

1. Акманова Д.Р., Долгая А.А., Викулин А.В. Миграция сейсмической и вулканической активности как волновые движения земной коры // Геологическая история, возможные механизмы и проблемы формирования впадин с субокеанической и аномально тонкой корой в провинциях с континентальной литосферой. Материалы 45 Тектонического совещания. М.:ГЕОС, 2013. С. 6-9.
2. Викулин А. В., Мелекесцев И. В., Акманова Д. Р. и др. Информационно-вычислительная система моделирования сейсмического и вулканического процессов как основа изучения волновых геодинамических явлений // Вычислительные технологии. 2012. Т. 17. № 3, С 34-54.
3. Vikulin A.V., Akmanova D.R., Vikulina S.A., Dolgaya A.A. Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. V. 3, Issue 1, P. 1-18.
4. Vikulin A.V., Akmanova D.R., Vikulina S.A., Dolgaya A.A. Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // New Concepts in Global Tectonics. 2012. N. 64, P. 94-110.

Л.П. Имаева¹, В.С. Имаев¹, Б.М. Козьмин²

**ДИНАМИКА СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИХ СТРУКТУР АРКТИКО-АЗИАТСКОГО
СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЯСА**

¹ ФГБУН Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

² ФГБУН Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Комплексные геолого-геофизические исследования в XX веке выявили на северо-востоке Азии протяженный Арктико-Азиатский сейсмический пояс (ААСП) [1, 2, 3, 6], геодинамические процессы в котором отражают характер сеймотектонических деформационных преобразований на границах Североамериканской, Тихоокеанской и Евразийской литосферных плит. В структурно-тектоническом плане ААСП подразделяется на ряд сегментов (Лаптевоморский, Хараулахский, Черского: Яно-Индибирский и Индигино-Колымский), в пределах которых развиты характерные структурные парагенезисы, определяющие тип напряженного состояния земной коры [1, 2, 6]. Для выяснения динамики сейсмогенерирующих структур отдельных сегментов ААСП были совместно изучены сейсмологические данные филиалов Геофизической службы РАН и СО РАН и сведения геолого-структурных [1] и морфотектонических [1, 2] изысканий.

Лаптевоморский сегмент Арктической сеймотектонической зоны, включающий акваторию шельфа моря Лаптевых и сопряженные структуры побережья, простирается от полуострова Таймыр на западе до Новосибирских островов на востоке. Здесь сочленяются активизированные структуры Сибирской платформы Северо-Азиатского кратона, а так же Таймырской, Верхояно-Колымской и Новосибирско-Чукотской покровно-складчатых систем. Сейсмичность в акватории Северного Ледовитого океана представлена линейной зоной эпицентров землетрясений, следящейся от трансформного разлома Де-Гира, трассируемого между островами Шпицберген и Гренландия, к устью р. Лены. Пространственно она тяготеет к срединно-океаническому хребту Гаккеля, вытянутому на 1700 км при ширине 80–160 км от Гренландского шельфа к шельфу моря Лаптевых и продолжающему Североатлантический срединно-океанический хребет в бассейн Северного Ледовитого океана. В Арктической зоне с начала XX века отмечено свыше 200 землетрясений с магнитудами 4.5–7.0 [1]. Их возникновение обусловлено спредингом океанического дна, на что указывают параметры фокальных механизмов местных землетрясений [1, 6] и распределение аномалий магнитного поля [1, 4]. Все землетрясения на Лаптевоморском шельфе имеют механизм очага растяжения или трансенсии (растяжение со сдвигом). Глубина их гипоцентров возрастает от материкового склона к югу с 10 до 25 км. Это подтверждает, что режим растяжения в хр. Гаккеля распространяется за пределы его юго-восточного окончания на шельф моря Лаптевых и прибрежные районы континента [1, 4]. Эпицентры землетрясений на шельфе моря Лаптевых оконтуривают два блока: западный (Лено-Таймырский) и восточный (Новосибирских островов), расположенных по обе стороны от границы Евразийской и Североамериканской плит, что объясняет диффузный характер сейсмичности шельфа. На западной границе Лено-Таймырского блока и восточной границе блока Новосибирских островов (шельф Восточно-Сибирского моря) по данным фокальных механизмов существует режим сжатия как реакция на рифтинг, действующий в пределах основной границы плит.

Хараулахский сегмент расположен в северной части Верхоянского складчато-надвигового пояса вдоль контакта Лено-Анабарского краевого шва с восточным флангом Оленекского сектора [1, 3]. Главные напряжения в очагах местных землетрясений действуют в разных азимутах с углами падения от горизонтальных до субвертикальных. Поэтому сейсмический процесс в Хараулахской зоне развивается в условиях как растяжения, так и сжатия. Буорхайнская и соседняя Приморская локальные зоны в пределах данного сегмента находятся под влиянием растяжения, действующего вкрест простирания структур, где подвижки в очагах соответствуют сбросам. Далее к западу по направлению к р. Лене растяжение сменяется сжатием. В очагах местных землетрясений появляются смещения типа сдвигов, сдвиго-сбросов и надвигов. Например, сдвиго-сбросы визуальны обнаружены на местности в области Булуных землетрясений 1927–1928 гг. с $M = 6.6–6.8$. При движении с севера на юг фиксируется другой переход от растяжения (моретрясения в губе Буор-Хая) в сжатие на континенте. Таким образом, в Хараулахском сегменте Верхоянского пояса существует уникальная переходная область изменения поля напряжений растяжения на сжатие, где сочленяются срединно-океанические и континентальные структуры земной коры. На земном шаре существуют лишь несколько подобных областей, таких как район Афарского рифта (Восточная Африка), структуры которого продолжают в срединно-океаническом хребте Индийского океана, и район Северной Калифорнии, где северное окончание Восточно-Тихоокеанского поднятия, через разлом Сан-Андреас, соединяется с системой срединно-океанических хребтов Горда, Хуан де Фука и Эксплорер в Тихом океане.

Яно-Индибирский сегмент сеймотектонической зоны Черского включает фронтальные части Колымо-Омолонского блока и ряд террейнов (Полоусно-Дебинский, Омулёвский, Нагоджинский и др.) различной геодинамической природы, расположенных к северу и северо-западу от среднего течения р. Индибирки. По серии северо-западных сдвигов террейны разобщены на крупные Чемалгинский, Тас-Хаятахский, Селенняхский и другие блоки. Складчато-надвиговая динамика террейнов сформировалась здесь в процессе нескольких этапов деформаций. Рассчитанная по сбалансированным разрезам величина горизонтального укорочения за счет надвиговых перемещений составляет 35–40 % [4]. На северо-западном и юго-восточном флангах сегмента преобладают соответственно право-сдвиговые и лево-сдвиговые наложенные дислокации. Амплитуды горизонтальных перемещений по этим разломам оцениваются в первые десятки километров [3, 4]. В становлении современного рельефа Яно-Индибирского сегмента основную роль играют разломы позднемезозойского времени заложения, активизированные в кайнозое. Наиболее показательна разломная система вдоль осевой части Момского хребта, где выделяются Арга-Тасский и Илин-Тасский дизъюнктивы. В плане южные кулисы разнонаправленной системы Илин-Тасского (левый сдвиг) и Арга-Тасского (правый сдвиг) разломов сопряжены под косым углом примерно в центре Момского хребта, создавая к северо-западу и юго-востоку веерообразные зоны сжатия, представленных широким спектром складчатых деформаций в кайнозойских отложениях Индибир-Зырянского прогиба и Момо-Селенняхских депрессий. Перед фронтальной областью сопряжения закономерно фиксируется зона растяжения, морфологически представленная субширотной долиной среднего течения р. Момы, где отмечены кайнозойский вулкан Балаган-Тас, крупнейшая в мире наледь Улахан-

Тарын и многочисленные минерализированные термальные источники подземных вод [1, 3, 4, 6]. Расположенный южнее разлом Улахан сопровождается полосой эпицентров землетрясений, которая продолжается на левобережье р. Индигирки по трассе Чибгалахского разрывного нарушения, но затем вблизи 140°E – 141°E круто меняет своё прежнее простирание с северо-западного на долготное. При этом, названная полоса эпицентров пересекает почти вкрест простирания Момо-Селенныхские впадины и вдоль западного склона кряжа Андрей-Тас следует к Полоусному хребту, тяготея к Селенныхскому разлому. Следует особо отметить повышенную активность этой зоны, где только в течение 1962–2008 гг. произошло 11 сильных землетрясений с $M = 5.0$ – 6.2 . В итоге, в пределах Яно-Индигирского сегмента в условиях транспрессии (сжатие со сдвигом) возникла определенная динамическая обстановка, инициированная столкновением фронтальных структур Евразийской и Североамериканской плит. При сближении названных плит роль активного индентора выполнял Колымо-Омолонский блок (супертеррейн), находящийся во фронтальной части Североамериканской плиты. Результат такого воздействия проявился в формировании перед фронтом индентора расходящихся северо-западных (правых) и юго-восточных (левых) сдвигов, формирующих на своих окончаниях сейсмогенные взбросы и надвиги, обладающие максимальным сейсмическим потенциалом. Следует отметить, что закономерное развитие разломов противоположной кинематики, расходящихся в разные стороны от индентора, было ранее детально изучено на структурах, возникающих при деформации горизонтального (латерального) выжимания [5]. На участках коллизии литосферных плит, подвергающихся горизонтальному сжатию, материал может выжиматься по латерали вдоль орогенного пояса в места ослабленного сжатия. В результате сгруживания выжатых масс коры формируются раздувы орогенных поясов и поперечные складчатые зоны. Подобная динамическая ситуация наблюдается в Яно-Индигирском сегменте зоны Черского. Недостаток пространства в районе среднего течения р. Индигирка подчеркивается сужением разрывных структур, а к северо-западу и юго-востоку от шейки, разломы расходятся с заметным расширением деформируемой области. Отдельные пластины выдвинуты на север и северо-запад в направлении хребта Полоусный и кряжа Кулар. Их взаимоотношение со структурами субширотной ориентации хребта Полоусного подчеркивается разнонаправленным типом смещения по ограничениям блоков (правые и левые сдвиги) и выявляет тенденцию выдавливания материала. Не исключено, что утонение земной коры, установленное под системой хребтов Черского [1, 6] своим происхождением обязано процессам растяжения, происходящим в результате вертикального выжимания вещества и дальнейшего растаскивания отдельных пластин (блоков) в противоположном направлении друг от друга.

Индигиро-Колымский (Охотский) сегмент представляет северный блок Охотоморской коровой плиты и соответствует одноименному террейну [1, 3, 6]. Он располагается к востоку от Южного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса, от которого отделен Билякчанским разломом северо-восточного простирания. Фундамент Охотского террейна сложен архейскими и раннепротерозойскими кристаллическими сланцами и гнейсами гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Большая часть террейна перекрыта полого залегающими континентальными вулканитами Охотско-Чукотского пояса. Пространственное распределе-

ние сейсмичности позволяет выделить здесь три активные зоны в виде протяженных диффузных полос, приуроченных к зонам разломов, ограничивающих Охотский блок с запада, северо-востока и юга. В первой из них землетрясения концентрируются вдоль Кетандино-Ульбейской системы сдвигов субдолготной ориентации. Фокальные механизмы землетрясений, возникших здесь в 1977, 1984 и 1986 гг., имели восток – северо-восточную ориентацию напряжений сжатия и правосдвиговые смещения в их очагах. Вторая полоса сейсмичности приурочена к Индигино-Колымской системе разломов северо-западного простирания. Большинство крупных местных сейсмических событий в 1974–1992 гг. произошло в зонах влияния разломов: Улахан и Чай-Юреинский, при этом кинематика движений в очагах землетрясений по данным фокальных механизмов соответствовала левым сдвигам, а сжимающие усилия действовали в северо-восточном направлении [1, 3, 6]. Третья – относится к зоне влияния близширотного Челомджа-Ямского левого сдвига с взбросовой компонентой. Механизм землетрясения 2001 г., эпицентр которого отмечен в плоскости сместителя рассматриваемого разрыва, также соответствовал левобокковым перемещениям в его очаге. Восточный фланг этого разлома сечет Ланково-Омолонский правый сдвиг северо-восточного простирания, следящийся, как и Челомджа-Ямский дизъюнктив, параллельно береговой линии Охотского моря. С юга к ним примыкает субширотная Северо-Охотоморская система разломов, развитая в прибрежной части Охотского моря между полуостровами Лисянского и Пьягина. Указанные системы разрывных нарушений отчетливо выделяются в геофизических полях. Наиболее мобильна северо-восточная граница Охотского блока – зона контакта между Североамериканской и Охотоморской плитами и принадлежащая юго-восточному флангу сеймотектонической зоны Черского. Меньший уровень сейсмичности отмечен на западной границе блока в Кетандино-Ульбейской зоне. Повышенная плотность землетрясений фиксируется также на южной границе, где скопление эпицентров землетрясений наблюдается вдоль побережья Охотского моря от г. Охотска до пос. Палана на западном берегу Камчатки и в прибрежной к нему северной части ложа Охотского моря, совпадая по простиранию с древней сейсмофокальной зоной. Все сейсмические события Охотского блока возникают на глубине до 30 км в пределах земной коры [1, 6]. В Индигино-Колымском сегменте преобладает широкое развитие горизонтальных движений в виде крупных сдвиговых систем, где вертикальные подвижки (взбросы, надвиги и сбросы) имеют соподчиненное значение. Наиболее ярко горизонтальные смещения представлены эшелонированной системой левых сдвигов на северо-восточной границе блока. Среди них наиболее активным является разлом Улахан. Южная часть Охотоморской плиты, охватывающая акваторию Охотского моря и представляющая её жесткое ядро, фактически асейсмично. Однако, краевые части этой территории являются зонами высокой тектонической и сейсмической активности (Камчатка, Курилы, Сахалин и др.). Исключение составляет «асейсмическое окно» между Северным Сахалином и Кетандино-Ульбейской зоной в Северном Приохотье, где практически отсутствуют местные землетрясения.

Таким образом, структурная организация главных сейсмогенерирующих зон отдельных сегментов ААСП и динамика очагов сильных землетрясений являются индикаторами типов сеймотектонической деструкции земной коры зон контактного взаимодействия главных литосферных плит (Североамериканской, Тихооке-

анской и Евразийской). Современные сейсмотектонические процессы происходят здесь в обстановке северо-восточного сжатия, возникшей при сближении Тихоокеанской (скорость 8–10 см/год), Северо-американской (~1 см/год) и Евразийской (~0.2 см/год) [1, 3] плит при моделирующем влиянии Колымо-Омолонского блока (супертеррейна). В результате такого сближения под воздействием сжимающих усилий Охотоморская плита выталкивается к юго-востоку и востоку [1, 6]. Полученные результаты детальных сейсмотектонических исследований и структурно-динамические модели главных сейсмогенерирующих зон ААСП могут являться базовой основой анализа геодинамических режимов отдельных сегментов сейсмических поясов северо-востока Азии.

Данная работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (Гранты N 10-05-00573а и N 09-05-00727а).

Литература

1. Грачев А.Ф. Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии // Физика Земли. 1996. № 12. С. 5–36.
2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 226 с.
3. Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С. Сейсмотектоника северо-восточного сегмента зоны Черского // Отечественная геология. 2009. № 5. С. 56–62.
4. Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука / Интерпериодика», 2001. 571 с.
5. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 313 с.
6. Fujita K., Kozmin B.M., Mackey K.G. et al. Seismotectonics of the Chersky seismic belt, eastern Russia (Yakutia) and Magadan district, Russia // Geology, geophysics and tectonics of Northeastern Russia: a tribute to Leonid Parfenov. 2009. Stephan Mueller Spec. Publ. 2009. Ser. 4, P. 117–145.

А.А. Коковкин

ЭВОЛЮЦИЯ НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЫ ИНКОУ-ЧИНГАНСКОГО РАЗЛОМА И ЕЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Зона Инкоу-Хинганского разлома (ИХР, рис. 1), принадлежащая к северо-восточной системе глубинных разломов Тихоокеанского подвижного пояса, отличается высокой активностью новейшей и современной сейсмогеодинамики. Она пересекает Буреинский массив с наложенным на него новейшим Восточно-Буреинским орогеном, прослеживаясь далее в Сунляо-Амура-Зейскую рифтогенную систему. Северо-восточный фрагмент ИХР был выделен В.Н. Белогубом с соавторами как Амгунь-Архаринская зона, по данным магнитотометрии [1].

Время заложения ИХР можно достаточно уверенно датировать *ранним мелом*, поскольку она контролирует целую систему меловых вулканоструктур (Баджальская, Таланджинская и др.). На новейшем (эоцен-голоценовом) этапе разлом был существенным образом трансформирован. Своему современному состоянию зона ИХР во многом обязана именно событиям и процессам новейшего этапа с масштабной сдвиг-надвиговой тектоникой, рифтогенезом, развитием плато-базаль-

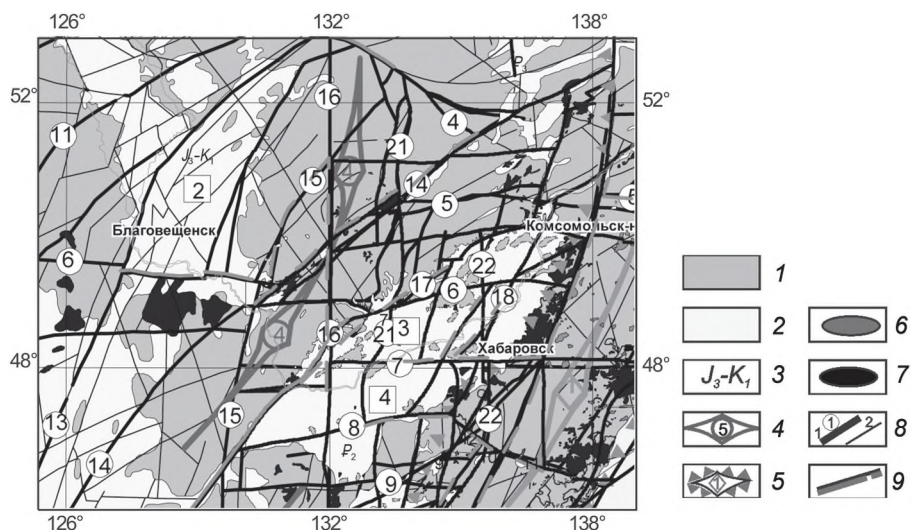


Рис. 1. Зона ИХР в новейшей структуре Востока Азии. Фрагмент карты М 1:2 500 000 из [3], с дополнениями. 1. Образования фундамента рифтогенных структур. 2. Мезозойско-кайнозойские рифтогенные структуры: 1 – Сунляо, 2 – Амура-Зейская; 3 – Средне-Амурская, 4 – Саньцзян. 3. Возраст заложения рифтогенов. 4. Оси новейших орогенов с амагматичным режимом развития: 4 – Восточно-Буреинский. 5. Новейшие орогены с магматогенным режимом: 1 – Сихотэ-Алинский. 6. Массивы олигоценовых гранитов. 7. Поля неоген-четвертичных платобазальтов. 8. Активные в новейшее время глубинные разломы первого (1) и более низкого (2) порядков: 4 – Пауканский, 5 – Гур-Комсомольский, 6 – Намурхэ-Бирский, 7 – Намурхэ-Амурский, 14 – Инкоу-Хинганский, 15 – Муданьцзян-Мельгинский, 16 – Эхилкан-Ханкайский, 17 – Танлу-Курский, 21 – Тастахский, 25 – Центральный Сихотэ-Алинский. 9. Фрагменты новейших разломов с признаками современной активности.

тов, низкотемпературным метасоматозом и эрозией. Изучение этой структуры проводилось с использованием данных космо-фотодешифрирования, сведений по геолого-съёмочным и поисковым работам. От Амгуни до Амура зона ИХР была изучена комплексом полевых методов с сетью рекогносцировочных маршрутов, бурением и структурной геофизикой. Данное исследование, как и другие работы автора, выполнено в рамках *волновой модели* структурирования континентальной коры [Коквин, 2006–2012].

Согласно волновой модели, структуры новейших разломов Тихоокеанского пояса развивались, сохраняя свою активность и в голоцене, в режиме *нелинейного знакопеременного сдвига* (ЗПС), с периодической сменой активности по системам разного направления. Нелинейный характер ЗПС выражен в смещениях, не компенсированных смещениями полярной направленности, фиксируемых остаточными сдвиг-надвиговыми деформациями. В результате мощность разломных зон и степень фрагментации их отдельных швов постоянно наращивались. Именно этим может быть объяснен феномен большой, до многих десятков километров, мощности основных разломных систем региона. Таким образом, и зона ИХР нарастила в новейшее время свою мощность до 50–80 км.

В *плиоцене – раннем квартере* вся структура Востока Азии была активизирована в рамках глобальной активизации, проходившей на мантийном уровне, с проявлением траппового магматизма. Зона ИХР была в это время насыщена плато-базальтами. Реликты их сохранились в виде Сулукского, Хинганского плато и многочисленных более мелких полей. С завершающей фазой этой активизации связано развитие низкотемпературного аргиллизитового метасоматоза, продуктивного на F, Hg, Sb. В *плейстоцен-голоценовое время* структура ИХР вместе со всей региональной структурой была дополнительно активизирована, но уже в амагматичном режиме. Базальтовые плато были в это время взломаны сдвиг-надвиговой тектоникой, эродированы и приобрели отчетливо реликтовый облик.

Основными индикаторами знакопеременного сдвига и, одновременно, индикаторами активности вмещающих их разломов являются новейшие *инверсионные структуры – приразломные впадины* в орогенах и *внутренние поднятия в рифтогенах*. Они широко представлены и в зоне ИХР. В центре и на северо-востоке (в пределах Восточно-Буреинского орогена) в эту зону вложена система инверсионных впадин, а на юго-западе (в Амуро-Зейской впадине) – ряд инверсионных поднятий. Инверсионные впадины выполнены рыхлыми обводненными осадками угленосной аллювиальной формации эоцена-квартера, поднятия сложены породами докайнозойского фундамента.

Инверсионная Верхнеамгуньская впадина – линейная приразломная структура протяженностью около 100 км на северо-востоке ИХР. Фундамент ее представлен протерозойскими сланцами, гранитами и вулканитами мезозоя. Активизация завершающей фазы новейшего этапа отразилось на впадине общим подъемом и деформацией ее структуры. Северо-западный борт впадины был осложнен при этом надвигом. Впадина была выведена из седиментации и вовлечена в эрозию с врезом в ее осадки узкой долины Амгуни. Юго-западная часть впадины, перекрытая плиоценовыми базальтами Сулукского плато, была смещена правосторонним сдвигом по меридиональной зоне Тастахского разлома к северу с амплитудой около 10 км. Здесь она сохранилась в виде небольшого реликта – Аякитской впадины, которая

вместе с перекрывающимися ее базальтами также была деформирована сдвиг-надвиговой тектоникой и, плюс к тому, подвержена низкотемпературному метасоматозу с каолинит-карбонатным профилем изменений. Юго-западнее, в верховьях р. Гуджал в зоне ИХР из-под базальтов выходят рыхлые гравийно-песчаные осадки - фрагмент скрытой под ними палеодолины, являющейся, по-видимому, продолжением структуры Аякитской впадины.

Эхилканская впадина представляет собой довольно крупную (200 км²) инверсионную структуру, вложенную в узел пересечения ИХР с зоной Эхилкан-Ханкайского разлома. Впадина была выделена автором в 1996 г. при проведении прогнозно-поисковых работ на уран, изучена маршрутами, комплексом профильных геофизических методов и бурением. Ее фундамент сложен протерозойскими сланцами и гранито-гнейсами, гранитами палеозоя. На юге в строении фундамента участвуют меловые вулканиты Таланджинской вулканоструктуры. Сама впадина выполнена рыхлыми, обводненными эоцен-плиоценовыми осадками мощностью до 500 м. Это в основном гравийно-песчаные отложения. К центру в разрезе осадков увеличивается количество глинистых прослоев, появляются пласты бурого угля. С юго-западного борта в верхнюю часть осадочного чехла проникает покров базальтов. Борта впадины осложнены палеоврезами. В конце новейшего этапа ее структура была деформирована сдвиг-надвиговой тектоникой, выведена из седиментации и подвержена эрозии. Северная часть впадины была смещена правосторонним сдвигом (в комбинации с взбросом) по одному из швов ИХР с горизонтальной амплитудой около 10 км.

Во впадине проявлены масштабные процессы низкотемпературного метасоматоза. Локализованный в ней покров базальтов мощностью до 30 м был глинизирован, замещен метагаллуазитом. При этом хорошо сохранилась «теневая» микролитовая структура базальтов. В то же время, часть этого покрова, выходящая на обрамление впадины, отличается достаточно свежим обликом - базальты здесь лишь слабо затронуты выветриванием. Такой характер изменений может быть объяснен условиями весьма агрессивной обводненной среды осадочного чехла, с резко пониженным водородным показателем, в сочетании с весьма существенным привнесением калия. Концентрация его в глинизированных базальтах достигает 6 % (в базальтах обрамления - калия не более 1 %). В проницаемых разностях осадочного чехла проявлена каолинизация, сульфидная и карбонатная минерализация, наблюдается перераспределение урана, тория, элементов редкоземельной группы и скандия.

У выхода на борт Амуро-Зейской впадины зона ИХР насыщена новейшими сдвиг-надвиговыми дислокациями. Здесь они сопровождаются развитием жильной минерализации сидерита и (реже) кальцита. В 200-метровом обнажении на дорожном врезе трассы Чита-Хабаровск (район ст. Кундур) наблюдался надвиг биотитовых сланцев протерозоя на рыхлые осадки позднего мела (рис. 1). Осадки здесь дислоцированы до постановки «на голову», инъецированы жилами сидерита. Южнее, уже в самой впадине, в узле сочленения ИХР с разломами широтной Намурхэ-Амурской системы и зоной субмеридионального Мельгинского разлома локализована серия небольших новейших инверсионных поднятий (Богучанское, Скобельцинское и др.), деформировавших мел-кайнозойские осадки. На сложенном меловыми вулканитами Богучанском поднятии развита новейшая жильная кварц-флюо-

ритовая минерализация, наложенная, в том числе, и на осадки кайнозоя. Эти осадки слагают на нем небольшие реликтовые блоки. Минерализация этого молодого (плиоцен-четвертичного) флюорита развита в ИХР и северо-восточнее, в плиоценовых базальтах Хинганского плато. К северо-востоку от Хинганского плато в зоне ИХР локализовано ртутно-сурьмяное месторождение Солокачи с орудением кайнозойского (вероятнее всего, того же плиоцен-четвертичного) возраста.

Высокая активность *современной* сейсмогеодинамики зоны ИХР отмечена ее повышенной сейсмичностью с коровыми землетрясениями магнитудой до 6–7. Современную активность ИХР обозначает и наличие в ней минеральных (в том числе, термальных) источников – Сагибовского, источников Кульдурской группы, Тырминского и др. Сагибовский источник, расположенный вблизи Богучанского поднятия, характеризуется повышенной концентрацией фтора – индикатора глубинности питающего его современного флюидопотока. Для Кульдурского и Тырминского источников характерны аномальные концентрации радона, также свидетельствующие о высокой сейсмогеодинамической активности зоны ИХР. Глубинный (сквозь-коровый) характер зоны ИХР, активность ее новейшей и современной геодинамики достаточно ярко выражены на профиле Свободный – мыс Сюркум. Сведения по нему приведены в работе [2]. Зона ИХР пересекается этим профилем в районе Баджальской ВТС. Здесь ИХР выделяется контрастным поднятием поверхности Мохо, пониженной плотностью коры и высокими (1080–1100 °С) значениями ее изогеотерм.

Основные выводы:

– Зона Инкоу-Хинганского разлома, принадлежащая к системе глубинных разломов Тихоокеанского подвижного пояса, заложена в конце раннего мела.

– Определяющую роль в формировании современной структуры ИХР принадлежит событиям новейшего этапа.

– В новейшее время структура ИХР развивалась в режиме знакопеременного сдвига, с фрагментацией на многочисленные швы, с общим наращиванием ее мощности, насыщаясь сдвиг-надвиговыми дислокациями, инверсионными структурами обоих типов и полями плато-базальтов.

– Плиоцен-четвертичная активизация сопровождалась развитием в зоне ИХР низкотемпературного аргиллизитового метасоматоза, продуктивного на сурьмяно-ртутное и флюоритовое оруденение.

– Высокую активность сейсмогеодинамики зона ИХР сохраняет и в своем современном состоянии, о чем свидетельствует ее повышенная сейсмичность, наличие в ней термальных источников, водно-газовых аномалий (CO₂, He, Rn).

Литература

1. Белогуб В.Н., Гапонов А.И., Шапочка И.И. Тектоника Буреинского прогиба и его положение в структуре сопредельных районов // Геология и геофизика. 1967. № 6. с. 111–114.
2. Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика востока Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С.29–47.
3. Коковкин А.А. Геодинамическая модель кайнозойского этапа развития континентальной коры юга Дальнего Востока России и уран-полиэлементное рудообразование. Автореферат докт. дисс. М: РИС ВИМС, 2007. 50с. <http://vak.ed.gov.ru/announcements/geomin/573/>.

А.А. Коковкин

**СЕЙСМОГЕОДИНАМИКА НОВЕЙШИХ СТРУКТУР ВОСТОКА АЗИИ:
ВОЛНОВАЯ МОДЕЛЬ**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Сейсмогеодинамика того или иного региона отражает современное состояние соответствующей ему новейшей (эоцен-голоценовой) геологической структуры. В рассматриваемом регионе эта структура формировалась в процессе взаимодействия двух мезозойско-кайнозойских подвижных поясов – Тихоокеанского (ТОПП) и Трансазиатского (ТАПП) (рис. 1). Под ТАПП здесь понимается структура азиатской части Средиземноморского пояса с восточной широтной ветвью, продолжающей ее в пределы ТОПП [4]. К концу новейшего этапа в области взаимодействия (ОВ) этих поясов была сформирована сложноорганизованная, интерферирующая структура (рис. 1) с высокой активностью современной сейсмичности.

Моделирование структуры ОВ проводится в рамках разрабатываемой на примере Востока Азии *волновой модели структурирования континентальной коры* [1–5], дополняющей и детализирующей известные представления о расширяющейся Земле У. Керри [1991], Е.Е. Милановского [1995], Н.Е. Мартынова [2004] и ряда других исследователей. Согласно волновой модели, ход структурирования коры

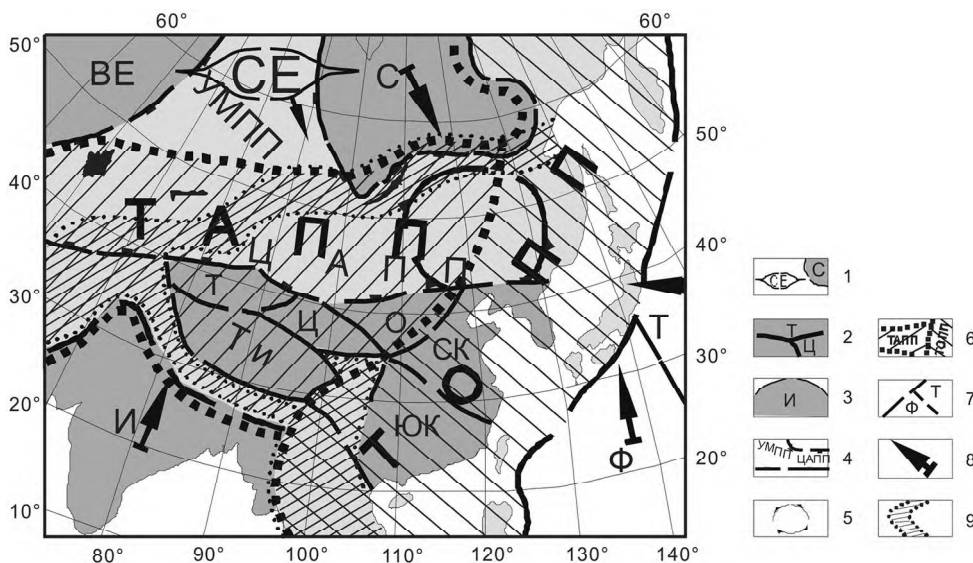


Рис. 1. Схема области взаимодействия ТАПП и ТОПП. По [4] с дополнениями, с использованием материалов Е.Е. Милановского [1989, 1991], Ю.Г. Гатингского и Д.В. Рундквиста [2004]. 1. Плита Северной Евразии (СЕ) с Сибирским кротоном (С). 2. Блоки Китайского кротоны: СК – Северо-Китайский, ЮК – Южно-Китайский, О – Ордосский, Т – Таримский, Ти – Тибет. 3. Индийская плита (И). 4. Урало-Монгольский (УМПП) и Центрально-Азиатский (ЦАПП) подвижные пояса. 5. Контур Аргунь-Ханкайского мегасвода. 6. Границы ТАПП и ТОПП. 7. Тихоокеанская (Т) и Филиппинская (Ф) плиты. 8. Направление движения плит на новейшем этапе. 9. Зоны новейшей коллизии в области взаимодействия ТАПП и ТОПП.

определяет совокупность нелинейно развивающихся волновых процессов. Возглавляют их ритмы расширения – сжатия глобального уровня, каждый из которых осложнен ритмикой более высокой частоты. В мезозое - кайнозое проявлено два мощных ритма расширения – мезозойский (поздний триас–ранний мел) и новейший (эоцен–голоцен), разделенные позднемеловым-палеоценовым ритмом сжатия. Каждый ритм расширения сопровождается активизацией ранее сформированных и образованием новых плюмовых систем. Суперплюмы океанов с их периферическими плюмовыми системами особенно агрессивны по отношению к континентам. Ресурсы их энергии, массы и теплоемкости намного превышают соответствующие ресурсы континентальной коры – более твердой, хрупкой и более легкой по сравнению с ними. Воздействие плюмов на континент существенно усиливает и без того доминирующее на нем сжатие, вызывая масштабные деформации его коры, с максимальной яркостью выраженные в структурах подвижных поясов.

Структура ОВ развивалась под влиянием сбалансированного с глобальной ритмикой механизма сложноорганизованного *трехстороннего пульсационного сжатия*, формируемого возвратно-поступательными движениями двух кратонов (Сибирского и Китайского) и Тихоокеанской плиты – фрагмента одноименного суперплюма. В новейшее время действие этого трехстороннего пресса было дополнено движением к северу Индийской и Филиппинской плит. В результате, к концу новейшего этапа в ОВ была сформирована конформная трехстороннему прессу мезозойско-кайнозойская рифтогенно-орогенная структура, омолаживающаяся к Тихоокеанской окраине, в направлении регионального фронта формирования коры. Современную активность трехстороннего пресса подтверждают сводки по GPS-наблюдениям [Ю.Г. Гатингский, Д.В. Рундквист, 2004; А.В. Парфеев, В.А. Саньков, 2010 и др.].

Пульсационной системе регионального пресса подчинена, в свою очередь, другая разновидность волновых движений – знакопеременно-сдвиговые перемещения по системам глубинных разломов. Разломы функционируют в режиме *нелинейного знакопеременного сдвига* (ЗПС) [1, 5]. Индикаторами ЗПС являются *инверсионные структуры*, под которыми понимаются структуры, развивающиеся в режиме, полярном по отношению к режиму вмещающих их геологических структур. В орогенах с характерным для них режимом сжатия формируются, но уже в раздвиговом режиме, *инверсионные (приразломные) впадины*. В рифтогенах, где доминирует раздвиговый режим, образуются *инверсионные (внутренние) поднятия*, для формирования которых необходим режим сжатия. Развитие обоих типов инверсионных структур сопровождается образованием в приповерхностной и глубинной частях вмещающего их разлома сопоставимых с ними объемов с дефицитом плотности.

Сочетание всех этих «медленных», иерархически организованных волновых тектонических процессов определяет условия развития геологически «мгновенного» сейсмического процесса с соответствующей иерархией его волновых систем – от глобальных сейсмических поясов до отдельных землетрясений (ЗТ) с многообразием развитых в их плейстосейстовых полях сейсмодислокаций (СД). Для всех сейсмодислокаций характерны три важнейших свойства:

1. Все СД – это поверхностные, «бескорневые» структуры.
2. Все сейсмодислокации – структуры высокого уровня локальности, с концентрированной во времени и пространстве энергией образования.

3. Скорость формирования СД значительно (на порядок и более) медленнее скорости распространения «быстрых» сейсмических волн, генерируемых исходным импульсом в гипоцентре землетрясения.

Для волновой сейсмической системы эти признаки достаточно однозначно обозначают *резонансную* природу СД. Автором разработан качественный вариант резонансной модели деформационной системы ЗТ [Коковкин, 2007, 2012]. Суть ее сводится к следующему. На границе раздела «земля-воздух» с действующим на ней комплексным (динамическим, плотностным, фазовым) барьером, на фронте развивающихся из гипоцентра ЗТ «быстрых» сейсмических волн формируются поверхностные волны Релея и Лява. Эти поверхностные волны продуцируют локальные резонансные деформационные системы (ЛРДС), генерирующие поверхностные СД. Очаг землетрясения с близким к критическому напряженно-деформированному состоянию продолжает затем развиваться в автоволновом релаксационном режиме с формированием новых, менее энергоемких и более локальных очаговых систем афтершоковой стадии, которые формируют собственные, менее энергоемкие ЛРДС со своими сейсмодислокациями.

Сложноорганизованный сейсмический процесс контролируется соответствующей иерархией неоднородностей новейшей структуры коры с соответствующими им контрастными границами раздела. На поверхности коры эти градиентные границы при прохождении их поверхностными сейсмическими волнами действуют как барьерные зоны, «притягивающие» к себе резонансные эффекты. Иерархия контроля выглядит следующим образом:

1-й порядок. *Новейшие структуры подвижных поясов (ТОСП, ТОПП).* Контролируют позицию соответствующих им структур сейсмических поясов (ТАСП, ТАПП).

2-й порядок. *Системы активных новейших глубинных разломов.* Контролируют положение роев гипоцентров ЗТ.

3-й порядок. *Участки активного разлома с аномальным разуплотнением, сопряженные с инверсионными структурами.* Контролируют положение гипоцентров.

4-й порядок. *Неоднородности внутренней структуры очага ЗТ с контрастными границами раздела – барьерными зонами.* Контролируют ЛРДС с генерируемыми ими сейсмодислокациями:

4.1. *Граница раздела «земля-воздух» с комплексным барьером планетарного уровня.* Ей принадлежит особая роль в формировании деформационной системы землетрясения. Именно на этой границе действуют наиболее энергоемкие из «быстрых» сейсмических волн – поверхностные волны Релея и Лява, являющиеся генераторами ЛРДС. Она контролирует всю планетарную систему сейсмогенных деформаций.

4.2. *Граница раздела «суша-воздух» на континентах и островах.* Контролирует положение плейсто-сейстовых полей ЗТ.

4.3. *Граница раздела «вода-воздух».* Действует на поверхности океанов, морей, озер и рек. В морях и океанах вместе с границей «вода-суша» определяет характер развития «морских» толчков и цунами.

4.4. *Граница «вода-суша» для континентов и островов.* В очагах ЗТ особенно насыщены сейсмодислокациями береговые зоны морей, озер и рек. В очагах с эпи-

центрами в морях и океанах развивающиеся в их придонных частях наиболее энергоемкие ЛРДС могут стать дополнительными источниками цунами. В этом случае уязвимость береговых зон из-за двойного воздействия на них береговых ЛРДС и цунами резко повышается. Свидетельство тому – катастрофические последствия землетрясения 11 марта 2011 г. в префектуре Фукусима на восточном побережье о-ва Хонсю (Япония).

4.5. Зоны плотностного градиента на границах рыхлого осадочного выполнения рифтогенных впадин с литифицированными породами их фундамента. Этот тип контроля весьма ярко проявился, в частности, в очагах Монгольских ЗТ 1905 и 1957 г.г., при землетрясении в Скопле (Македония, 26.07.1963, $M = 6.0$) и др.

4.6. Зоны дилатансии, сформированные на поверхностном барьере предыдущими событиями. При наложении на них деформаций от новых ЛРДС может резко усиливаться эффект хрупко-дилатансионной ползучести горных пород.

4.6. Рельеф земной поверхности. Локальные РДС с сопровождающими их деформациями получают предпочтительное развитие на границах равнинных ландшафтов с участками наиболее расчлененного рельефа. Это характерно для структур с активной современной геодинамикой – границ новейших орогенов и инверсионных поднятий в рифтогенах.

4.7. Неоднородности техногенной природы. Формируют иерархический ряд от одиночных локальных сооружений до мегаполисов, который можно дополнить рядом линейных техногенных структур – автомобильных и железных дорог, нефте- и газопроводов. Создаваемые этими неоднородностями барьеры также могут «притягивать» к себе поверхностные ЛРДС. Это видно на примере Нефтегорского ЗТ (Сахалин, 27(28).05.1995).

Выводы

– Сформирована модель новейшей структуры области взаимодействия Тихоокеанского и Трансазиатского подвижных поясов с иерархией структурирующих ее волновых процессов.

– Разработана иерархия контроля сейсмогеодинамики неоднородностями внутренней структуры ОВ.

Литература

1. Быков В.Г., Бормотов В.А., Коковкин А.А. и др. Сейсмогеодинамика, активные тектонические структуры и сейсмический процесс на востоке Азии // Изменение окружающей среды и климата, природные и связанные с ними техногенные катастрофы: 8т. / Пред. ред. кол. Н.П. Лаверов. РАН. М.: ИФЗ РАН, 2008. Т. 1. С. 44–65.
2. Коковкин А.А. Волновая модель структурирования континентальной коры в кайнозой для области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов. // Вестник ДВО РАН, 2006, № 3. С. 47–60.
3. Коковкин А.А. «Новейшая структура Сихотэ-Алинского орогена: эволюционная модель» // РГиМ. 2012. № 52. С. 39–48.
4. Коковкин А.А. «Эволюция структуры Востока Азии и пульсационные процессы глобального и регионального уровня». // М-лы Всероссийской конференции памяти члена-корреспондента РАН Глеба Ивановича Худякова. Козволюция геосфер: от ядра до космоса. Саратов, 17–20 апреля 2012г. С. 197–203.
5. Коковкин А.А. «Знакопеременный сдвиг и сейсмический резонанс в континентальной коре Востока Азии». // М-лы Всероссийской конференции памяти члена-корреспондента РАН Глеба Ивановича Худякова. Козволюция геосфер: от ядра до космоса. Саратов, 17–20 апреля 2012г. С. 203–212.

М.Н. Лунева

ГЕОДИНАМИКА ВОСТОКА АЗИИ И СЕЙСМИЧЕСКАЯ АНИЗОТРОПИЯ

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск

Современная геодинамика и эволюция востока Азии обусловлена двумя главными процессами – коллизией Индо-Австралийской и Евразийской плит на юге и субдукцией Тихоокеанской плиты под континент на востоке в кайнозойский период. Направление движения Индийской плиты определяется как ортогональное к простиранию желоба, которое изменяется от направления СВ 120° на востоке к В-З на западе. Движение Индии вызвало значительные деформации укорочения Евразийской плиты, которые связаны с изменением мощности земной коры, литосферы, а также с экструзией континентальных блоков на восток [2, 14]. Наиболее ярко деформационные процессы отражены в образовании горных систем Альпийско-Гималайского пояса, рифтовых бассейнов и развитии протяженных поперечных и продольных сдвиговых систем разломов на востоке Азии [19].

Тихоокеанская плита характеризуется высокой скоростью движения и окружена на западе зонами субдукции с погружением до глубины 600–700 км и протяжением на 1000–3000 км под континент. Активное продвижение Тихоокеанской плиты (**РА**) начинается с формирования прото-Японско-Курильско-Алеутской зоны субдукции около 60–50 млн лет назад [6, 15]. Реорганизация в движения **РА** отмечается в эоцене в связи с открытием зон субдукции Идзу-Бонин-Мариана, Тонга-Кермадек и отклонением вектора движения **РА** на $10\text{--}15^\circ$ к востоку (\sim СВ 290°). В олигоцене происходит отступление желоба и развитие задуговых зон спрединга с образованием Японского, Охотского, Южно-Китайского морей, впадин Сикоку, *Паресе-Вела* и Командорского бассейна [20]. Смещение вектора движения плиты на $5\text{--}15^\circ$ и повышение скорости отмечены в современный период во взаимосвязи с закрытием Меланезийской зоны субдукции [3], сменой направления движения желоба Идзу-Бонин-Мариана и переход к режиму сжатия в области Японского моря [17]. В целом, Тихоокеанская плита проявляется как самоорганизующаяся система с устойчивым положением полюса вращения Эйлера [6]. Динамические процессы, происходящие вдоль зон субдукции, определяют граничные условия и существенно влияют на характер и скорость деформирования континентальной плиты на значительных расстояниях [1, 18, 19]. Продвижение погружающейся плиты под континент вызывает конвективное течение в мантийном клине с возвратным течением под континентальной частью литосферы. Мантийное течение и дегидратация погружающейся плиты на различных глубинах могут инициировать такие процессы как поднятие астеносферы, утонение литосферы, образование рифтовых впадин, а также внутриплитовый вулканизм [23].

В современных геодинамических исследованиях активно используются данные по сейсмической анизотропии и томографии что обусловлено, взаимосвязью деформационных процессов с анизотропными и реологическими свойствами среды [9, 10]. Важным направлением исследований является выявление вязкопластичных течений, которые определяют движения литосферных плит [5, 13]. В исследованиях в области континентов активно используются данные параметров расщепленных *S*-волн (азимут поляризации – φ , разность времен прихода – δt) от ме-

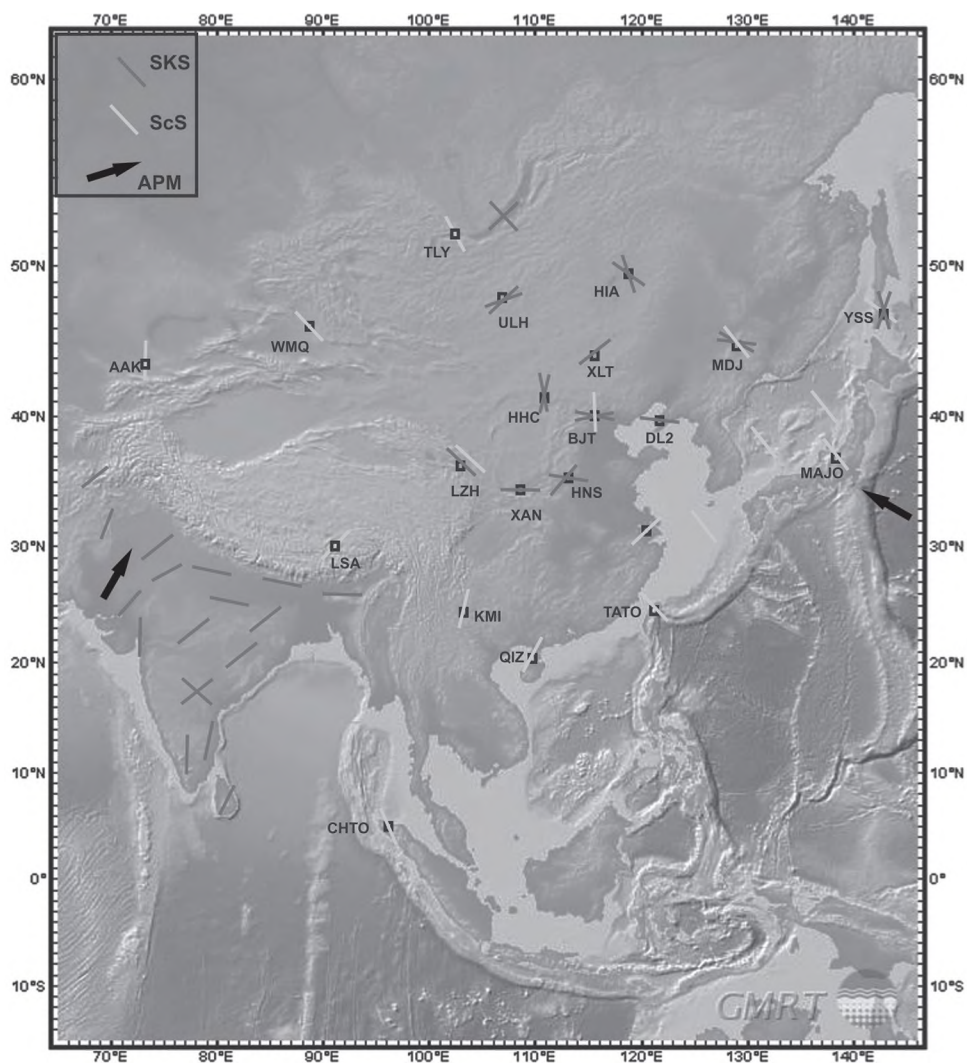


Рис. 1. Карта распределения азимута поляризации SKS и ScS волн под станциями восточной части Азии по данным [11, 12, 16]. Черная стрелка показывает направление движения плит NUVEL-1A.

стных и удаленных землетрясений (SKS, ScS и др.) и их сопоставление с данными абсолютного движения плит, GPS данными.

Данная работа посвящена анализу распределения параметров φ , δt региональных фаз SKS, ScS от удаленных землетрясений, зарегистрированных станциями восточной Азии, и их сопоставление с данными абсолютного движения плит (APM). Для анализа используются опубликованные данные, полученные в области станций мировой сети IRIS, сейсмологической сети Китая, Индии и локальных сетей станций. По данным разных авторов наиболее изученными являются территории Китая и Индии. На континентальной части России исследования сейсмической ани-

зотропии проводились в области Байкала. На рис. 1 показано распределение азимутов поляризации быстрой S -волны (SKS , ScS) в восточной Азии.

Исследования сейсмической анизотропии по данным низкочастотных расщепленных ScS волн (< 30 мГц) от трех землетрясений под Охотским морем и Приморьем, зарегистрированных станциями вдоль Японских островов, показывают согласованность ориентации φ с направлением погружения плиты ($C3$ 300°) [21]. Наиболее высокая анизотропии определена в области погружающейся плиты и мантийного клина по сравнению с нижележащей мантией.

По данным измерения SKS и ScS волн [11, 12] показано, что φ доминируют вдоль восточных направлений (100 – 120°) под станциями восточной окраины Азии, в области под которыми прослеживается погружение Тихоокеанской плиты. Направления φ согласуются с направлением движения PA и не зависят от простиранья локальных геологических структур. Величина δt определена ~ 1 с и соответствует слою ~ 150 км с 3% анизотропией. Исследования восточной Азии также сопоставлялись с детальными измерениями φ , δt локальных сетей, данными сейсмической томографии и приемной функции (RFs), которые показали уменьшение мощности литосферы, ее расслоение. В нижнем слое φ отражают направление деформаций в астеносфере, течение в задуговой области мантийного клина либо ориентацию метастабильного оливина в условиях изгиба погружающейся плиты в зоне фазового перехода в мантии (400 – 660 км) [12]. Как показали исследования в центральной части Китайской платформы, в верхнем слое φ согласуются с простираньем местных разломов, заложенных в периоды орогенеза в прошедшие эпохи [4].

Ориентация φ под западными областями Азии согласуются с простираньем локальных геологических структур. В Байкальской рифтовой зоне (БРЗ) по измерению SKS волн выделены два направления φ на СВ и СЗ, параллельно и ортогонально к простиранью БРЗ [7]. Величина δt изменяется в интервале 0.3 – 2.1 с и может отвечать слою на глубине 30 – 210 км с анизотропией 4% . В Монгольском складчатом поясе выявлены СВ ориентации φ (45 – 69°) и δt в интервале 0.6 – 1.4 с.

В областях активного горообразования (Тибет, Индия) наблюдается более сложная картина направлений φ и величины δt , которая не может быть просто объяснена течением астеносферы, но зависит от мощности литосферы, характера и скорости деформирования. Наибольшие изменения параметров S -волн наблюдаются в зонах изменения мощности литосферы или прочностных свойств (жесткие блоки, сдвиговые системы разломов). Индикатором мощности литосферы, глубины заложения сдвиговых зон является величина δt и согласованность ориентации φ в области структуры. В области Тибета δt достигают значений > 2 с, что предполагает существование анизотропии в астеносфере и развитие течения в мантии. По детальным исследованиям параметров φ , δt проявляется неоднородная картина распределения анизотропии, которая предполагает разные модели мантийного течения в различных районах [21]. Под станциями Индийской плиты отмечается когерентная ориентация φ , согласующаяся с абсолютным движением плиты $NUVEL-1A$, а δt меняется в интервале 0.4 – 1.6 с [8, 16]. В областях ближе к Гималаям, Непалу, фронту коллизионного сочленения плит, φ смещаются к В-З направлениям, что предполагает природу анизотропии, обусловленную активными сдвиговыми деформациями [8, 16].

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ-JSPS (13-05-92101 ЯФ_а).

Литература

1. Гольдин С.В., Кучай О.А. Сейсмотектонические деформации Алтае-Саянской сейсмоактивной области и элементы коллизионной блочной динамики // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. №. 7. С. 692–723.
2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990.
3. Austermann J., Ben-Avraham Z., Bird P. et al. Quantifying the forces needed for the rapid change of Pacific plate motion at 6 Ma // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. V. 307. P. 289–297.
4. Bai L., Kawakatsu H., Yuichi Morita Y. Two anisotropic layers in central orogenic belt of North China Craton // Tectonophysics. 2010. V. 494. P. 138–148.
5. Conrad C.P., Behn, M.D., Silver, P.G. Global mantle flow and the development of seismic anisotropy: differences between the oceanic and continental upper mantle // J. Geophys. Res. 2007. V. 112, B07317.
6. Faccenna C., Becker T.W., Lallemand S., Steinberger B. On the role of slab pull in the Cenozoic motion of the Pacific plate // Geophys. Res. Lett., 2012. V. 39. L03305.
7. Gao S.S., Liu K.H., Davis P.M. et al. Evidence for small-scale mantle convection in the upper mantle beneath the Baikal rift zone // J. Geophys. Res., 2003. V. 108. B4. P. 2194.
8. Heintz M., Kumar V.P., Gaur V.K. et al. Anisotropy of the Indian continental lithospheric mantle // Geoph. J. Int. 2009. V. 179, N. 3. P. 1341–1360.
9. Kaminski E., Ribe N.M. Timescales for the evolution of seismic anisotropy in mantle flow // Gechem. Geophys. Geosyst. 2002. V. 3, N. 8. P. 1051.
10. Karato S., Jung H., Katayama I., Skemer P. Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: new insight from laboratory study // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 2008. V. 36. P. 59–95.
11. Liu X.Q., Zhou H. K., Li H. S. Anisotropy of the upper mantle in Chinese mainland and its vicinity // Acta Seismological Sinica. 2001. V. 14. N. 4. P. 359–370.
12. Liu K.H., Gao S.S., Gao Y., Wu J. Shear wave splitting and mantle flow associated with the deflected Pacific slab beneath northeast Asia // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. B01305.
13. Long M. D., Becker T.W. Mantle dynamics and seismic anisotropy // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. V. 297. P. 341–354.
14. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // Science. 1975. V. 189. P. 419–426.
15. Мьллер R. D., M. Sdrolias M., Gaina C., Steinberger B., Heine C. Long-term sea-level fluctuations driven by ocean basin dynamics // Science. 2008. V. 319. P. 1357–1362.
16. Nair R.R., Singh Y., Trivedi D., Kandpal S.C. Anisotropy in the flexural response of the Indian Shield // Tectonophysics. 2012. V. 532. P. 193–204.
17. Okada S., Ikeda Y. Quantifying crustal extension and shortening in the back-arc region of Northeast Japan // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. B01404.
18. Petit C., Fournier M. Present-day velocity and stress field of the Amurian Plate from thin-shell finite-element modeling // Geoph. J. Int. 2005. V.160. P. 357–369.
19. Schellart W. P., Lister G.S. The role of the East Asian active margin in widespread extensional and strike-slip deformation in East Asia // J. Geol. Soc. 2005. V. 162. P. 959–972.
20. Sdrolias M., Мьллер R.D. Controls on back-arc basin formation // Geochem. Geophys. Geosyst. 2006. V. 7. Q04016.
21. Soto L., Sandvol G.E., Ni et al. Significant and vertically coherent seismic anisotropy beneath eastern Tibet. // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. B05308.
22. Tono Y., Fukao Y., Kunugi T., Tsuboi S. Seismic anisotropy of the Pacific slab and mantle wedge beneath the Japanese islands // J. Geophys. Res. 2009. V. 114.
23. Zhao D., Maruyama S., Omori S. Mantle dynamics of western Pacific and east Asia: Insight from seismic tomography and mineral physics // Gondwana Res. 2007. V. 11. P. 120–131.

Ю.И. Мельниченко¹, Л.А. Изосов¹, В.В. Лепешко¹,
В.И. Чупрынин²

ТАТАРСКАЯ ЗОНА НОВЕЙШЕЙ КОНЦЕНТРИРОВАННОЙ ДЕФОРМАЦИИ
ЗЕМНОЙ КОРЫ (СЕВЕРНОЕ ЗАМЫКАНИЕ ЯПОНСКОГО МОРЯ)

¹ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток

²ФГБУН Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток

Северное замыкание Японского моря к северу от 44° с. ш. в виде широкого желоба впервые выделено по результатам промерных работ, выполненных э/с “Витязь” с 1950 по 1955 гг. [1]. В границах восточного побережья материковой Азии и о-вов Сахалин и Хоккайдо эта область была включена в качестве подводной окраины материка в состав охотоморского звена Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода “континент-океан” [2]. Как морфотектоническая единица Татарская зона дислокаций земной коры выделяется нами севернее 42° с. ш. (рис. 1). В неё включается упомянутый Татарский желоб, Южно-Татарская зона новейших тектонических поднятий [3] и северная часть Центральной котловины Японского моря.

Это наиболее изученная в геолого-геофизическом отношении область сочленения материка и океана. Результаты работ изложены в монографиях, многочисленных статьях и обобщены в картах геолого-геофизического содержания [4–8]. Выделены этапы новейшего орогенеза, на шельфе Татарского пролива выявлены осадочные бассейны перспективные на поиски углеводородного сырья. Установлено, что их формирование происходило в кайнозое в обстановке косоугольной конвергенции плит на фоне постоянного сочетания режимов транспрессии и транстенсии [6]. Показаны новейшие структуры, с которыми связываются сейсмоструктурные дисло-

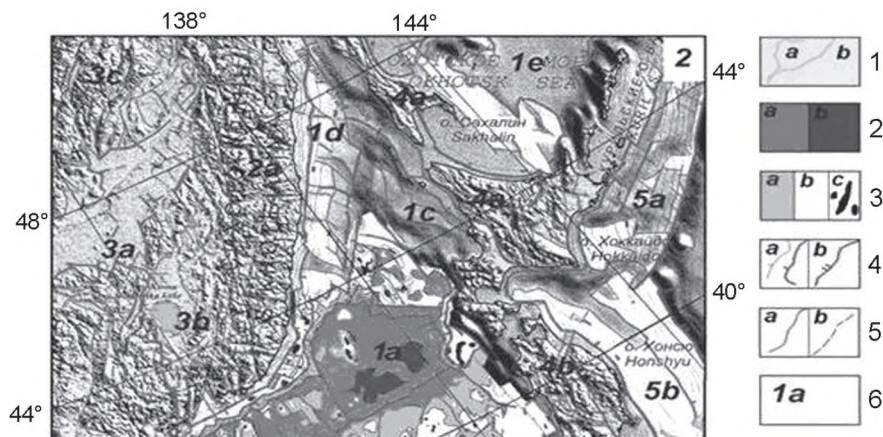


Рис. 1. Схема деформации Япономорского региона в рельефе поверхности земной коры: выровненные участки суши (1а), реки и озера (1б); прогибы дна Японского моря с мощностью осадка до 2 км (2а) и более (2б); склоны и поднятия дна с осадочным чехлом 0,5–1 км (3а), менее 0,5 км (3б) и без чехла (3с); кромки склонов и уступов верхние (4а) и нижние (4б); линейменты по осям форм, кромкам уступов и склонов (5а) и цепочкам форм (5б); парагенезы морфоструктур (6) Японо-Сахалинского бордерленда (1с) и Татарского желоба (1д).

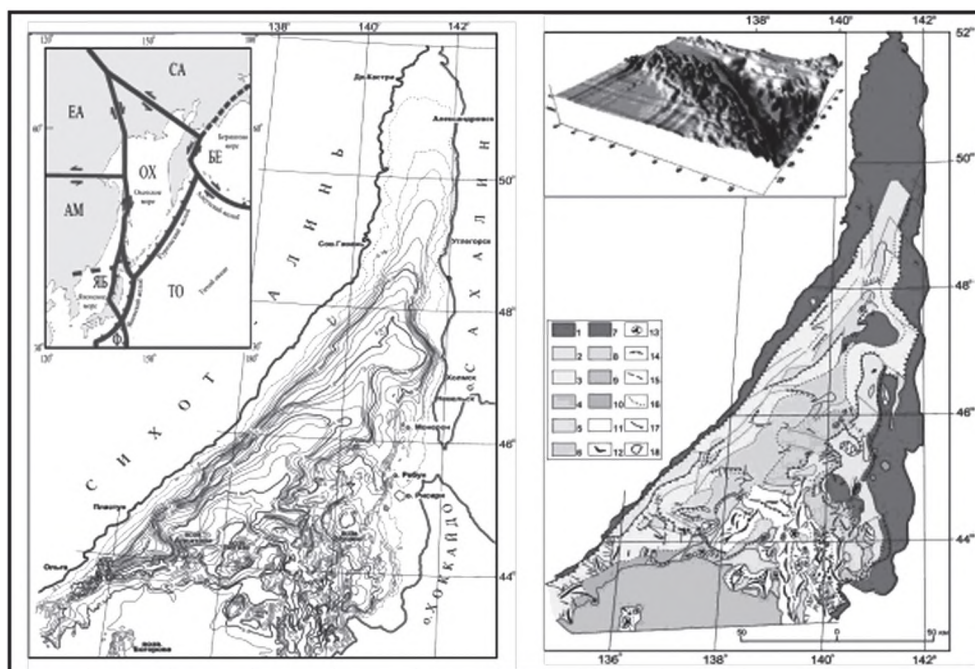


Рис. 2. Левая часть – батиметрия северной части Японского моря: сечение изобат 50 м (пунктиром) и 100 м. **На врезке** – изученная область в трансpressивных границах литосферных плит (ТО – Тихоокеанская, БЕ – Беринговоморская, СА – Североамериканская, ЕА – Евразийская, АМ – Амурская, Ф – Филиппинская, ЯБ – Япономорская, ЯБ – Япономорский геоблок). **Правая часть** – структурный рисунок рельефа дна, где равнины: 1 – шельфа, 2 – нижнего шельфа, 3 – склонов, 4 – бордерленда, 5 – суббатиальных депрессий, 6 – дна Татарского желоба, 7 – депрессии нижнего шельфа о-ва Сахалина, 8 – днища мелких депрессий подводных долин, 9 – Центральной котловины Японского моря, 10 – основания континентального склона; Японо-Сахалинский бордерленд (11); элементы морфоструктуры: 12 – оси мелких поднятий и хребтов, 13 – вершины мелких гор, 14 – перегибы склонов, 15 – тыловые швы террас, 16 – структурные швы, 17 – граница континентального подножия, 18 – границы структурных элементов. **На врезке:** рельеф дна в формате 3D по данным базы ETOPO 1' (<http://topex.ucsd.edu/>...).

кации в регионе, при этом особое внимание уделено структурным швам [6–8]. Однако остаются актуальными оценка причин повышенной дислоцированности коры и выявление закономерностей локализации зон избыточных динамических напряжений в этом регионе. Повышенное внимание к тектоническим деформациям северного замыкания Японского моря объясняется сейсмической активизацией Хонсю-Сахалинского линеамента в последние десятилетия. Наблюдается тенденция некой периодичности катастрофических землетрясений, смещающихся от северного Сахалина на юг, что завершилось пока Фукусимским землетрясением марта 2011 года.

Целью настоящей работы было выделение по геоморфологическим признакам новейшей структуры дна северной части Японского моря, где происходит тектоническое взаимодействие континентальных и океанических блоков коры (рис. 2).

Работа выполнена в рамках реконструкции обстановок формирования деформаций земной коры, которые отчетливо проявляются в остаточных формах современного рельефа. Для этого в структуре рельефа важным было выделить формы земной поверхности, формирование которых обязано эндогенным процессам. С этой

целью проведена ревизия батиметрической карты района исследования. При изучении структур впадины использованы данные батиметрии, космической альтиметрии, геолого-геофизические материалы. В докладе рассматриваются некоторые результаты проведенного исследования.

Новейшая тектоническая структура дна севера Японского моря отчетливо проявляется в структурном рисунке рельефа, построенном на основе обновленной батиметрической карты. Как следует из очевидного характера изображений деформации на батиметрической карте, структурном рисунке рельефа и сейсмической информации важнейшее значение в формировании современного рельефа имела разломно-блоковая тектоника. Изученная акватория характеризуется широким диапазоном геометрических форм и элементов рельефа (рис. 2). В целом распространены дизъюнктивные формы дна (уступы, грабены, горсты, оползни, тектонические впадины). Дизъюнктивная тектоника имеет больше наложенный характер и развита в пределах континентальных уступов. Она развивается на сводах и склонах поднятий, по бортам депрессий и мелких впадин, которые, в свою очередь, также относятся к дизъюнктивам (рис. 1). Наряду с ними выделяются куполообразные поднятия, формы со сложными извилистыми или округлыми очертаниями, обусловленные, по данным драгирования, вулканизмом. Они развиты преимущественно на бордерленде, где иногда выстраиваются в ряды. Их развитие происходит обычно в зонах коры, ослабленных разрывами и раздвигами, которые, в свою очередь, часто осложняют вулканотектонические структуры на их сочленении.

Дизъюнктивы, распределяясь по разломам, отмечают их на земной поверхности как линеаменты. Выделяется два региональных линеамента, формирующих генеральный план новейшей тектоники области: Татарский северо-восточный и Хоккайдо-Сахалинский меридиональный. Вместе с прилегающими районами континента и островов они составляют структуру шовной складчатости (geosuture), которая формировалась в режиме транспрессии, обусловленной конвергенцией литосферных плит (рис. 1, вставка). В обстановке сдвиговых деформаций коры это вызывает ламинарное тектоническое течение объемных масс коры и литосферы (А.В. Лукьянов, 1965; Е.И. Паталаха, 1981; М.А. Гончаров, 2005; М.Г. Леонов, 2008; и другие). Отсюда появление разных форм тектонического рельефа.

Особенно выразительна в структурном отношении зона, где Южно-Татарский уступ сочленяется с Японо-Сахалинским бордерлендом. Характерным для структуры рельефа здесь является вихреобразный (ринговый) тип северного обрамления котловины (рис. 2). Подобные структуры называются также очаговыми, концентрическими, кольцеобразными, центрального типа и т.п. [5]. Вихревая структура северной части Японского моря по данным томографии формировалась на границе раздела тектоносфер континента и океана во фронтальной зоне Хонсю-Сахалинской сутуры (geosuture). Её океанический купол выделяется в восточной части Центральной котловины. Континентальная периферия структуры выделяется в границах уступа горной системы Сихотэ-Алиня и Японо-Сахалинского бордерленда.

Она играет специфическую роль в структуре тектонического потока региона. Её появление объясняется нами тангенциальным динамическим напряжением, возникающим под влиянием движения литосферных масс Тихоокеанской и Охотоморской плит и встречного сдвига Амурской плиты [9]. Вращение тектонических структур, возникающее под влиянием динамических напряжений, вызывает перераспре-

деление объемных масс литосферы на границах раздела геоблоков. Это подъем глубоких масс океанской астеносферы в центре вихревой структуры (Центральная котловина) и удаление масс континентальной коры на периферию. Это определяет появление желоба с утоненной континентальной корой в зоне глубинного разлома северо-восточного направления. Следствием этих процессов становится «расщепление» тектонического потока на Приморскую и Японо-Сахалинскую струи и появление тектонического вихря на границе раздела континентальной и океанической тектоносфер во фронтальной зоне Японо-Сахалинского бордерленда, что заметно в структуре рельефе дна. Эта особенность геодинамики отчетливо проявляется в сейсмотектонике региона, на что указывает распределение эпицентров глубоких землетрясений.

Подобные явления весьма характерны для океана, где встречаются течения с разными гидрофизическими характеристиками. Вихревые структуры в зонах фронтальных разделов составляют области наиболее интенсивного перемешивания водных масс [10]. Физика этих явлений рассчитывается как лагранжевы когерентные структуры (Пранц С.В., Улейский М.Ю., Будянский М.В., 2012). Вихревые структуры как форма складчатости коры, которую, вероятно, впервые выделил Ли Сыгуан (1958), весьма характерны для морфоструктуры Тихого океана и его континентального обрамления. Вихри, возможно, отвечают геодинамике вязкого тектонического течения коры, чем объясняется появление элементов очаговой структуры поверхности. Судя по многочисленным данным, они представляют комбинации различных тектонических дислокаций, которые содержат компоненты скорости горизонтальных и вертикальных движений объемных горных масс, и в силу слоистости появляются и существуют, возможно, в пределах всех геосфер планеты вплоть до ядра [11]. Гипотеза вихревой геодинамики литосферы, обусловленной подъемом масс тектоносферы, вполне возможно может применяться для решения проблем сейсмотектоники, вулканизма и эволюции континентальных и океанических структур в зонах их фронтального взаимодействия.

Литература

1. Зенкевич Н.Л. Рельеф дна // Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. М.: Изд.-во АН СССР, 1961. С. 5–22.
2. Александров С.М. Остров Сахалин М.: Наука, 1973. 183 с.
3. Антипов М.П., Маргулис Л.С., Филатьев В.П. Строение Южно-Татарской зоны поднятий в Японском море // Геотектоника. 1980. № 4. С. 107–117.
4. Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М.: Наука, 1987. 95. с.
5. Морфотектонические системы центрального типа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1988. 216 с.
6. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива (А.Э. Жаров, Г.Л. Кириллова и др.). Владивосток: ДВО РАН, 2004. 220 с.
7. Олейников А.В., Олейников Н.А. Геологические признаки сейсмичности и палеосейсмогеология Южного Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2001. 185 с.
8. Воейкова О.А. Несмеянов С.А., Серебрякова Л.И. Неотектоника и активные разрывы Сахалина. М.: Наука, 2007. 186 с.
9. Степашко А.А. Глубинные основы сейсмотектоники Дальнего Востока: Приамурье и Приморская зоны // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 1. С. 3–15.
10. Федоров К.Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. Л.: Гидрометеоздат, 1983. 296 с.
11. Изосов Л.А., Чупрынин В.И., Мельниченко Ю.И. Фундаментальные проблемы соотношения вертикальных и горизонтальных тектонических движений // Региональные проблемы. 2012. Т. 15, № 2. С. 12–20.

Т.В. Меркулова

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И СЕЙСМОГЕОДИНАМИКА ВОСТОЧНОГО
ПРИАМУРЬЯ**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Повышенная сейсмичность Приамурья порождена воздействием на литосферу внутриплитных напряжений, природа которых до сих пор не изучена. Результаты изучения природы внутриплитной сейсмичности в других районах России и мира показали связь зон повышенной сейсмичности со структурно-тектоническими особенностями строения литосферы. В предлагаемой работе для выявления структурно-тектонических особенностей строения региона и изучения природы геодинамических процессов, с которыми связаны землетрясения, использованы результаты комплексного анализа региональных гравиразведочных, магниторазведочных и сейсморазведочных работ.

Для интерпретации данных гравиметрии и магнитометрии использована программа КОСКАД-3D, разработанная А.В. Петровым. Наблюдаемое как гравитационное, так и магнитное поле представляет суммарный эффект от разных по размерам источников, расположенных на разных глубинах. В связи с этим первым этапе интерпретации использована процедура разложения гравитационного и магнитного полей на региональную составляющую и локальные составляющие нескольких порядков. Выявляется связь формы региональной гравитационной аномалии с землетрясениями с $M \geq 4$. Прямолинейные участки аномалии асейсмичны, в то время землетрясения с $M \geq 4$ происходили на участках в северо-западной и юго-восточной части района работ, где наблюдается изгиб изолиний. Землетрясения с $M \geq 4$ часто приурочены к краевым частям локальных аномалий гравитационного поля обоих знаков, либо отмечаются между локальными аномалиями. Связь землетрясений с региональными аномалиями магнитного поля проявляется не четко. Лучший результат дает процедура трассирования осей региональных аномалий магнитного поля, которая позволяет определять положение осей и точек перегибов аномалий различных энергий и направлений. Положение осей соответствует центрам аномалеобразующих тел, и тем самым дает возможность лучшего приближения к реальным объектам, чем региональные аномалии магнитного поля. На рис. 1 видно, что оси магнитных аномалий локализуются в периферийной части региональной гравитационной аномалии или в центре аномалий более низкого порядка внутри ее. Наблюдается приуроченность всех землетрясений с $M \geq 4$ к осям магнитных аномалий.

Для изучения строения наиболее глубоких горизонтов литосферы была использована программа, предназначенная для исключения из одного поля корреляционного эффекта от другого поля. В данном случае из региональной составляющей гравитационного поля исключался корреляционный эффект региональной составляющей магнитного поля, так как гравитационное поле несет информацию обо всем разрезе Земли, а, информативность магнитного поля ограничивается изотермой Кюри магнетита. Таким образом, процедура исключения из гравитационного поля магнитного позволяет получить информацию о распределении крупных глубинных плотностных неоднородностей, которые не коррелируются с аномалиями магнитного поля. Землетрясения с $M \geq 4$ в центральной части локализуются в основном в краевых

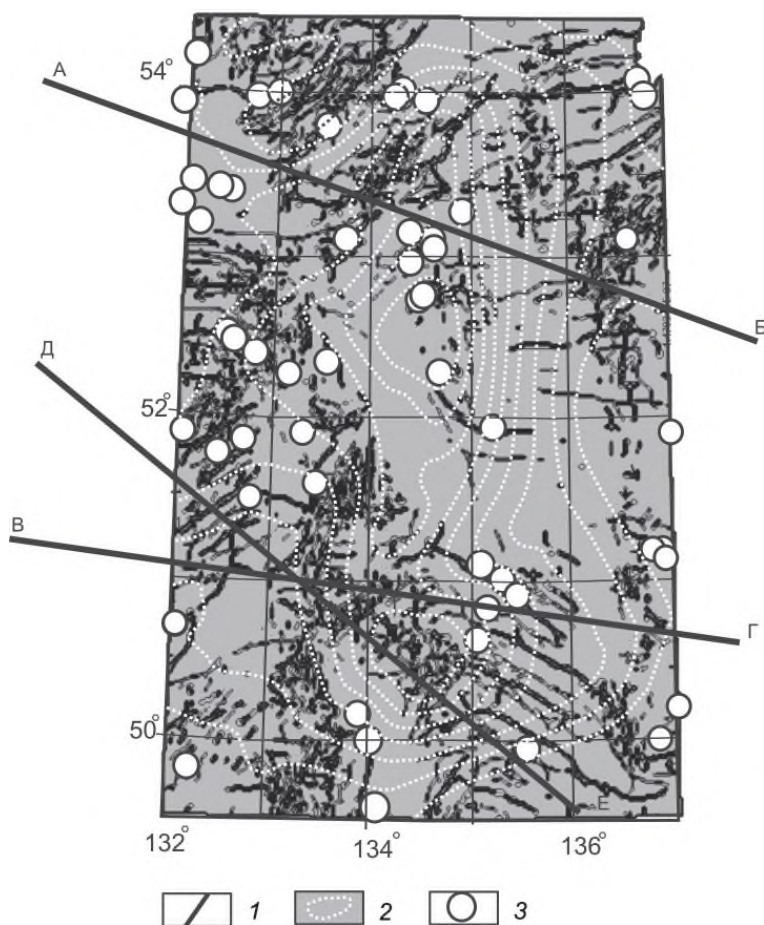


Рис. 1. Результаты трассирования осей региональных аномалий магнитного поля. 1 – оси аномалий магнитного поля; 2 – изолинии региональной аномалии гравитационного поля; 3 – землетрясения с $M \geq 4$.

частях аномалий пониженной плотности, в местах их пересечения с региональными разломами. В периферийной части района исследования землетрясения приурочены как к аномалиям пониженной плотности, так и повышенной плотности.

Район работ пересекают два региональных профиля ГСЗ: Свободный – Комсомольск на Амуре и Рубцовск – мыс Невельского и один профиль МОВЗ (рис. 2).

На профиле ГСЗ, пересекающем район исследования в северной части, выделяется куполообразная структура ограниченная наклонными разломами. Наибольшая сейсмическая активность наблюдается в западной краевой части, где краевой разлом имеет большой наклон и в центральной части структуры по максимуму мощности земной коры. Профиль ГСЗ Свободный – Комсомольск на Амуре пересекает региональную аномалию в южной части. Скопления землетрясения с $M \geq 4$ приурочены к восточному борту, где разлом, ограничивающий сейсмоактивную структуру, имеет наклон, а также в центральной части структуры.

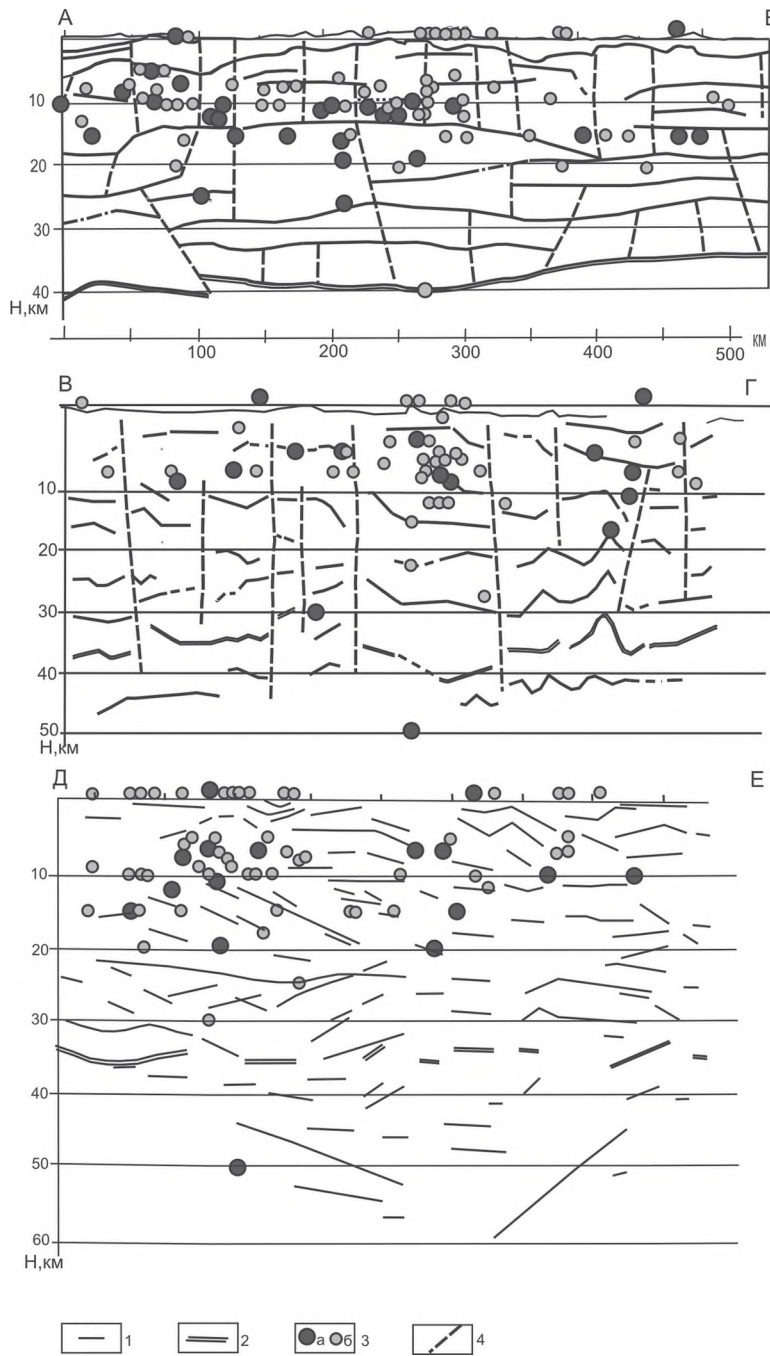


Рис. 2. Фрагменты сейсмических профилей: А–Б – Рубцовск – мыс Невельского [1]; В–Г – Свободный – Комсомольск-на-Амуре[2]; Д–Е – профиль МОВЗ (по В.А. Бормотову). Положение профилей показано на рис. 1. 1 – сейсмические границы; 2 – граница Мохо; 3 – землетрясения: а – с магнитудой более 4, б – магнитудой $4 < M \leq 3$; 4 – разрывные нарушения.

Профиль МОВЗ пересекает район исследования по диагонали, и проходит через описанные выше южную и северную части. В связи, с этим наблюдается сейсмо-активная структура, ограниченная границами с наклоном в разную сторону, проникающим в верхнюю мантию. Зона скопления землетрясений наблюдается в центре в западной части профиля.

Совместное рассмотрение результатов геофизических работ позволяет представить глубинную структуру района исследования. На уровне верхней мантии в центральной части с использованием процедуры исключения из гравитационного поля магнитного, выделяются серия локальных аномалий пониженной плотности сложной формы. По данным сейсморазведочных работ фиксируется структура, с наклонными срывами, проникающая в верхнюю мантию до глубин порядка 60 км и более (рис. 2). Это указывает, на то, что аномалии, выделенные с использованием процедуры исключения из гравитационного поля магнитного, вероятнее всего, распространены в верхней мантии от глубин 60 км и глубже. Аналогичные аномалии пониженной плотности в мантии часто интерпретируются, как и области более разогретого материала. Приуроченность землетрясений к участкам с пониженной плотностью может быть обусловлена коллизионным взаимодействием низкоплотностной мантии с окружающей ее более высокоплотностной мантией. Однако, в нашем случае землетрясения наблюдаются только на пересечении низкоплотностных аномалий с крупными разломами, что, вероятно, указывает на то, что такие участки являются зонами, улавливающими деформационные волны.

Информацию о вышележащем структурном уровне несет региональная компонента гравитационного поля. Глубина верхних кромок гравитирующих масс, сформировавших региональную компоненту, колеблется в основном от 16 до 18 км. Возможно, нижняя кора представляет собой зону, проработанную восходящими расплавами и горячими флюидами из верхней мантии. Комплексный анализ результатов гравиразведочных и сейсморазведочных работ показывает, что повышенная сейсмичность в краевых частях, вероятнее всего, обусловлена проникновением флюидов из мантии в нарушенные блоки средней части земной коры по наклонным плоскостям. Криволинейные участки региональной гравитационной аномалии в данном случае соответствуют местам подхода наклонных глубинных срывов к дневной поверхности. Таким образом, возникновение сейсмически активных зон это следствие ряда тектонофизических процессов, охватывающих значительный интервал глубин.

Наблюдаемая приуроченность землетрясений с $M \geq 4$ к осям региональных магнитных аномалий, обусловленных глубинными магматическими телами или флюидами, насыщенными железом указывают, на то, что такие тела формируются в зонах повышенных деформаций.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 4 "Природная среда России: адаптационные процессы в условиях изменяющегося климата и развития атомной энергетики" (проект ДВО РАН 12-1-П4-07).

Литература

1. Егоров А.С., Гурьев Г.А., Зотова И.Ф. и др. Геолого-геофизическая и геодинамическая модели литосферы по линии геотраверса Рубцовскмыс Невельского // Регион. геология. 2000. № 10. С. 143–151.
2. Потапов С.В., Спирина Е.Е., Мараханов В.И., Петров А.В. Результаты глубинного сейсмозондирования в Хабаровском крае // Сов. геология. 1979. № 3. С. 84–97.

Ю.Ф. Мороз¹, Т. А. Мороз¹, В.А. Логинов¹, А.Г. Яковлев²

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ОЛЮТОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В
КОРЯКСКОМ НАГОРЬЕ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

¹ ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский

² Московский государственный университет, г. Москва

В Корякском нагорье в последние два десятилетия произошло два сильных землетрясения – Хаилинское (08.03.1991 г.; $M_w = 6.6$) и Олюторское (20.04.2006 г.; $M_w = 7.6$), эпицентры которых расположены близко один от другого. Очаговая область Олюторского землетрясения выделена по его афтершокам. Примерные размеры области 100×260 км. Рассматриваемый район ранее изучен мелкомасштабной гравиметрической, аэромагнитной съёмками, маршрутными исследованиями методом магнитотеллурического зондирования (МТЗ). В последние годы очаговая область землетрясения пересечена профилями МТЗ и МОВЗ с шагом 2–5 км (рис. 1). Наблюдения МТЗ и МВЗ проводились по одному из профилей дважды: до землетрясения и после. Это дает возможность оценить в какой мере изменилась электропроводность геологической среды в связи с землетрясением.

Методика интерпретации МТЗ определена на основе анализа магнитотеллурических параметров, характеризующих локальные и региональные геоэлектрические неоднородности среды. В результате анализа установлено, что в низкочастотном диапазоне геоэлектрические неоднородности в первом приближении можно аппроксимировать в качестве двумерных. Это связано с вытянутостью структур в северо-восточном направлении. В основу интерпретации приняты кривые, полученные в главных направлениях, которые в большинстве случаев ориентированы

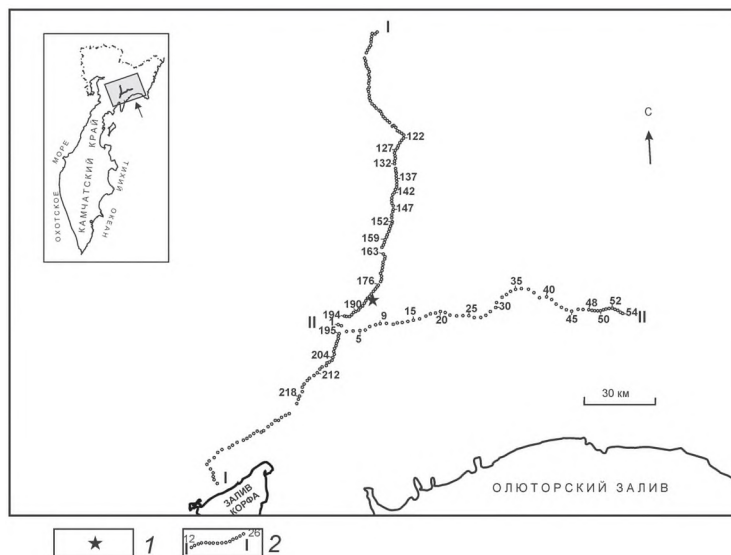


Рис. 1. Схема расположения пунктов МТЗ. 1 – эпицентр Олюторского землетрясения, 2 – профиль I-I

по направлениям близким простиранию и вкрест простирания основных структурных зон. В дальнейшем эти кривые будем называть продольными и поперечными.

Форма кривых МТЗ отвечает определённому типу геоэлектрического разреза. Следовательно, кривые МТЗ, близкие по своей форме, отражают сходный глубинный геоэлектрический разрез. Этот принцип положен в основу получения глубинных геоэлектрических разрезов по профилям МТЗ. Организовав кривые МТЗ, близкие по своей форме в семейства, мы тем самым выделим на профилях районы с различным типом глубинного геоэлектрического разреза. Каждый из выделенных районов характеризуется своей формой продольных и поперечных кривых. Анализ показывает, что амплитудные кривые сохраняя свою форму сильно расходятся по уровню сопротивлений. В то же время фазовые кривые расходятся между собой незначительно. Это свидетельствует о влиянии эффекта ρ (статистический сдвиг амплитудных кривых). Эффект связан с влиянием локальных геоэлектрических неоднородностей. Для его ослабления выполнено конформное осреднение амплитудных и фазовых продольных и поперечных кривых МТЗ.

Полученные средние продольные и поперечные кривые МТЗ различаются по форме, что связано с геоэлектрической неоднородностью среды. Большинство кривых имеют в левой части минимум, отражающий наличие осадочно-вулканогенного чехла пониженного электрического сопротивления. В большей мере минимумы выражены во впадинах, выполненных преимущественно терригенными осадочными отложениями. Максимумы в средней части кривых МТЗ обусловлены слоем земной коры повышенного электрического сопротивления. Большинство кривых в правой части представлены минимумом или нисходящей ветвью, указывающих на уменьшение электропроводности с глубиной.

Геоэлектрические разрезы земной коры получены по данным интерпретации продольных кривых МТЗ, которые обладают повышенной разрешающей способностью к наличию глубинных проводящих зон. Поперечные кривые использовались совместно с продольными для уточнения геоэлектрической модели. Это дало возможность выявить глубинные разломы в комплексе с другими геолого-геофизическими данными.

Геоэлектрическая модель области очага Олюторского землетрясения включает три слоя: осадочно-вулканогенный чехол пониженного электрического сопротивления, высокоомный слой коры и литосферный слой повышенной электропроводности. Осадочно-вулканогенный чехол имеет увеличенную мощность и повышенную электропроводность в синклиориях, впадинах и прогибах. Увеличенная электропроводность связана с преобладанием в разрезе терригенных пород. Это определяет пониженную плотность чехла. Высокоомный слой земной коры сложен метаморфическими и дислоцированными породами, характеризующиеся высокой плотностью. Глубина залегания литосферного слоя повышенной электропроводности меняется от 10–20 до 30–50 км. Природа слоя связывается с наличием жидких флюидов. Гипоцентры Олюторского землетрясения и его афтершоков приурочены к высокоомной толще земной коры, расположенной между проводящим осадочно-вулканогенным чехлом и литосферным слоем. В этой толще происходило накопление тектонических напряжений при взаимодействии плит.

Следует отметить, что рассмотренная модель получена по данным МТЗ по удлиненному профилю, отработанному в 2004 году. Как мы уже отмечали, средняя

часть профиля была повторена после землетрясения в 2008 году. Важно было выяснить в какой мере изменилась электропроводность геологической среды в связи с землетрясением. Поэтому предпринята попытка одновременной инверсии продольных и поперечных индивидуальных кривых МТЗ с помощью программы REBOCC. Эта программа дает возможность в лучшей мере выявить аномальные зоны электропроводности, которые могут быть связаны с глубинными разломами.

В результате инверсии индивидуальных кривых МТЗ выявлены следующие особенности в структуре электропроводности литосферы до землетрясения литосфера содержит зоны повышенной электропроводности в районе Авьинского синклинория и в области сочленения Коряжской и Олюторской складчатых областей (рис. 1). Проводящие зоны с удельным электрическим сопротивлением от первых единиц до первых десятков Ом-м выражены на глубинах от приповерхностных частей земной коры до 40 км. Под Авьинским синклинорием ширина зоны достигает почти 10 км на глубинах 10–20 км. В области сочленения складчатых зон она составляет около 6 км. В приповерхностных частях разреза ширина зон сокращается на порядки. Здесь они выражены в виде разломов, закартированных геологической съемкой.

После землетрясения структура электропроводности литосферы в значительной мере изменилась (рис. 2). Проводящая зона в районе Авьинского синклинория на глубинах более 15 км практически исчезла. Однако, в верхних частях земной коры появились проводящие зоны шириной в первые километры. Они проявились от приповерхностных частей земной коры до глубин 10–15 км. Наиболее заметные

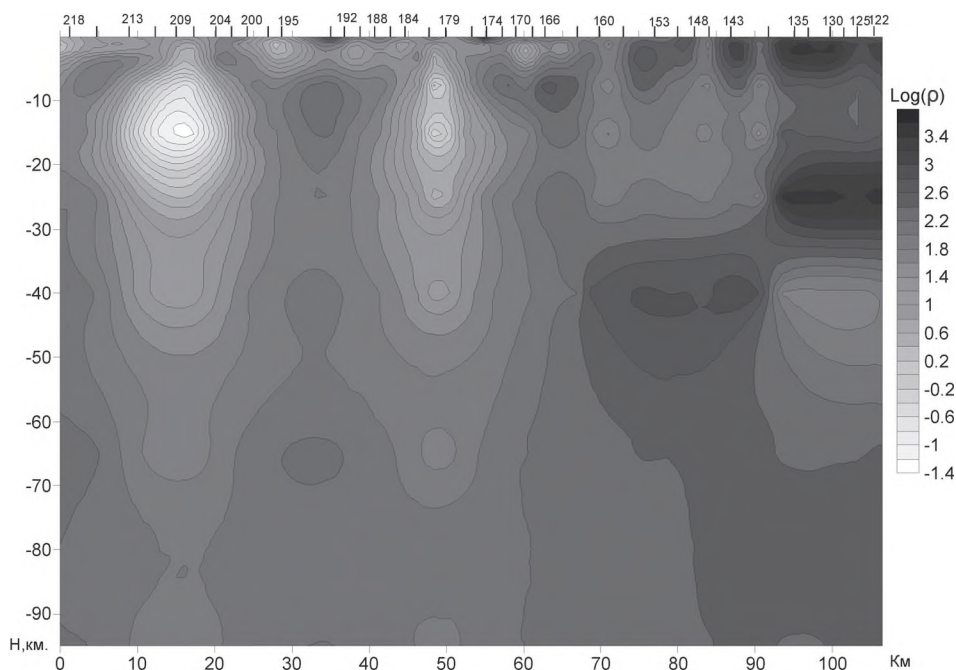


Рис. 2. Геоэлектрический разрез по профилю I-I до Олюторского землетрясения

изменения электропроводности среды произошли в области сочленения Корякской и Олюторской складчатых зон. Здесь сильно изменились границы и увеличились размеры проводящей зоны. Северо-западная граница является субвертикальной. Юго-восточная граница в пределах земной коры имеет наклон около 30 градусов. С глубиной ширина зоны возросла в юго-восточном направлении. На глубине 30 км ширина зоны достигает почти 30 км. Зона имеет продолжение в верхнюю мантию до глубины 100 и более км, Удельное электрическое сопротивление зоны меняется от первых единиц до первых десятков Ом·м. Пониженные значения сопротивлений отмечаются на глубинах 20–30 км. На дневной поверхности проводящая зона проявилась в виде трещины протяжённостью около 80 км. Предполагается, что проводящие зоны связаны с глубинными разломами. Повышенная электропроводность разломов обусловлена наличием высокоминерализованных растворов и магматических расплавов. Возникновение жидких флюидов возможно при снятии напряжений в литосфере при образовании разломов. Грубые оценки показывают, что достаточно сотен-десятых долей процента относительного объема флюида в связанных каналах, чтобы обеспечить уменьшение сопротивления горной породы до первых десятков-единиц Ом·м. Примерные расчеты показывают, что если, согласно существующих представлений, принять удельное электрическое сопротивление флюида в земной коре равным 0.01 Ом·м, то при удельном электрическом сопротивлении разлома первые единицы Ом·м, пористость пород будет достигать первых единиц процентов при полной связанности пор. Очевидно пористость будет больше, если учесть изолированные и тупиковые каналы. При удельном электрическом сопротивлении 100 Ом·м пористость пород уменьшится на два порядка.

Таким образом, изменение электропроводности геоэлектрической среды свидетельствует об изменении пористости пород в связи с Олюторским землетрясением. Это изменение вызвано геодинамическими процессами, которые, как видно, из геоэлектрических разрезов, затронули толщи литосферы до глубины 70–80 км.

Е.А. Мясников

**МОРФОТЕКТОНИКА И ЭНДОГЕННО-ЭКЗОГЕННАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ
ОПАСНОСТЬ ОСВОЕНИЯ О. РУССКИЙ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)**

ФГБУН Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток

Оценки опасных геолого-геоморфологических процессов в пределах урбанизированных территорий (УТ) Дальнего Востока России (ДВР) в отличии, например от Европейской части РФ, обычно затруднены из-за относительно слабой их изученности [2, 3]. Территория о. Русский (часть г. Владивостока) с момента высадки русских первооткрывателей в 1859 г. до недавнего времени являлась полностью «закрытым» объектом министерства обороны. В настоящее же время в северной части острова быстрыми темпами возведены уникальные гражданские объекты Азиатско-Тихоокеанского экономического саммита (АТЭС) 2012. Также планируется дальнейшее интенсивное освоение всего острова. Однако геолого-геоморфологические обоснования, судя по очевидным недоработкам проектировщиков и строителей, широко освещенным средствами массовой информации, по-прежнему остаются недостаточными, что может иметь негативные последствия в процессе эксплуатации соответствующих и др. объектов.

В данных условиях, по нашему мнению, целесообразны комплексные экспресс-оценки территории по всем известным и предполагаемым экологически опасным геолого-геоморфологическим процессам на морфоструктурной основе [2, 3, 6].

Для достижения указанной цели стояли следующие основные задачи: 1 – выявить особенности строения и развития морфоструктур; 2 – дать экспресс-оценки и районирование по условиям проявлений опасных геоморфологических процессов на морфоструктурной основе.

Особенности строения и развития морфоструктур о. Русский

Общие черты строения и развития морфоструктур (геолого-геоморфологических систем) агломерации Владивосток-Артем изучены ранее [6, 7]. Дальнейшие исследования, с учетом новых данных, позволили уточнить и детализировать морфоструктурный план о. Русский и сопредельных территорий (архипелаг и южную часть п-ова Муравьева-Амурского).

Остров Русский является самым крупным островом в архипелаге, что не случайно. Относительно высокую устойчивость этой структуре придает верхнепермский интрузивный массив, располагающийся примерно в центральной части острова. Гранитоиды прорывают породы поспеловской и владивостокской свит (нижняя и верхняя пермь) и перекрываются базальными конгломератами нижнего триаса. Они смяты в пологие низкоранговые складки, оси которых ориентированы на северо-восток. Преобладают наклоны слоев до 20–25°, крутые падения редки. Владивостокская свита слагает западные мысы острова. Ее слои круто падают на северо-запад и сменяются нижнетриасовыми базальными конгломератами. Дизъюнктивные структуры, особенно западной части острова, изучены недостаточно. Так, на многих мысах известны так называемые полигенетические глины и суглинки, которые, по нашему мнению, являются составными элементами зоны Муравьевского западного разлома. Это большей частью линейные коры выветривания, а не осадки

на высоких террасах. Рифейская толща тоже ассоциирует с этими образованиями, представляя собой, скорее всего, динамотермально метаморфизованные вулканиты [6].

По результатам дешифрирования космических и аэрофотоснимков, а также топографических и геофизических материалов, дизъюнктивная тектоника более напряженная, чем это принято считать и изображено на существующих геологических картах. При этом бухты Новик, Воевода, Новый Джигит, Житкова, Аякс и другие сосредоточены в тектонически ослабленных зонах.

Архипелаг от о. Русского и до о. Циволько образует единую линейно-блоковую морфоструктуру, элементы которой находятся на различных стадиях развития. Она представлена системами островов – остаточных горстов, проливов и бухт-грабенов.

Морфоструктура пролива Босфор Восточный представляет собой систему одноименного грабен-пролива и ограничивающих ее остаточных горстов, отделяющих п-ов Муравьева-Амурского от о. Русского. Грабен-пролив Босфор Восточный ориентирован субширотно (дугообразно с большим радиусом кривизны). Вдоль бортов грабена следует серия обрывов и уступов высотой до 80–100 м. С учетом глубины пролива подводный блок опущен на 200–400 м. Положительные граничные морфоструктуры отнесены к остаточным горстам и представляют собой блоки – относительные целики. Это п-ова Назимова, о. Елены и массив Поспелово. Борты горстов крутые, часто скалистые. Их поверхности очень слабо расчленены, уклоны до 4–6°.

Купольно-кольцевая морфоструктура о. Русский состоит из двух морфоструктур более низкого ранга (морфоструктурные зоны): купол Церковный и зона облекания.

Возрожденный купол Церковный образован на месте ядерной части верхнепермского интрузивного купола. Это группа из шести почти изометричных вершин, разделенных радиальными разломами-долинами низкопорядковых водотоков. Максимальные высоты достигают 250–290 м, а уклоны – 15–20°. В пределах Церковного купола нами выделены более дробные: осевая, промежуточная и краевая кольцеобразные подзоны, а также система радиальных и транзитных разломов.

История развития морфоструктур о. Русский представляется следующим образом. Интрузивно-купольная структура о. Русский заложилась в период внедрения позднепермских гранитоидов в центральную часть владивостокской вулканотектонической депрессии [6, 7].

В триасе данный купол подвергся разрушению, а по его периферии шло накопление терригенных образований. Центр купола служил областью сноса, о чем свидетельствуют соответствующие обломки пород в базальных слоях триасовых толщ. При этом максимальным разрушениям (с отложением продуктов выветривания) подверглись восточные и западные склоны купола, а северные и южные служили областями аномально высокой денудации и транзита обломочного материала. В мелу произошло подновление и унаследованный рост купола за счет внедрения даек и небольших экстрезий.

В кайнозое особенно сильное разрушение произошло по внешней (кольцеобразной) и относительно меньшее в приосевой зоне купола, когда наметилось расширение отрицательных форм рельефа за счет положительных. Эта тенденция продолжается и сейчас. Степень деструкции о. Русский в целом уменьшается центростремительно, однако, при этом, начинает повторно активизироваться и приосевая

эллипсообразная подзона эрозионно-денудационного разрушения, которая и в дальнейшем, по нашему мнению, будет разрастаться как латерально, так и в глубину.

Таким образом, кайнозойский этап подобно триасовому характеризуется максимальной степенью деструкции, а позднепермский и позднемеловой – максимальной конструкции. Общая тенденция разрушения современной морфоструктуры будет продолжаться и в ближайшем будущем. При этом деструкция о. Русский (уменьшение объемов высотных, линейных и угловых параметров) будет усиливать распад на отдельные положительные блоки – останцы (междуречья, острова, п-ова), разделенные отрицательными блоковыми морфоструктурами низших рангов (зоны разломов, грабен-бухты и проливы).

Экспресс-оценки опасных геолого-геоморфологических процессов

Основные показатели опасных геолого-геоморфологических процессов включают в себя эндогенные и экзогенные признаки. Современные эндогенные процессы проявляются главным образом сейсмичностью.

Априорный анализ сейсмической уязвимости жилой застройки г. Владивостока на полуострове Муравьева-Амурского показал дифференцированный сейсмический риск соответствующих объектов применительно к существующим нормам сейсмической опасности (6–7 баллов) по комплекту карт ОСР-97-А, В, С. Однако, согласно последним данным, полученным в результате сеймотектонических исследований, проведенных сотрудниками ПГО «Примгеология» и института Физики Земли РАН в связи со строительством объектов АТЭС 2012 – фоновая сейсмичность всего южного Приморья оценена в 8, а локальными местами в 9 баллов по шкале MSK-64 [4, 5]. Конкретно на севере острова Русский и южной части п-ова Муравьева Амурского (п-ов Назимова) были выявлены несколько сейсмодислокаций (рвы, обвалы, оползни и др.). Специальные расчеты показали, что соответствующие дислокации являются индикаторами землетрясений аналогичных тем, которые произошли восточнее, в районе города Партизанска в 1962 и 1971 годах, т.е. низкомagnitude (M = до 4.6), высокобальные (8–9) и близповерхностные землетрясения. В районе г. Владивостока они происходили примерно 150, а также (по радиоуглеродному датированию) около 1000, 3400, 4400, 6000 лет назад. Сделан вывод, что соответствующая опасность для объектов АТЭС в северной части о. Русский и на п-ове Назимова связана с активными в настоящее время разломами, сопряженными с Муравьевским западным и Муравьевским восточным глубинными разломами, характеризующимися преимущественно как левосторонние сдвиги [4, 5].

Нами было проведено независимое детальное дешифрирование активных тектонических структур по крупномасштабным аэрофотоснимкам высокого разрешения, морфографический и морфометрический анализ рельефа по топографическим картам разных масштабов, а также совместный анализ морфоструктурных, геофизических и геологических данных. Как оказалось, активные разломы и сопряженные с ними предполагаемые сейсмоструктуры хорошо выражены в рельефе и ландшафте. Они развиты более широко и не только на севере, но и на всей площади о. Русский. По имеющимся и полученным автором новым геолого-геоморфологическим данным, на морфоструктурной основе была дополнена и уточнена степень сейсмической опасности отдельных территорий о. Русский. Прежде всего подтверждена фоновая сейсмичность всего о. Русский 8 баллов, но также дифференциро-

ванно выделены участки с потенциальной сейсмичностью 7 и 9 баллов. Основными аргументами для этого явились выявленные нами признаки современной геодинамической активности и направленности движения отдельных морфоструктур, а также характер размещения и концентрация предполагаемых сейсмодислокаций по материалам дистанционного зондирования.

В пределах исследованной территории, как оказалось, также широко проявлены современные экзогенные геоморфологические процессы. До сих пор считалось, что на острове преобладают экзогенные процессы слабой и умеренной активности: на склонах – делювиальный смыв и солифлюкция, в вершинном поясе – комплексная денудация и только на побережье – активная морская абразия [1]. Последние данные, в том числе дистанционные, показали, что в пределах многочисленных тектонических разломных зон достаточно широко проявлены также следы опасных геоморфологических процессов (обвалы, оползни, осыпи, отседания, овраги).

С учетом новых и имеющихся материалов, нами проведена переоценка экзодинамической опасности, которая базировалась на данных о бывших и возможных экзогенных процессах и явлениях, их видах и интенсивности, местах проявления и комбинациях. Они экспертно ранжированы нами с учетом их последовательности. Каждому событию присваивался условный балл по относительному месту в ряду возможных событий.

Отмеченные выше типы рельефа и связанные с ними эндогенные и экзогенные процессы и формы, а также данные по строению и развитию морфоструктур послужили основой для составления схемы экспресс-районирования территории о. Русский по комплексной эндо-и экзодинамической опасности. В матрице в горизонтальном верхнем ряду указана потенциальная сейсмичность в баллах, а в вертикальном – степень экзодинамической опасности в условных баллах.

Литература

1. Короткий А.М., Коробов В.В., Скрыльник Г.П. Аномальные природные процессы и их влияние на состояние геосистем юга российского Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука. 2011. 265с.
2. Мясников Е.А. Геоэкология: комплексная геодинамическая опасность урбанизированных территорий Дальневосточного региона России. // Инженерная экология. 2009. № 5. С. 3–21.
3. Мясников Е.А., Невский В.Н. Об эколого-геоморфологических условиях строительства объектов Азиатско-Тихоокеанского экономического саммита в г. Владивостоке // Экология урбанизированных территорий. 2010. № 1. С. 45–50.
4. Овсяченко А.Н., Новиков С.С. Новые данные о сейсмической опасности района г. Владивостока по материалам геологических исследований // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии: Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2011. С. 417–420.
5. Олейников А.В., Олейников Н.А. Палеосейсмогеология. Владивосток: Дальнаука. 2009. 164 с.
6. Таши С.М., Мясников Е.А. Геолого-геоморфологические системы территории агломерации Владивосток-Артем. Владивосток: Изд-во ДВГТУ, 2003. 181 с.
7. Толухонов Ю.М. Морфоструктуры островов Русский, Попова, Рейнеке, Рикорда Японского моря. // Геоморфология зон перехода от континентов к океанам: Сб. науч. тр. / Тихоокеан. ин-т географии. М.: Наука, 1992. 239 с.

Е.А. Мясников

**О МИКРОСЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ
УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ (МОРФОСТРУКТУРНЫЕ АСПЕКТЫ)**

ФГБУН Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток

Сейсмотектонические исследования и районирование, как известно, являются обязательными и предшествуют общему (ОСР), детальному (ДСР) и микросейсмическому районированию (СМР). Для локальных урбанизированных территорий (УТ) наиболее востребовано конечно СМР, при котором выявляется приращение бальности относительно ДСР или ОСР. Известно, что при СМР должны оцениваться реакции конкретных, а не средних, грунтовых и др. условий на сейсмические колебания и связанную с ними опасность (физико-механические свойства грунтов, их влажность и строение, резонансные свойства среды, тектонические нарушения и рельеф) [5]. Соответственно основными методами предлагаются: макросейсмические (палеосейсмогеологические), изучение вариаций амплитуд сейсмических колебаний по площади, оценка физико-механических свойств грунтов в лабораторных и полевых условиях [5]. Однако, на практике они зачастую ограничиваются выделением типов грунтов (1-2-3 категории грунтов по сейсмическим свойствам) по корреляциям их с приращениями бальности. В редких случаях удается провести, например вероятностный анализ сейсмической опасности УТ [2]. Однако, последнее возможно лишь в условиях наличия достаточной и детальной инструментальной сейсмостатистики, как на о. Сахалин. Для большинства же УТ ДВР, например такой как Владивостокская агломерация, отсутствуют не только кондиционные данные инструментальных наблюдений, но и достаточная инженерно-геологическая и общая геофизическая изученность. Так, невысокой точности сейсмостанция в г. Владивостоке работала только с 1932 до начала 90-х годов. Во многом из-за высокой плотности застройки, а также большой площади «запретных зон» (земель министерства обороны) – соответствующая изученность оказалась крайне неравномерной и часто слабой.

В связи с начавшимся в последнее время активным освоением территории Владивостокской агломерации (строительство объектов АТЭС-2012 и др.), в срочном порядке были проведены: 1 – априорный анализ сейсмической уязвимости жилой застройки (большим коллективом из нескольких организаций под руководством Г.Л. Кофф [1]); 2 – региональный анализ и некоторые локальные сейсмогеологические исследования Южного Приморья и северной части о. Русский (сотрудниками ПГО «Примгеология» А.В. и Н.А. Олейниковыми [4]); 3 – оценка сейсмической опасности некоторых территорий г. Владивостока палеосейсмогеологическим методом (сотрудниками института Физики Земли РАН г. Москвы А.И. Овсюченко, С.С. Новиковым [3]). Кроме того, несколькими годами ранее были составлены мелкомасштабные (1:1 млн, 1:2.5 млн) карты ДСР Приморского края, а также проведены узколокальные работы на строительных полигонах (сотрудниками ДальНИИС и ООО «НПЦ Сейсмозащита» под руководством Б.А. Пышкина [6] и др.) и новая карта сейсмической опасности Евразии (сотрудником ТОИ ДВО РАН В.А. Абрамовым). Однако, все упомянутые и другие существующие карты, а также принятый, в качестве нормативного документа, комплект карт ОСР-97 А, В, С [5] –

дают лишь региональную информацию и требуется ее детализация и уточнение в крупном масштабе. Для этого, конечно, необходим комплексный мониторинг на основе современной цифровой сейсмостанции, станциях глобального позиционирования GPS/ГЛОНАС, а также др. дополнительные наблюдения (гидрогеохимические, газогеохимические и др.). Частично некоторые из них проводятся, однако по существу – это дело будущего т.к. достаточно дорогостоящие и долговременные проекты еще надо обосновать в конкретных объектах наблюдений, «раскрутить» и т.д. В настоящее же время (на начальном этапе), по нашему мнению, целесообразно проанализировать комплексно все имеющиеся разрозненные материалы по сейсмической опасности УТ на морфоструктурной основе с целью выявить основные черты геодинамики и сеймотектоники т.е. провести предварительное микросеймотектоническое экспресс-районирование.

С этой целью решались следующие основные задачи: 1 – анализ морфоструктурного плана территории; 2 – дешифрирование активных разломов по АФС и КС высокого разрешения и совместный анализ с морфоструктурными и палеосейсмогеологическими данными; 3 – выявление основных особенностей развития, геодинамики и уязвимости геолого-геоморфологических систем (ГГС) УТ; 4 – морфографический и морфометрический анализ рельефа совместно с геолого-геофизическими и др. данными; 5 – составление рабочей модели сеймотектонического микрорайонирования по комплексу данных на морфоструктурной основе.

В морфоструктурном отношении территория г. Владивостока имеет преимущественно разломно-блоковое строение, которое и определяет многие природные и антропогенные условия ее освоения [7]. Так, на п-ове Муравьева-Амурского выделяются три разломно-блоковые зоны, не считая акваторий заливов. Они ориентированы по удлинению на северо-восток. Главной из них является горная (горстовая) часть полуострова, осевая линия которого приближена к Уссурийскому заливу. Она представлена мелкими горами высотой до 400 м, которые играют роль барьера, затрудняющего циркуляцию воздушных масс ортогональных направлений. Вдоль Уссурийского и Амурского заливов (грабенов) протягиваются узкие зоны холмов и увалов (переходные «шарнирные» блоки). Отделяются они от горной части хорошо заметными перегибами склонов и уступами. В этих местах проложены главные линейные сооружения полуострова (трассы, железная дорога, водоводы, линии электропередачи и др.), а также основные жилые массивы.

Мелкогорная часть освоена слабо. Здесь сохранились природные условия, которые меньше всего затронуты антропогенезом. Зона, следующая вдоль Амурского залива, наиболее освоена. Естественные природные условия, хотя и значительно измененные, сохранились локально в зоне перехода к горной части. Зона, протягивающаяся вдоль Уссурийского залива, освоена значительно хуже, т.к. геоморфологически она менее благоприятна для строительства. Это, по сути дела, зона, где мелкие горные блоки чередуются с блоками холмов и увалов. В последних местах освоенность выше. Там расположены пос. Горностай, оздоровительные комплексы бухт Лазурной, Емар, Русской и др.

Более низкопорядковые морфоструктурные элементы образуют поперечную зональность полуострова. Это серия ступеней (блоков), ориентированных субширотно или на запад-северо-запад. Имеет место чередование опущенных и поднятых ступеней. К опущенным ступеням относятся акватории Босфора Восточного и

Золотого Рога, днища долин Первой и Второй речек, рек Пионерской, Черной и Богатой. Эти элементы рельефа являются естественными границами поднятых блоков. Опущенные ступени локализованы в местах максимального относительного дробления пород, а поднятые представляют собой блоки – относительные целики. Отличаются они и по видам антропогенной нагрузки.

Таким образом, блоковые морфоструктуры различных уровней организации характеризуются наличием элементов и структурных линий – их границ, ориентированных определенным образом. Главные структурные линии ориентированы в продольном направлении, а вторые по значимости – в поперечном. Каждый блок представляет собой набор из элементарных ячеек (ЭЯ) – микроблоков, ограниченных своими структурными линиями – зонами перехода, где происходит смена природных условий. Центральные части ЭЯ характеризуются наиболее устойчивым сочетанием признаков, количество которых минимально. Периферические части ЭЯ отличаются большим разнообразием условий и быстрой их сменой.

Рассматриваемая территория по степени сейсмической (эндогенной) активности в одних случаях относится к 7-балльной зоне, в других – к 8-балльной. Вместе с тем стало ясно, что определение сейсмической опасности по свершившемуся самому сильному землетрясению не соответствует реальной угрозе. Сила возможных самых сильных землетрясений бывает больше на 1–2, реже 3 балла [3–7]. Поэтому фоновое значение для г. Владивостока должно быть не менее 8 баллов. На участках с мощными недоуплотненными склоновыми отложениями необходимо добавлять 1–2 балла.

Основные особенности развития Южно-Приморской ГГС УТ следующие [7]:

- кайнозойские впадины завершили свое активное развитие во второй половине миоцена; в настоящее время это отрицательные геоморфологические формы, где процессы формирования вещественных комплексов выполнения не играют ощутимой роли;

- поднятия, разделяющие впадины, развиваются по конструктивному типу (наращивание объемов, высотных, угловых и линейных параметров); это горсты и сводово-глыбовые структуры, ограниченные центриклинально падающими взбросами и крутопадающими надвигами, часть из которых имеют круговую и дуговую формы в плане, а морфоструктуры – куполовидную;

- краевые части поднятий надвигаются на впадины.

Великопетровская ГГС. Здесь преобладают тенденции развития, противоположные Южно-Приморской:

- кайнозойские впадины развиваются активно и в настоящее время с формированием четвертичных седиментационных комплексов выполнения, которые не компенсируют отрицательные структурные формы;

- поднятия, разделяющие впадины, развиваются по деструктивному типу (уменьшение объемов, высотных, линейных и угловых параметров); поднятия распадаются на отдельные блоки, остаточные морфоструктуры (междуречья, острова, полуострова), разделенные отрицательными ГГС низших рангов (зоны разломов, квазиграбен-долины, грабен-бухты и проливы);

- впадины разрастаются как в поперечном, так и в продольном направлениях, при этом в погружение вовлекаются краевые части смежных ГГС.

Степень геодинамической активности и уязвимости ГГС характеризуется следующими особенностями:

– наиболее активными являются зоны взаимодействия морфотектонопар впадина-поднятие, где сосредотачиваются показатели максимальной активности и уязвимости ГГС и их элементов;

– на поднятиях конструктивного типа развития часто встречаются молодые дислокации, в том числе и сейсмогенные;

– на выступах фундамента деструктивного типа развития такие формы не выявлены или они проблематичны; их наличие возможно в местах развития отрицательных низкоранговых ГГС, где они быстро уничтожаются, так как здесь процессы разрушения имеют относительно высокие скорости; к тому же такие формы маскируются корами выветривания и другими комплексами выполнения;

– уязвимость ГГС конструктивного типа возрастает от смежных впадин к их центральным частям, то есть к структурам с более высокими значениями высотных и угловых параметров;

– уязвимость ГГС деструктивного типа развития характеризуется противоположно направленными тенденциями;

– наименее уязвимы ГГС, поверхности которых приближаются к значениям предельного аккумулятивного, денудационного и аккумулятивно-денудационного выравнивания.

Комплексный анализ инженерно-геологических, палеосейсмогеологических, геоморфологических, геофизических и различных физико-географических условий сеймотектонической опасности УТ на морфоструктурной основе позволил существенно детализировать имеющиеся выделы по категориям грунтов разной сейсмической опасности. Доказательность выводов и эффективность методики продемонстрированы на примере п-ова Муравьева-Амурского. Главный вывод – опыт микросеймотектонического районирования УТ на морфоструктурной основе позволяет выявить ранее неизвестные черты строения и развития сеймотектонических структур и поэтому его следует включать, как дополнительный, в комплекс методов СМР УТ.

Литература

1. Априорный анализ сейсмической уязвимости жилой застройки г. Владивостока / Кофф Г.Л., Фарафонов А.Э., Беккер А.Т.и др. Владивосток: Дальнаука, 2008. 206 с.
2. Левин Б.В., Ким Ч.У., Соловьев В.Н. Оценка сейсмической опасности и результаты детального сейсмического районирования для городов о. Сахалин // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 5. С. 93–103.
3. Овсяченко А.Н., Новиков С.С. Новые данные о сейсмической опасности района г. Владивостока по материалам геологических исследований // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии: Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2011. С. 417–420.
4. Олейников А.В., Олейников Н.А. Палеосейсмогеология. Владивосток: Дальнаука. 2009. 164 с.
5. Сейсмические опасности./Тематический том под ред. Г.А. Соболева (Природные опасности России). М.: Издательская фирма «КРУК». 2000. 296 с.
6. Пышкин Б.А. Экспериментальные исследования метода имитации и оценка сейсмоустойчивости сооружений от землетрясений при строительстве в Дальневосточном регионе. Владивосток: Дальнаука, 2009. 232 с.
7. Тащи С.М., Мясников Е.А. Геолого-геоморфологические системы территории агломерации Владивосток-Артем. Владивосток: Изд-во ДВГТУ, 2003. 181с.

Ф.С. Онухов, С.Н. Алексеенко

НЕОТЕКТОНИКА АМУРСКОЙ ПЛИТЫ

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Изучение неотектонической структуры проводилось с широким использованием морфометрических и дистанционных данных, как по отдельным структурным элементам, так и по региону в целом. При этом использовались материалы дешифрирования радарных космоснимков земной поверхности в масштабах от 1:2000000 до 1:500000 [3]. На них в цветовой гамме отражены высотные уровни рельефа, позволяющие анализировать ступенчатость рельефа и выделять тектонически обусловленные границы.

Общей чертой исследуемой территории является влияние на высотные уровни рельефа ортогональной и диагональной (по отношению к полюсу Земли) систем нарушений. Эти системы наложены друг на друга и в той или иной мере определяют геодинамику отдельных геоблоков и плиты в целом. Характерно, что морфометрический анализ батиметрических карт подтверждает проявленность этих систем дислокаций в подводном рельефе [3,4].

В ортогональной системе наиболее проявлены и имеют часто сквозное положение меридиональные разрывные нарушения. Они характерны как для суши, где разделяют разновысотные участки, так и в пределах прилегающих акваторий Охотского и Японского морей [3,4,7 и др.]. Эти нарушения имеют характер трансрегиональных зон, внутри них развиты сближенные локальные нарушения, субпараллельно располагающиеся на расстоянии от 1,5 до 2,5 км друг от друга. Ширина образованных ими зон составляет от 10 до 25 км, а в отдельных случаях и более.

Широтные нарушения ортогональной системы образуют менее регулярную сеть. Лишь отдельные из них имеют трансрегиональную протяженность, а чаще это региональные разломы. В меньшей степени им присуща зональность, образованная тремя–пятью сближенными (до 2,5–3 км) субпараллельными дизъюнктивами. При этом ширина зон достигает 15 км. Нарушения этой системы по-разному выражены в рельефе в различных геоблоках. Отметим, что для региональных и особенно для трансрегиональных разломов наблюдается отклонение от генерального простирания за счет латеральных смещений по разломам диагональной системы. Такие деформации испытывают многие субширотные разломы по простиранию.

Наиболее ярко в рельефе и в новейшей структуре проявляется диагональная система разломов, которая включает две подсистемы, несколько развернутые по отношению друг к другу (примерно на 15°). Одну из них представляет сеть нарушений с простираниями 45° и 225°, вторую – соответственно 60° и 240°. Несмотря на то, что обе эти системы имеют достаточно контрастное выражение в особенностях рельефа, первая из них (45° и 225°) наиболее значима в новейшей структуре. Её разрывные нарушения, например в Нижнем Приамурье [4], нередко латерально смещают элементы второй системы. Следует отметить, что отдельные диагональные разломы изгибаются по простиранию и смыкаются с разломами ортогональной системы, преимущественно с меридиональными.

Характерной особенностью неотектонической структуры Амурской плиты является мозаичное сочетание поднятых и опущенных геоблоков разных порядков. Сильная дифференциация неотектонических движений в пределах Амурской плиты обусловлена геодинамическим воздействием окружающих ее Китайской, Сибирской, Охотоморской и Тихоокеанской плит.

В пределах Амурской плиты выделяются следующие структуры первого порядка: Приамурский геоблок, орографически включающий все хребты Буреинско-Ям-Алинской и Нижнеамурской горных систем, включая хребет Малый Хинган [2,4], опущенные геоблоки Сунляо и Среднеамурский и поднятые геоблоки Сихотэ-Алинский и Чанбайшанский.

Приамурский геоблок вытянут в северо-восточном направлении. На северо-западе он торцово сочленяется с Тукурингро-Джагдинским линейным горстом. Далее к югу, вдоль долины р. Селемджа и до верховья р. Нэньцзян, он с запада ограничен трансрегиональной зоной разломов северо-восточного простирания, которая оформляет восточный борт Амуро-Зейской впадины и западный борт впадины Сунляо. Северо-восточное ограничение блока проходит по континентальному склону севернее Шантарских островов и по северу Татарского пролива. Юго-восточное ограничение геоблока связано с зоной разломов Танлу, контролирующей нижнее течение р. Амур и тянущейся вдоль северо-западного борта Среднеамурской впадины и вдоль северо-западного фланга Чанбайшаньского геоблока. На юге Приамурский геоблок по северо-западным разломам, контролирующим южный фланг хребта Малый Хинган, граничит с погруженным геоблоком Сунляо.

Неотектоническая структура Приамурского геоблока определяется преимущественно сводово-глыбовым стилем дислокаций с преобладанием сравнительно узких удлиненных сводов высоких порядков [1,2,4,]. Они контролируются в значительной степени северо-восточными разломами диагональной системы. С ними связаны долинные грабены (Буреинский, Амгунский, Курский и ряд других), орографически предопределяющие долины основных рек. Глыбовые дислокации развиты в пограничных зонах геоблока (Туранское, Тукано-Якбьянское, Шантарское и др. горстовые поднятия).

В структуре Приамурского геоблока существенна также роль меридиональных разломов, которая проявилась в процессе заложения поперечных рифтогенных впадин Нижнего Приамурья. Важным геодинамическим признаком является правостороннее латеральное смещение меридиональных разломов по разломам северо-восточного направления. Такие смещения, например, в западном обрамлении Эворон-Чукчагирской наложенной впадины свидетельствуют о сбросо-надвиговом и сбросо-раздвиговом характере меридиональных нарушений, а латеральные правосторонние перемещения по разломам северо-восточного простирания – о смещении в этом же направлении геоблока в целом.

Сочленение Приамурского геоблока с Охотоморской плитой имеет клавишный облик дислокаций, что связано с разрастанием шельфа за счет рифтогенного погружения блоковых структур суши. Очевидно, что сложный вид берега Охотского моря, осложненного многочисленными заливами, отражает этот преобладающий процесс неотектонического погружения окраины геоблока.

Сихотэ-Алинский геоблок выражен в рельефе одноименной горной системой. По типу неотектонических дислокаций этот структурный элемент является асим-

метричным глыбовым поднятием [4.6] и по структурному положению занимает крайнее положение на Амурской плите в зоне её сочленения с Япономорской плитой.

В пределах Сихотэ-Алинского геоблока основная рельефообразующая роль принадлежит разломам северо-восточного простирания ($30-40^\circ$), определяющим продольную ступенчатость и асимметрию поднятия. Вместе с тем здесь хорошо проявляется ортогональная система разломов, имеющих трансрегиональное протяжение и значительную роль в структуре. Так зона меридиональных разломов контролирует положение северного отрезка Татарского пролива и оформляет прибрежную зону геоблока. Другая трансрегиональная зона меридиональных разломов, контролирующая Эворон-Чукчагирскую впадину в Приамурском геоблоке, протягивается в пределы Сихотэ-Алинского, достигая его южного фланга.

В целом Сихотэ-Алинский геоблок сформирован в результате наползания окраины Амурской плиты на Японскую плиту. Сдвиговые перемещения по северо-восточным разломам свидетельствуют о косом давлении в северо-восточном направлении при формировании глыбового поднятия.

Между Сихотэ-Алинским и Приамурским геоблоками клинообразно располагается погруженный геоблок, значительная часть которого представлена Среднеамурской междугорной впадиной. Среднеамурская впадина в целом тоже характеризуется асимметрией строения – её восточный борт более пологий, чем западный. Западное ограничение впадины определяется зоной разломов Танлу, имеющей генеральное простирание $50-60^\circ$. Восточный борт – оформляют нарушения северо-восточного направления ($30-40^\circ$). Клинообразное замыкание впадины на севере связано именно с ножницеобразным пересечением этих разнонаправленных северо-восточных зон нарушений – Танлу, с одной стороны, и Западно- и Центрально-Сихотэ-Алинских, с другой. С ними связано и формирование Нижнеамурской впадины в результате правосторонних движений по зоне Танлу и левосторонних – по Центрально-Сихотэ-Алинскому сдвигу с продолжением в виде Лимурчанского нарушения в Нижнеамурском блоке.

Чанбайшаньский геоблок орографически выражен одноименной горной системой. По типу неотектонических дислокаций его можно отнести к сводово-глыбовому сооружению [7]. По этому признаку в его пределах выделяются два крупных блока второго порядка – мозаичный северо-восточный и, более массивный, юго-западный. Юго-западный блок имеет асимметричное строение с перекосом вершинной поверхности к западу к впадине Сунляо. В целом Чанбайшаньский геоблок является окраинной структурной единицей Амурской плиты и располагается в плане эшелонировано по отношению к близкому по структуре Сихотэ-Алинскому геоблоку. Их формирование, по-видимому, происходило в одинаковых геодинамических условиях.

Западнее, в зоне сочленения Амурской и Китайской плит, выделяется погруженный геоблок, выраженный в рельефе впадиной Сунляо. Он вытянут в северо-восточном направлении от акватории Желтого моря и торцово сочленяется с Приамурским геоблоком. Впадина Сунляо ограничена с юго-востока зоной разломов Танлу, а с северо-запада зоной аркогенных надвигов Большехехцирского большого сводового поднятия. По структурному положению впадина Сунляо отражает результат надвигания Китайской плиты на Амурскую, приведшего к опусканию окраины

последней. С другой стороны окраина Китайской плиты представлена здесь большим сводовым поднятием. Аналогичная структура – Становой свод – располагается на южном фланге Сибирской плиты [6,7]. Структурное положение Станового свода позволяет считать, что его формирование связано с давлением со стороны Китайской плиты. То есть в зонах взаимодействия континентальных плит формируются сводовые дислокации как результат коробления земной коры. Исходя из неотектонической структуры представляется, что в качестве восточного ограничения Китайской плиты целесообразно рассматривать зону разломов, отделяющую Большехинганскую горную область от погружения Суляо.

Анализ неотектоники Амурской плиты позволяет отметить наиболее общие существенные черты структуры Восточной Азии. Они заключаются, прежде всего, в том, что на границе взаимодействия континентальных и морских плит формируются асимметричные, наклоненные в сторону континента глыбовые поднятия как результат напоздания континентальных плит на морские.

Вторую закономерность представляют зоны сочленения плит на континенте. Она заключается в формировании в зоне их взаимодействия крупных линейных сводовых поднятий с примыкающими к их фронту межгорными впадинами и линейными горстами.

Третья особенность заключается в том, что Амурская плита, испытывая многостороннее давление континентальных массивных плит, подвержена значительной дифференциации перемещения составляющих её геоблоков. В целом имея западную асимметрию (уклон поверхностей тектоноструктур к западу), геоблоки по разному приспособляются к геодинамическому полю. Перед фронтом надвигающейся Китайской плиты возникают прогибания и впадинные погружения. Через их фундамент давление передается на другие геоблоки, приводящие к складчато-горстовым неотектоническим дислокациям. Между выжатыми геоблоками возникают обширные ареальные погружения типа Среднеамурской и других крупных впадин.

Литература

1. Корчагин Ф.Г., Онухов Ф.С. Современная геодинамика юга Дальнего Востока // Закономерности строения и эволюции геосфер. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 1994. С.81–82.
2. Корчагин Ф.Г., Онухов Ф.С. Проблемы сейсмоструктоники Приамурья // Строение и эволюция Востока Азии. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 1999. С.292–300.
3. Онухов Ф.С., Бормотов В.А., Алексеенко С.Н., Рыбас О.В. Основные черты дизъюнктивной тектоники Восточной Азии: предварительный анализ радарного космоснимка // Тектоника и глубинное строение Востока Азии. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2009. С.71–74.
4. Уфимцев Г.Ф., Алексеенко С.Н., Онухов Ф.С. Морфотектоника Нижнего Приамурья // Тихоокеан. геология. 2009. №6. С. 81–93
5. Уфимцев Г.Ф., Алексеенко С.Н., Онухов Ф.С., Рыбас О.В. Морфотектоника рифтогенных впадин северо-восточной окраины Амурской литосферной плиты // Тектоника и глубинное строение востока Азии. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2009. С.87–89.
6. Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984. 183 с.
7. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Евразии. Иркутск: Изд-во Иркут. Гос.ун-та, 2002. 494 с.

Т.А. Пономарева, В.А. Лютоев

**КОРОВЫЕ ВОЛНОВОДЫ И ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ
ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ**

ФГБУН Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г.Сыктывкар

Определение глубин возможных очагов землетрясений проводилось поэтапно. Первоочередной задачей этого процесса стало обнаружение волноводов в разрезе земной коры Европейского Севера-Востока. Для этого необходимо было по данным ГСЗ [1] подробно рассмотреть характер изменения скоростных и плотностных параметров с глубиной. Следующая задача заключалась в определении оценочных критериев, установленных на основе расчета прочностных и упругих параметров в пределах геолого-тектонических структур высшего и первого порядков на территории исследований, указывающих на возможность формирования очагов землетрясений.

Для выделения коровых волноводов использовались общепринятые критерии, согласно которым низкие значения скоростей сейсмических волн и плотностей рассматриваются как результат особого флюидного режима в процессе формирования каждого конкретного слоя. Путем анализа кинематических и пространственных характеристик глубинных разрезов земной коры, пересекающих надпорядковые структуры и структуры первого порядка Тимано-Североуральского региона, были выделены сейсмоструктурные этажи (ССЭ). Сейсмоструктурные этажи выполнены структурно-вещественными комплексами, характеризующими вертикальную расслоенность континентальной части литосферы [2]: первый этаж (I) соответствует сланцевому комплексу пород, второй (II) – гнейсогранулитовому, состоящему из гранито- и диоритогнейсового подкомплексов (II' и II'') пород, и третий (III) – гранулитометабазитовому комплексу пород.

В разрезе земной коры Канино-Северотиманского мегавала Тиманской гряды во II' ССЭ на глубине 15–21 км присутствуют волноводы со скоростями поперечных волн V_s в интервале 3.90–3.92 км/с. В структурах Печорской синеклизы наблюдаются волноводы с таким же V_s , находящиеся в пределах Печоро-Колвинского прогиба во II' ССЭ на глубине 16.0–25.0 км. В северо-восточном направлении от него отмечается опускание волноводов с несколько повышенными скоростями поперечных волн (3.95–4.01 км/с) до глубины 28.2 км. В разрезе Большеземельского свода во II'' ССЭ на глубине 23–30 км обнаружены волноводы со значениями V_s , равными 3.79–3.85 км/с. По краевым частям Печорской синеклизы нами выявлены области земной коры, в разрезе которых присутствуют два уровня волноводов с разными V_s . Так, в разрезе Припайхойского прогиба первый уровень волноводов со скоростями V_s от 3.65 до 3.75 км/с располагается на глубине 8–14 км и относится к I ССЭ, второй (V_s 4.05–4.75 км/с) находится на глубинах 23–29 км и принадлежит к II'' ССЭ. В строении Пайхойского аллохтона первый уровень волноводов (V_s 3.65–3.71 км/с), обнаруженный на глубине 8–13 км, относится к I ССЭ; второй (V_s 3.65–3.71 км/с), достигающий глубины 19–38 км, относится ко II'' ССЭ. В разрезе земной коры в Косью-Роговском прогибе в породах диорито-гнейсового подкомплекса пород также выявлено два уровня волноводов – на глубинах 20 и 34 км. На севере Урала волноводы установлены в разрезах Восточно-Уральской зоны в са-

мых низах земной коры, т. е. в III ССЭ. Области волноводов с V_s в пределах 3.70–3.75 км/с, имеющие мощность 4–8 км, расположены на глубинах 33–40 км на Полярном и на глубине 35–43 км на Приполярном Урале. Уральская область отличается от сопредельных территорий не только северо-северо-восточной ориентировкой структур, но и глубинным расположением волноводов и пониженным тепловым потоком [4].

Так, в разрезах земной коры на европейском северо-востоке России волноводы, соотносимые со структурами Печорской синеклизы, формируются в верхней части коры, где повсеместно присутствует гранитогнейсовый подкомплекс пород, отмечаются высокие тепловые потоки и повышенные содержания радона и продуктов его распада. Волноводы Урала расположены в гранулитометабазитовом комплексе в нижней части коры с характерной для нее пониженным тепловым потоком. В разрезах коры «переходной» области (в Предуральском, Припайхойском, Косью-Роговском прогибах) отмечаются два уровня волноводов: «печорских», имеющих тенденцию перемещаться вверх по разрезу, и глубинных – «уральских». В геологических структурах Волго-Уральской антеклизы волноводы нами не обнаружены [4].

Для определения динамических и статических прочностных и упругих параметров горных пород использовались номограммы В. Н. Никитина и формулы В. И. Бондарева [5]. Для каждого ССЭ выбранной геологической структуры были рассчитаны следующие модули упругости: $E_d \rightarrow E_c$ – модули Юнга, n_d – коэффициент Пуассона, G – модуль сдвига, $E_{\text{деф}}$ – модуль общей деформации, $\sigma_{\text{сж}}$ – предел прочности сжатия. Далее с помощью математической операции, известной как пересечение множеств, из ранее полученных прочностных параметров горных пород в пределах одного ССЭ составлялась его единая индивидуальная характеристика. Эта характеристика, одновременно принадлежащая каждому из множеств параметров (сдвиговой, сжимающей и общей прочности), получила название – параметр упругой емкости (Ω – омега). Чем больше этот параметр, тем выше способность накопления упругой энергии в ССЭ, и наоборот. Таким образом, мы исключаем анализ каждого параметра отдельно и рассматриваем только их общую эффективную составляющую – Ω , позволяющую избежать предвзятость характеристик ССЭ, составленных на основе только одного параметра при наличии еще и других, возможно даже противоречивых показателей, которые используются при определении возможных глубин очагов землетрясений. Для закрепления наших выводов воспользуемся авторитетными мнениями ведущих сейсмологов – М. А. Садовского и В. Ф. Писаренко, которые утверждают, что формирование очага землетрясения в блоковой среде земной коры происходит вследствие накопления упругих деформаций в объеме самого блока [6]. Скорость этого накопления зависит от диссипативных особенностей блока: в условиях быстрой его диссипации происходит выброс сейсмической энергии. В большинстве таких случаев этот процесс происходит по границам блоков, имеющих повышенную сеть трещиноватости. Результаты расчетов по параметру Ω позволили обнаружить достаточно хорошо дифференцированную картину изменения упругих свойств горных пород в ССЭ геологических структур. В определении возможной глубины формирования очага землетрясений следует исходить из анализа оценочных критериев, представленных в виде следующих неравенств:

- 1) при $\Omega_{III} \gg \Omega_{II} < \Omega_I$ – в кровле III и в подошве I ССЭ;

- 2) при $\Omega_{III} \approx \Omega_{II} > \Omega_I$ - в кровле II ССЭ;
- 3) при $\Omega_{III} < \Omega_{II} > \Omega_I$ - в кровле II ССЭ;
- 4) при $\Omega_{III} \ll \Omega_{II} \gg \Omega_I$ - в подошве и в кровле II ССЭ;
- 5) при $\Omega_{IV} > \Omega_{III} < \Omega_{II} \approx \Omega_I$ - в кровле III ССЭ;
- 6) при $\Omega_{III} > \Omega_{II} \gg \Omega_I$ - в кровле III и II ССЭ;
- 7) при $\Omega_{III} > \Omega_{II} > \Omega_I$ - в кровле III и маловероятно во II ССЭ.

В других случаях, по нашему мнению, формирование очагов землетрясений маловероятно.

Перед определением глубин возможных очагов землетрясений нами были выделены зоны инициации, которые не всегда соотносятся с очагами землетрясений. Например, если в разрезе нижний ССЭ обладает большей упругой емкостью по отношению к верхнему, то в нем может накапливаться большая упругая энергия. Накопление происходит в условиях постоянной ее диссипации в окружающее пространство. В связи с этим нижележащий ССЭ постоянно будет передавать свою избыточную энергию в вышележащий ССЭ, обладающий меньшей упругой емкостью, и в нем будет скапливаться избыточная энергия, которая может достичь критического значения прочности горных пород с последующим их разрушением в зоне дислокаций. Если диссипация горных пород высокая, то избыточная энергия в них не накапливается, а с большей скоростью опять передается в окружающее пространство, в частности в верхний ССЭ, и процесс повторяется. Но ожидаемые землетрясения в верхних ССЭ будут существенно слабее. Таким образом, анализ оценочных критериев, приведенных выше, позволяет предположить:

- вероятные глубины очагов землетрясений и их количество;
- энергетический класс возможного землетрясения (чем выше упругая емкость и ниже диссипативная способность горных пород, тем он выше);
- время формирования очага землетрясения (сейсмической бреши), зависящее от величины упругой емкости, диссипативной способности горных пород геологической структуры, скорости накопления упругой деформации, линейного размера будущего очага землетрясения и количества дислокаций на единицу его объема;
- деформационную активность в зонах асейсмичных разломов (в условиях отсутствия волноводов в ССЭ перенос энергии на поверхность проявляется в виде усиления).

На основе комплексной интерпретации геолого-геофизических данных были выделены четыре типа сейсмогенерирующих зон. Каждая из этих зон с учетом сейсмологических, геологических и геофизических данных была охарактеризована предельно возможными параметрами: магнитудой (M), протяженностью (L), глубиной очага (H), шириной плейстосейстовых зон с учетом приращенной балльности.

К первому типу (I-1) отнесены зоны, в которых были инструментально зарегистрированы землетрясения интенсивностью от 6 до 7 баллов или по которым имеются исторические сведения. Ко второму типу (I-2) принадлежат зоны, подобные зонам I-1 по сейсмогеологическому строению, но с отсутствием землетрясений. Третий тип (II-1) включает зоны с землетрясениями в пределах 5-6 баллов с имеющейся сейсмологической информацией, четвертый тип зон (II-2) подобен третьему по сейсмогеологическому строению, но сведения о сейсмических событиях отсутствуют.

Литература

1. Булин Н. К., Егоркин А. В. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: Центр ГЕОН, 2000. 194 с.
2. Запорожцева И. В., Пыстин А. М. Строение дофанерозойской литосферы европейского северо-востока России. СПб.: Наука, 1994. 112 с.
3. Лютоев В.А., Пономарева Т.А. Геолого-геофизическая основа сейсмического районирования европейского Северо-Востока России // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. 2011. № 12. С. 7–12.
4. Пономарева Т.А., Шуктомова И.И. Взаимосвязи теплового потока и естественных радионуклидов с глубинным строением Тимано-Североуральского региона // Известия Коми НЦ УрО РАН, 2012. № 3(11). С. 68–75.
5. Савич А. И., Ященко З. Г. Исследования упругих и деформационных свойств горных пород сейсмоакустическими методами. М.: Недра, 1979. 214 с.
6. Садовский М. А., Писаренко В. Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.

В.В. Пупатенко**СОПОСТАВЛЕНИЕ ВОЛНОВЫХ ФОРМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ТОХОКУ,
ПОЛУЧЕННЫХ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ И ГЕОДЕЗИЧЕСКИМ МЕТОДАМИ**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Создание систем спутниковой навигации открыло широкие перспективы для их использования в различных сферах. Одним из приложений спутниковой навигации является GPS-сейсмология – использование высокочастотных записей GPS в сейсмологии.

В основе GPS-сейсмологии лежит отсутствие влияния землетрясений на положение спутников, вследствие чего GPS приемник может использоваться как сейсмометр, фиксирующий изменение положения антенны. Проведенные стендовые эксперименты показали принципиальную возможность получения записей смещений и очень хорошую согласованность их с интегрированными записями велосиметров и акселерометров [1]. Были получены GPS записи различных землетрясений, иногда сопоставленные с записями близко расположенных сейсмометров [2, 3].

В настоящее время системы спутниковой навигации широко используются для определения сейсмического момента и смещений [4]. С помощью GPS можно определять смещения большой величины на любом удалении от эпицентра, в то время как велосиметры широкополосных сейсмостанций перегружаются при сильном сигнале, а акселерометры требуют двойного интегрирования, искажающего значения смещений.

В рамках выполнения целевой комплексной программы научных исследований ДВО РАН «Современная геодинамика, активные геоструктуры и природные опасности Дальнего Востока России» (2009–2013 гг.) была организована сеть геодезических и сейсмологических наблюдений ДВО РАН, включающая, в т.ч. сейсмостанции, совмещенные с GPS приемниками. Пункты наблюдений оснащены базовыми станциями GPS/ГЛОНАСС Trimble NetR5, а также широкополосными сейсмометрами REF ТЕК 151-120 с цифровыми регистраторами REF ТЕК 130-01 или широкополосными сейсмометрами STS-2 с цифровыми регистраторами Datamark LS-7000XT.

Помимо решения задач геодинамики и уплотнения сейсмической сети на Дальнем Востоке, сеть наблюдений ДВО РАН может использоваться в GPS-сейсмологии.

Задача данной работы – сопоставить в разных частотных диапазонах волновые формы землетрясения Тохоку ($M_w = 9.1$, 11.03.2011, Япония), полученные сейсмологическим и геодезическим методами.

Выбор частотного диапазона связан с двумя ограничениями. Во-первых, частота дискретизации GPS-приемников равна 1 Гц, поэтому (для регистрации с погрешностью не более 10 %) частотный диапазон сверху необходимо ограничить частотой 0.1 Гц. Во-вторых, амплитудно-частотные характеристики (АЧХ) сейсмометров STS-2 и REF ТЕК 151-120, идентичные на частотах ниже 1 Гц. При коэффициенте затухания 0.707 и собственном периоде колебаний в 120 с, на частотах ниже 1/120 Гц наблюдается затухание сигнала величиной 12 дБ на октаву.

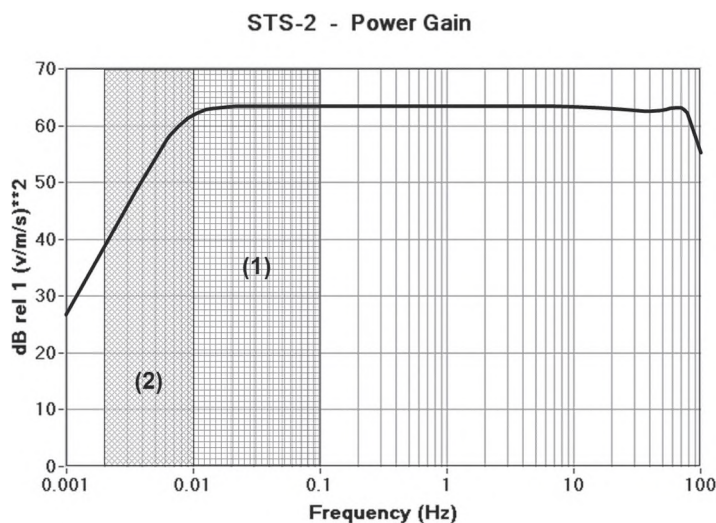


Рис. 1. Амплитудно-частотная характеристика сейсмометра STS-2. (1) – частотный диапазон 0.01–0.1 Гц, одинаково регистрируемый сейсмометрами и GPS приемником; (2) – частотный диапазон 0.002–0.01 Гц, регистрируемый сейсмометрами и GPS приемником неодинаково.

Таким образом, в диапазоне частот от 0.01 до 0.1 Гц может наблюдаться идентичность записи указанными сейсмометрами и GPS приемником. В диапазоне частот от 0.002 до 0.01 Гц сигнал записывается и сейсмометрами и GPS приемником, но сейсмометры имеют наклонную АЧХ (рис. 1).

Для сопоставления были выбраны три частотных диапазона: первый – от 0.01 до 0.1 Гц; второй – от 0.004 до 0.1 Гц; третий – от 0.002 до 0.1 Гц.

Общая для всех диапазонов методика обработки включала вычитание постоянной составляющей и интегрирование сейсмической записи. Затем к обоим видам данных применялся фильтр низких частот с граничной частотой 0.1 Гц. Для получения первого частотного диапазона к GPS записи применялся фильтр высоких частот с граничной частотой 0.0083 Гц. Для получения остальных диапазонов к сейсмической записи применялся фильтр с АЧХ, обратной АЧХ сейсмометров, после чего к обоим видам данных применялся фильтр высоких частот с граничной частотой соответственно 0.004 и 0.002 Гц.

Сопоставление было выполнено для трех пунктов наблюдений: Ванино (REF ТЕК 151-120, 49.091°N, 140.255°E), Хабаровск (STS-2, 48.473°N, 135.051°E) и Горнотаёжное (STS-2, 43.698°N, 132.166°E). Несмотря на большое расстояние от эпицентра (около 1200 км), записи сейсмометров REF ТЕК 151-120 содержат перегруз горизонтальных каналов. Тем не менее, эти записи были использованы после приблизительного восстановления отсутствующего сигнала вручную. Сейсмометры STS-2 имеют меньшую чувствительность и их записи перегруза не содержат.

На рис. 2 показаны результаты сопоставления волновых форм землетрясения Тохоку, полученных сейсмическим и геодезическим методами в пунктах Ванино и Хабаровск в частотном диапазоне от 0.004 до 0.1 Гц. Именно этот диапазон был выбран как оптимальный. Диапазон от 0.01 до 0.1 Гц исключает значительную часть спектра сейсмических волн, возбуждаемых землетрясением. Диапазон от 0.002 до 0.1 Гц содер-

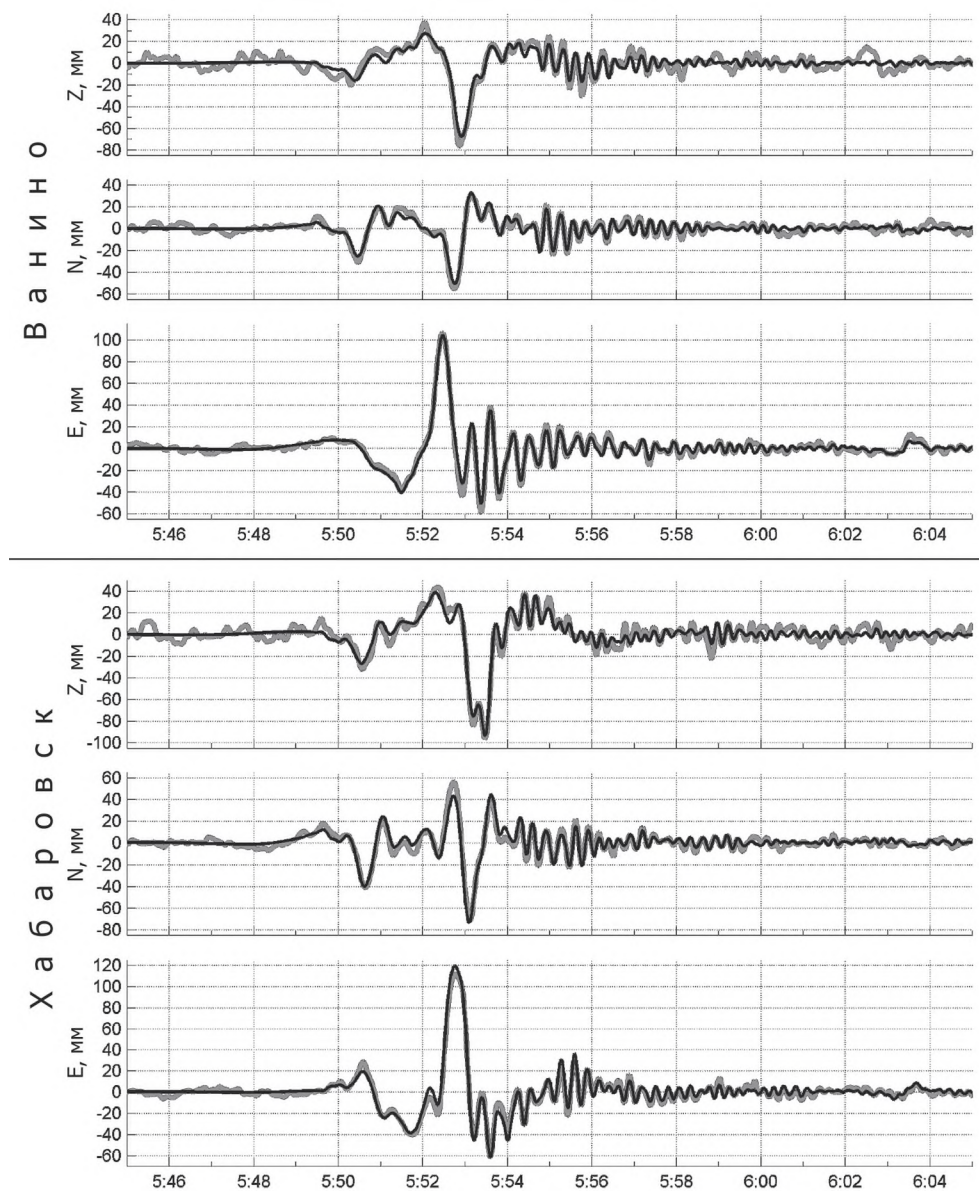


Рис. 2. Наложение волновых форм землетрясения Тохоку, полученных сейсмическим (чёрная линия) и геодезическим методами (более толстая серая линия). По горизонтальной оси отмечено время, UTC, по вертикальной – смещение в мм. Z – вертикальная компонента, N – северная, E – восточная. Вертикальный масштаб одинаковый.

жит полный спектр частот сейсмических волн, но в нём совпадение волновых форм и амплитуд колебаний значительно ухудшается. Использование диапазона от 0.004 до 0.1 Гц, исключая лишь небольшую часть спектра сейсмических волн, сохраняет высокую степень идентичности волновых форм, полученных различными методами.

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы:

1. Обработанные по описанной выше методике волновые формы землетрясения Тохоку, полученные сейсмическим и геодезическим методами, хорошо согласуются друг с другом. Амплитуды и фазы колебаний в диапазоне частот от 0.004 до 0.1 Гц практически совпадают, их различие не превышает ошибку определения положения GPS приемника. Это может служить основанием широкого применения GPS в сейсмологии и дальнейшей работы по изучению совместного использования GPS и сейсмических данных.

2. Перегруз сейсмометров REF ТЕК 151-120 не привел к заметному понижению точности регистрации колебаний. Представляется возможным интегрирование записей, содержащих перегруз, после его частичного исправления. Этот процесс легко поддается алгоритмизации и его можно автоматизировать.

Автор благодарен В.А. Бормотову за постановку задачи и помощь в работе, Н.В. Шестакову за предоставленную кинематическую обработку GPS измерений.

Работа выполнена в рамках целевой комплексной программы научных исследований ДВО РАН "Современная геодинамика, активные геоструктуры и природные опасности Дальнего Востока России" (2009-2013 гг.) и при поддержке гранта ДВО РАН (проект 13-III-B-08-001).

Литература

1. Ge L., Han S., Rizos C., Ishikawa Y., Hoshiya M., Yoshida Y., Izawa M., Hashimoto N., Himori S. GPS seismometers with up to 20-Hz sampling rate // *Earth Planets Space*. 2000. V. 52, N. 10. P. 881–884.
2. Larson K. GPS seismology // *J Geod.* 2009. V. 83. P.227–233.
3. Larson, K., P. Bodin, J. Gomberg. Using 1-Hz GPS data to measure deformations caused by the Denali fault earthquake // *Science*. 2003. V. 300. P.1421–1424.
4. Yue H., T. Lay. Inversion of high-rate (1 sps) GPS data for rupture process of the 11 March 2011 Tohoku earthquake (Mw 9.1) // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. L00G09.

М.В. Родкин^{1,2}, М.Ю. Андреева²

**СЕЙСМОТЕКТОНИКА ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЧАСТИ ОБЛАСТИ ГЛУБОКОВОДНЫХ
ЖЕЛОБОВ**

¹ *ФГБУН Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН,
г. Москва*

² *ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск*

Основная и наиболее опасная сейсмичность связана с активными переходными зонами океан-континент. При исследовании таких зон основное внимание традиционно уделяется изучению сейсмического режима зон субдукции и островодужной области. Сейсмической активности же океанической области, примыкающей к глубоководному желобу со стороны океана, уделяется несравненно меньше внимания. Иногда даже полагают асейсмичность всей этой области. Однако, известно, что иногда и в этой области могут происходить сильные землетрясения. В частности, второе Симуширское землетрясение (13.01.2007 г., $M_w = 8.0$) произошло именно на океанической стороне, за глубоководным желобом. Соответствующий участок вдоль глубоководного желоба выделяется аномально большим числом землетрясений по сравнению с соседними сегментами, многие из которых смотрятся как практически асейсмичные. Такая ситуация видимо указывает, что аналогичные случаи сильной сейсмичности могут (пусть и относительно редко) наблюдаться вдоль всего желоба с океанической его стороны. При обсуждении вопроса о сейсмичности океанической стороны глубоководного желоба следует также иметь в виду, что сейсмичность зоны Беньофа вряд ли может быть полностью понята без анализа свойств пододвигаемой океанической плиты. А такие свойства в значительной степени и задаются и выявляются процессами, происходящими с плитой до ее погружения в зону субдукции. К таким процессам, в первую очередь, относятся упругий изгиб погружающейся плиты в области передового вала, позволяющий оценить ее эффективную упругую мощность и процессы трещинообразования и серпентинизации, предположительно протекающие в плите в связи с таким изгибом. Представляет интерес также внутреннее строение плиты, характер ее слоистости, состав и реологические свойства. Все это должно в значительной степени определять и характер сейсмичности в зонах Беньофа.

Для изучения была выбрана часть континентальной (от оси желоба – до 50 км) и океаническая сторона Курило-Камчатского и Идзу-Бонинского глубоководных желобов. Были созданы каталоги землетрясений для первого желоба за период 1939–2010 гг. [3, 7] и с 1973 по 2012 гг. (с $m_b \geq 3.2$) для второго [7, 8], а также каталоги механизмов землетрясений для Курильской части желоба за период 1939–2010 гг. [4, 6, 8] и для Японского участка с 1977 по 2010 гг. [8]. Фокальные механизмы землетрясений были построены нами на сетке Вульфа за ранний временной интервал (1939–1964 гг.) по данным из [2].

Мы исследовали характер сейсмичности вдоль океанической стороны Курильского и Японского глубоководных желобов, и характер сейсмичности вдоль желоба ожидаемо оказался довольно единообразным. На океанической стороне – в области предварающего вала – устойчиво наблюдается горизонтальное растяжение поперек желоба. В непосредственной окрестности желоба (на расстоянии всего 10–

20 км от оси желоба) режим напряженного состояния меняется. И в самом желобе и на континентальной его стороне начинает доминировать сжатие поперек желоба (с наклоном оси сжатия в сторону океана), при этом растягивающие напряжения направлены вниз, примерно по падению плиты. Обращает на себя внимание резкость изменения характера напряженного состояния, которое меняется на расстоянии около 10 км. Представленные данные убедительно подкрепляют ранее уже полученные результаты о превалировании в области глубоководного желоба растягивающих напряжений.

Сейсмичность по глубине в океаническом сегменте переходной зоны распределена существенно неравномерно (рис. 1), наблюдается концентрация очагов в интервалах глубин 10–15 км и 30–45 км. Локализация сейсмичности в определенных интервалах глубин представляется согласующейся с данными по внутреннему строению океанической плиты. Так согласно данных профильных сейсмических исследований [5] на глубинах 12–15 км выделялась сейсмическая граница, которая трактовалась как зона «срыва». Есть основания полагать существование неоднородности строения океанической плиты и в области 30–50 км. По результатам спектрального анализа батиметрических данных выделяется характерный размер неоднородности, который может быть связан с наличием неоднородности глубинного строения в интервале глубин около 30–50 км.

Обращает на себя также внимание, что сейсмичность в океанической части плиты под областью развития передового вала прослеживается до довольно больших глубин – около 100 км. Природа этих землетрясений, довольно редких и обычно несильных не вполне понятна. Ожидаемое в верхней части океанической плиты проникновение морских вод по трещинам с образованием серпентинитов на глубинах более 40–50 км, ниже нижней границы двойной сейсмофокальной зоны, пред-

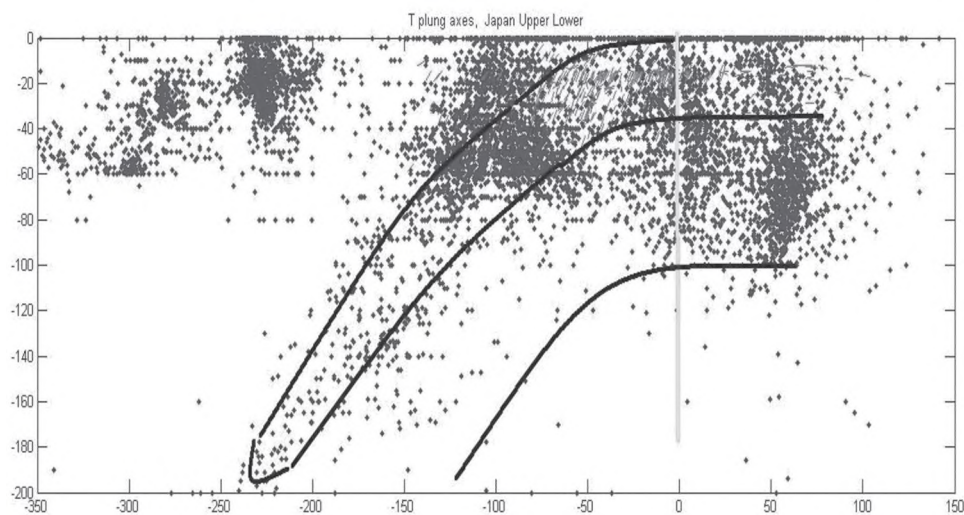


Рис. 1. Сеймотектоническая схема. С целью удобства представления сейсмичности островодужной стороны сейсмоактивной области сильно прорежена. Показано предположительное положение нижней границы погружающейся плиты и двойной сейсмофокальной зоны в верхней части погружающейся плиты.

ставляется маловероятным. Сейсмичность в океаническом блоке наблюдается, однако, и существенно глубже.

Выводы: Океаническая сторона глубоководных желобов имеет сильный сейсмический потенциал с длительными периодами сейсмического затишья. Общий характер расположения сейсмических очагов и характер распределения напряжений, по-видимому, связаны с изгибающейся плитой.

Литература

1. Аверьянова В.Н. Глубинная сеймотектоника островных дуг (северо-запад Тихого океана). М.: Наука, 1975. 220 с.
2. Аверьянова В.Н. Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М.: Наука, 1968. 192 с.
3. Андреева М.Ю., Ким Ч.У. Землетрясения Курило-Камчатского региона (1737–2009 гг.). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2012. 384 с.
4. Каталог механизмов очагов сильных ($M \geq 6.0$) землетрясений Курило-Охотского региона 1964–2009 гг. / Л.Н. Поплавская, М.И. Рудик, Т.В. Нагорных, Д.А. Сафонов. Владивосток: Дальнаука, 2011. 131 с.
5. Патрикеев В.Н. Атлас сейсмических разрезов северо-западной плиты Тихого океана. М.: ГЕОС, 2009. 208 с.
6. Рудик М.И., Поплавская Л.Н. Каталог механизмов очагов Курило-Охотских землетрясений с $M \leq 6.0$ 1975–1982 гг. Южно-Сахалинск: Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, 1988. 248 с.
7. International Seismological Center. <http://www.isc.uk>.
8. NEIC, National Earthquake Informational Center. <http://neic.usgs.gov>.

С.П. Серебренников, В.И. Джурик, А.Ю. Ескин, Л.А. Усынин

**ОСОБЕННОСТИ РАЙОНИРОВАНИЯ ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧЕСКОЙ
ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИЙ СТРОИТЕЛЬСТВА, РАСПОЛОЖЕННЫХ В
РАЗЛИЧНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОНАХ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА**

ФГБУН Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

В представляемой работе представлены результаты изучения сейсмичности в различных климатических зонах Сибири и Дальнего Востока. Исследования позволили получить данные об особенностях проявления верхнего слоя земной коры в широком диапазоне температур в естественном залегании и провести сравнительный анализ их поведения при землетрясениях.

На первом этапе исследований изучены сейсмические свойства наиболее распространенных грунтовых комплексов, полученных при исследовании оснований различных сооружений инфраструктуры рассматриваемых регионов. Они обобщаются для преобладающих типов грунтов по их составу и состоянию в виде гистограмм, наиболее вероятных значений и интервалов их изменений для определенных уровней значимости. Обоснованы эталонные значения сейсмических параметров, за эталон при расчетах приняты грунты 1 категории (относительно сохранные скальные породы со значениями скоростей продольных волн равных 3000 м/с и объемной массой 2.5 г/см³). Согласно нормативным документам принятое значение близко к максимуму их распределений для скальных грунтов и в среднем в 3–5 раз превышает наиболее вероятные значения скоростей для талых неводонасыщенных рыхлых пород. Они в большинстве случаев, принимаются за средние грунты, к которым относятся исходная сейсмичность районов строящихся и проектируемых объектов.

Комплексный анализ исходных геолого-геофизических и сейсмологических данных, полученных в результате обработки фондовых и опубликованных материалов, позволяет уточнить уровень сейсмической опасности для конкретных территорий и выявить основные параметры вероятных сильных землетрясений соответствующих исходной сейсмичности районов исследований.

Обобщены также и данные регистрации близких землетрясений, для преобладающих разновидностей грунтов в виде средних частотных характеристик и гистограмм распределения приращений балльности для различных типов грунтов. Они служат основой для проведения расчетов сейсмических воздействий на основания различных типов промышленных и гражданских объектов.

В связи с этим и для количественной оценки влияния приповерхностной части земной коры на исходные сейсмические сигналы проведены теоретические расчеты акселерограмм, спектров ускорений и расчетных собственных частотных характеристик. Для проведения необходимых расчетов выбран метод тонкослоистых сред [1]. Решается двумерная задача для плоской объемной волны, падающей под различными углами на подошву нижнего слоя. В расчетном алгоритме используется линейная теория упругости, моделирующая слабые сейсмические воздействия. Прямое применение результатов расчета справедливо при сравнительно слабой исходной сейсмичности (до 7 баллов, однако по расчетным максимальным ускорениям, превышающим 7-ми балльные сотрясения, возможно прогнозировать остаточные деформации с определенной достоверностью).

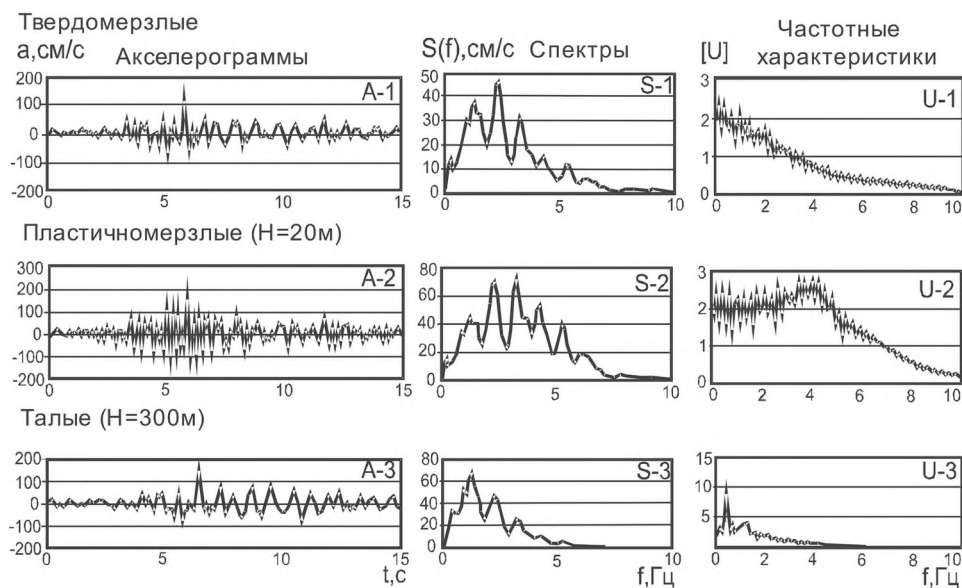


Рис. 1. Вероятные расчетные сейсмические характеристики при одинаковых сейсмических воздействиях на основании грунтовых моделей в переходной зоне от мерзлых грунтов к талым.

Путем построения набора моделей, реализации теоретических расчетов изучена в первом приближении динамика сейсмической опасности отдельных территорий регионов расположенных в зонах сплошной и островной мерзлоты (рис. 1). При изучении использовались макросейсмические сведения по сильным землетрясениям, данные комплекса инструментальных измерений и теоретические расчеты с использованием исходного сигнала, соответствующих землетрясениям регионов в целом.

В связи с решением поставленной задачи, построены три сейсмические модели до глубин возникновения землетрясений. Они характеризуются изменением с глубиной акустических жесткостей, продольных и поперечных волн и декрементов их затухания. Модели соответствуют геологическим разрезам северо-восточной части БСЗ, северным районам Дальнего Востока (мерзлые грунты) и средним, южным районам Восточной Сибири и Дальнего Востока.

В результате получен набор параметров, характеризующих изменение сейсмического риска при одинаковых сейсмических воздействиях, для относительно северных и южных территорий Сибири и Дальнего Востока (или для различных их климатических зон). Где представляется, что переход от северных к южным районам регионов или деградация мерзлоты малой мощности приводят к усилению влияния приповерхностных неоднородностей, которые становятся значительными (сравнимыми с глубинными) на частотах сейсмических колебаний больше 3 Гц.

В региональном плане первая модель построена для северных районов региона, охваченных мерзлотой. В ее пределах в самой верхней зоне разреза скорости сейсмических волн имеют высокие значения равные 3.2–3.6 км/с – для продольных и 1.6–1.9 км/с – для поперечных волн. На первых десятках метров они быстро возра-

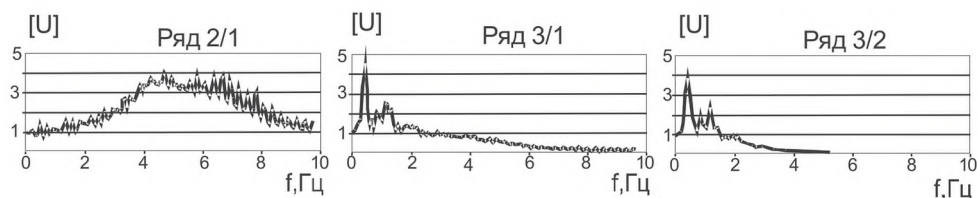


Рис.2. Относительные частотные характеристики верхних пачек слоев земной коры

стают до 4.8 и 2.8 км/с, соответственно. До глубины 18 км разрез представлен шестью слоями со значениями $V_p = 5.8; 6.0; 6.2; 6.4; 7$ и 7.6 км/с.

Вторая модель соответствует грунтам в переходной зоне от мерзлых грунтов к талым и она представляется максимально до 11 слоев. В рыхлых неводонасыщенных грунтах средняя скорость Р-волн в верхнем 10-ти метровом слое равна 0.8 км/с, а $V_s = 0.36$ км/с. На участках выхода коренных пород на поверхность скорость продольных волн в слое мощностью 70 метров увеличивается от 2.6 до 4.8 км/с, а V_s – от 1.3 до 2.9 км/с. Ниже, до 18 км, распределение скоростей с глубиной соответствует предыдущей сейсмической модели. Как правило эта модель соответствует предгорным районам.

В качестве исходного сигнала была сформирована акселерограмма для горизонтальной компоненты по методике изложенной в работах [1, 2, 3, 4] с относительно широкополосным спектром, соответствующим сильным землетрясениям регионов. Продолжительность сигнала составила 20 с, максимум спектра приходится на 1–2 Гц, ширина спектра, на уровне 0.5 от максимума, лежит в интервале 0.7–5.5 Гц. По отмеченным параметрам, частотному и амплитудному составу такой сигнал может соответствовать большому числу возможных сильных землетрясений исследуемого региона.

Для оценки и разделения степени влияния, глубинных и приповерхностных неоднородностей, на исходный сигнал использовались частотные характеристики (рис. 2). Суммарное влияние для построенных моделей найдено путем деления акселерограммы. Они показывают, что модель, представленная сверху мерзлыми и плотными грунтами, увеличивает длиннопериодные колебания на частотах меньше 2–3 Гц. С увеличением частоты наблюдается быстрый спад кривой а для талых грунтов происходит заметное увеличение (в 2–3 раза) интенсивности исходных колебаний на частоте от 2 до 5 Гц. Поэтому величины отношений этих кривых будут иметь максимум равный 3.2 на низких частотах (близких к 1 Гц) и 5.4 на частотах близких к 2 Гц. Это свидетельствует о том, что степень влияния приповерхностных неоднородностей на величину изменений амплитудного и частотного состава колебаний исходного сигнала при переходе от территорий с твердомерзлыми грунтами к территориям распространения островной мерзлоты и далее к талым грунтам возрастает, что подтверждается, распределением изосейст сильных землетрясений регионов.

Литература

1. Джурик В.И., Дреннов А.Д., Басов А.Д. Прогноз сейсмических воздействий в условиях криолитозоны. Н.: Наука, 2000. 272 с.

2. Джурик В.И., Серебrenников С.П., Юшкин В.И. и др. Методика комплексных исследований сейсмогрунтовых условий строительства нефтепровода на севере оз. Байкал. Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2005. № 5. С. 16–20
3. Джурик В.И., Серебrenников С.П., Дреннов А.Ф., Усынин Л.А. Методика районирования параметров сейсмической опасности линейных сооружений по сейсмогрунтовым моделям. Криосфера Земли. 2008. Т. XII, № 4. с. 66–76
4. Дреннов А.Ф., Джурик В.И., Серебrenников С.П., Дреннова Н.Н. Влияние верхней зоны разреза на амплитудно-частотный состав сейсмического сигнала на примере сейсмических станций Прибайкалья и Забайкалья. // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46, № 2. С. 48–58

М.А. Серов, В.С. Жижерин

СОВРЕМЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ

ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Современная геодинамика и сейсмичность Верхнего Приамурья в значительной мере определяются взаимодействием Евразийской и Амурской литосферных плит, границы которых представляют собой транзитные зоны, состоящие из блоков, ограниченных сейсмоактивными разломами. Кинематические подвижки на границах указанных плит обусловили формирование разломно-блоковых структур. На их границах наблюдается высокая концентрация напряжений земной коры, приводящая к нарушению устойчивости геологической среды и деформациям в межблоковой среде, которые нередко выступают основным фактором при формировании очагов землетрясений различной магнитуды.

Геодезические наблюдения за современными движениями тектонических блоков земной коры на территории Верхнего Приамурья были начаты совместно с ИЗК СО РАН в 2001 году [1]. Первые наблюдения были проведены по профилю от г. Благовещенска до ст. Известковой, Еврейская АО, включающего 5 реперных и 1 стационарный пункт наблюдений. В 2007 году сотрудниками ИГиП ДВО РАН организован северный геодинамический полигон, который проходит от п. Ерофей-Павлович до г. Зея, от п. Магдагачи до п. Нагорный и насчитывает 14 реперных и 3 стационарных пункта наблюдений [2].

Северный полигон охватывает территорию от 122 до 128 меридиана и от 52 до 56 параллели. Данная сеть наблюдений позволяет изучить взаимодействие структур Селенга-Станового и Монголо-Охотского орогенных поясов и Аргуно-Мамынского массива Центрально-Азиатского орогенного пояса.

Многолетние наблюдения за горизонтальными движениями блоков относительно Амурской литосферной плиты показывают наличие смещения большинства из них в ЮЗ направлении. Полученные результаты подтверждаются смещениями пунктов в том же направлении со средней скоростью 11 мм/год. Левостороннее направление движения совпадает с типом основных разломных нарушений региона и может свидетельствовать о продолжающихся горизонтальных перемещениях вдоль западного фланга Южно-Тукурингского разлома.

На основе геодезических и сейсмологических данных установлено, что блоки, заключенные между Становой и Монголо-Охотской системами разломов, движутся преимущественно в ЮЗ направлении относительно предполагаемой Амурской литосферной плиты. Преобладающее левостороннее направление движения совпадает с типом основных разломных нарушений региона и может служить подтверждением существования транзитивной зоны сейсмоактивных структур, северная граница которой проходит по Олекмо-Становой сейсмическому поясу, а южная Монголо-Охотскому разлому [3].

Современные деформации земной поверхности, по своей природе, представляют собой трехмерное явление. Однако с давних пор и до настоящего времени наиболее распространен следующий подход определения деформаций: геодезические данные обрабатываются методом конечных элементов, использующим в качестве исходных данных горизонтальные треугольники, деформация в которых явля-

ется однородной. Такое описание является очень грубым приближением реальных деформаций в горных породах, которые всегда происходят в сложной обстановке. В. Белоусов в работе [4] выделил главные особенности такой обстановки, среди которых основная роль отводится неоднородности среды как в структурном плане, связанном с зернистостью и слоистостью горных пород, так и в неоднородности распределения «... деформационных свойств материала и его плотности».

Математическое описание происходящих на земной поверхности смещений обычно представляется в векторной форме в виде двумерного поля скоростей. Такое описание не является инвариантным, т.к. при смене начала системы отсчета величина и направление векторов изменяются. Но реально существующие связи между определяющими процессами величинами не зависят от выбранного способа описания. Переход от векторного способа описания величин к скалярному позволяет получить инвариантные численные значения (одинаковые во всех системах отсчета) для изучаемых процессов [5]. Для такого перехода воспользуемся тензорным исчислением, а именно первым инвариантом тензора деформации – дивергенцией [6]. В случае земной поверхности имеем двумерную систему, для которой дивергенция может быть найдена как:

$$\operatorname{div} V = dV_x/dx + dV_y/dy$$

Величина $\operatorname{div} V$ характеризует скорость изменения размера площади и дает значения среднегодовых горизонтальных деформаций на изучаемом участке. Величины dV_x/dx и dV_y/dy являются среднегодовыми приращениями деформаций по широте и долготе соответственно. Переход к этим величинам был выполнен через интерполяцию векторов скоростей на равномерную сетку и сглаживание фильтром $0.5r0.5$ градуса, далее для каждого узла сетки была вычислена дивергенция.

Такой подход также позволяет учесть фактор унаследованных деформаций, природа которого состоит в том, что деформации в земной коре развивались неоднократно, и каждая последующая активизация деформационных процессов оказывалась наложенной на уже имеющуюся сеть разрывных нарушений. Поэтапное развитие деформационных процессов приводило не только к образованию новых разрывов, но и в случае соответствующей энергетической выгоды, вызывало в ослабленной зоне возобновление смещений по старым разрывам. Что в свою очередь приводило к формированию системы магистральных разрывов, прослеживающихся в глубину на всю мощность земной коры, и выступающих маркерами блоковой делимости для исследуемого региона.

Визуальное отображение распределения дивергенции по площади было получено с помощью пакета научной графики Surfer компании Golden Software (рис. 1), используя метод кригинг интерполяции с линейной вариограммной моделью. Выбор этого метода обусловлен оптимальностью его использования для обработки пространственных данных, которым присущи как структурные, так и случайные свойства [7].

Полученные результаты наблюдений за современными движениями разломно-блоковых структур позволяют утверждать, что районы с максимальными значениями дивергенции пространственно совмещены с зонами повышенной сейсмичности, границами блоков и узлами пересечения разрывных нарушений.

Ось, вдоль которой происходит смещение при деформации сдвига, имеет юго-западное направление. Таким образом, транзитивная зона взаимодействием Евра-

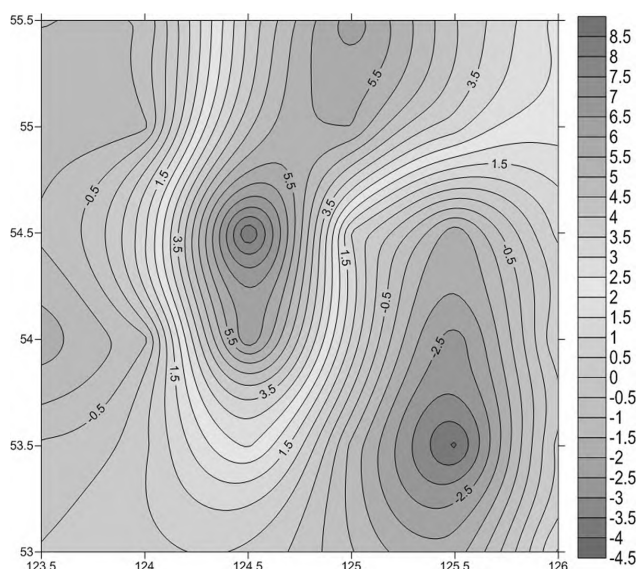


Рис. 1. Схема визуального отображения распределения дивергенции по площади исследуемого региона.

зийской и Амурской литосферных плит испытывает интенсивное сжатие в юго-западном направлении, причем распределение зон концентрации деформаций и направлений осей сжатия указывает на дискретный характер земной коры. По-видимому, движущиеся с разными скоростями блоки, взаимодействуя между собой, меняют положение и деформируются. Полученные результаты подтверждают, что в настоящее время происходит интенсивное субмеридиональное укорочение данной транзитивной зоны, которое в целом согласуется с неотектонической структурой, субширотным простираем хребтов и впадин, сдвиго-сбросовым характером разрывных нарушений и другими особенностями структуры, уточняя, вместе с тем, локальные особенности деформаций земной коры Верхнего Приамурья.

Исследование выполнено при финансовой поддержке: РФФИ в рамках научного проекта 11-05-98577, 13-05-00190, гранта президента РФ МК-1167.2012.5 и Президиума ДВО РАН 13-III-B-08-012.

Литература

1. Ашурков С.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И. и др. Кинематика Амурской плиты по данным GPS-геодезии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 2. С. 299–311.
2. Быков В.Г., Бормотов В.А., Коковкин А.А. и др. Начало формирования единой сети геодинамических наблюдений ДВО РАН // Вестник ДВО РАН. 2009. № 4. С. 83–93.
3. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника. 2004. № 1. С. 3–20.
4. Белоусов В.В. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1986. 248 с.
5. Лурье А.И. Теория упругости. М.: Издательство «Наука», 1970. 940 с.
6. Гзовский М.В. Математика в геотектонике. М.: Недра, 1971. 240 с.
7. XiaoBin Chen Present-day horizontal deformation status of continental China and its driving mechanism // Science in China Series D: Earth Sciences. 2007. V. 50, Issue 11. pp. 1663–1673 (doi 10.1007/s11430-007-0108-7).

И.Н. Тихонов, В.Л. Ломтев

МЕЛКОФОКУСНАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ ОХОТСКОГО МОРЯ И ЕЕ ВОЗМОЖНАЯ
ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА

ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Охотские коровые землетрясения на глубинах от 0 до 30-40 км (Ямское 27.11.1851 г., $M = 6.5$; Пьягинское 03.11.1936 г., $M = 5.7$; Западно-Итурупское 07.05.1962 г., $M = 6.7$; 10.07.1965 г., $M = 5.5$; Западно-Симуширское 02.01.1975 г., $M = 6.5$) сопровождалось макросейсмическим эффектом от 6 до 8 баллов по шкале MSK-64 [1, 4, 7, 8, 10]. Иначе говоря, они опасны для нефтегазовой инфраструктуры шельфа СВ Сахалина, а в будущем и других нефтегазоносных шельфов Охотского моря. Глубокофокусные (мантийные) землетрясения локализованы в наклонной фокальной зоне Беньофа, выходящей восточнее Курильских о-вов и из-за заглубления очагов ($>100-400$ км [11]), и не представляют серьезной сейсмической опасности.

С целью изучения коровой сейсмичности Охотского моря в лаборатории сейсмологии ИМГиГ ДВО РАН подготовлены каталог землетрясений с магнитудой ($M \geq 5.0$, $h \leq 60$ км) за период 1735–2010 гг. и инструментальный каталог 356 землетрясений с $M \geq 4.0$ за период 1962–2010 гг. (рис. 1, 2). Несколько десятков из них произошли на побережье Охотского моря. Рассмотрим распределение мелкофокусных землетрясений в плане и по глубине и их возможную тектоническую природу. Исторические и

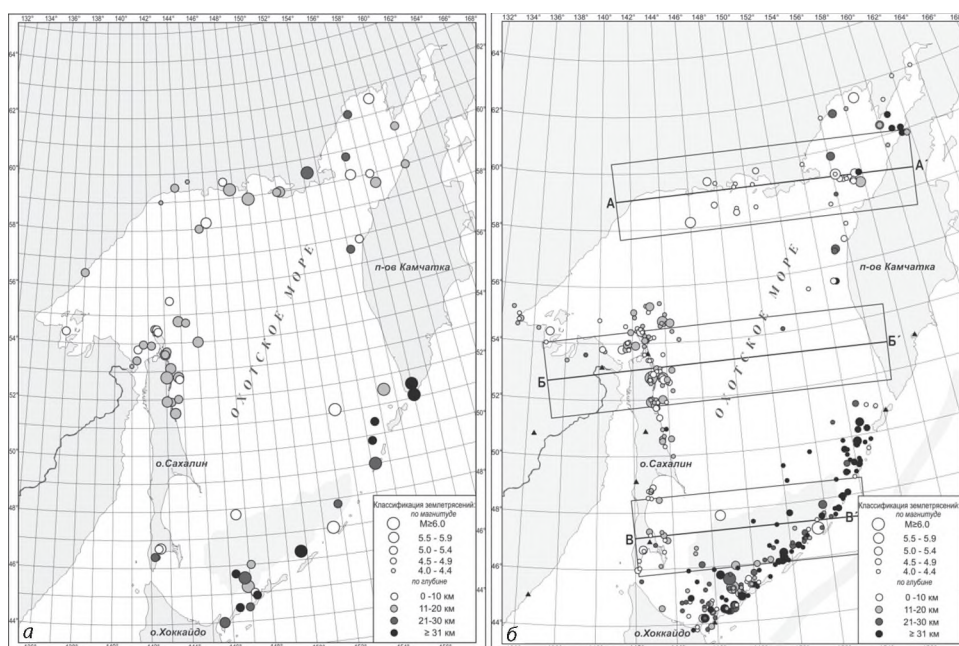


Рис. 1. а – Карта эпицентров коровых ($h \leq 60$ км) землетрясений Охотского моря с $M \geq 5.0$ за период 1735–2010 гг.; б – аналогичная карта землетрясений с $M \geq 4.0$ за 1962–2010 гг. Отрезки прямых А-А', Б-Б', В-В' – осевые линии вертикальных субширотных разрезов сейсмоактивных объемов. Черные треугольники обозначают местоположение сейсмических станций.

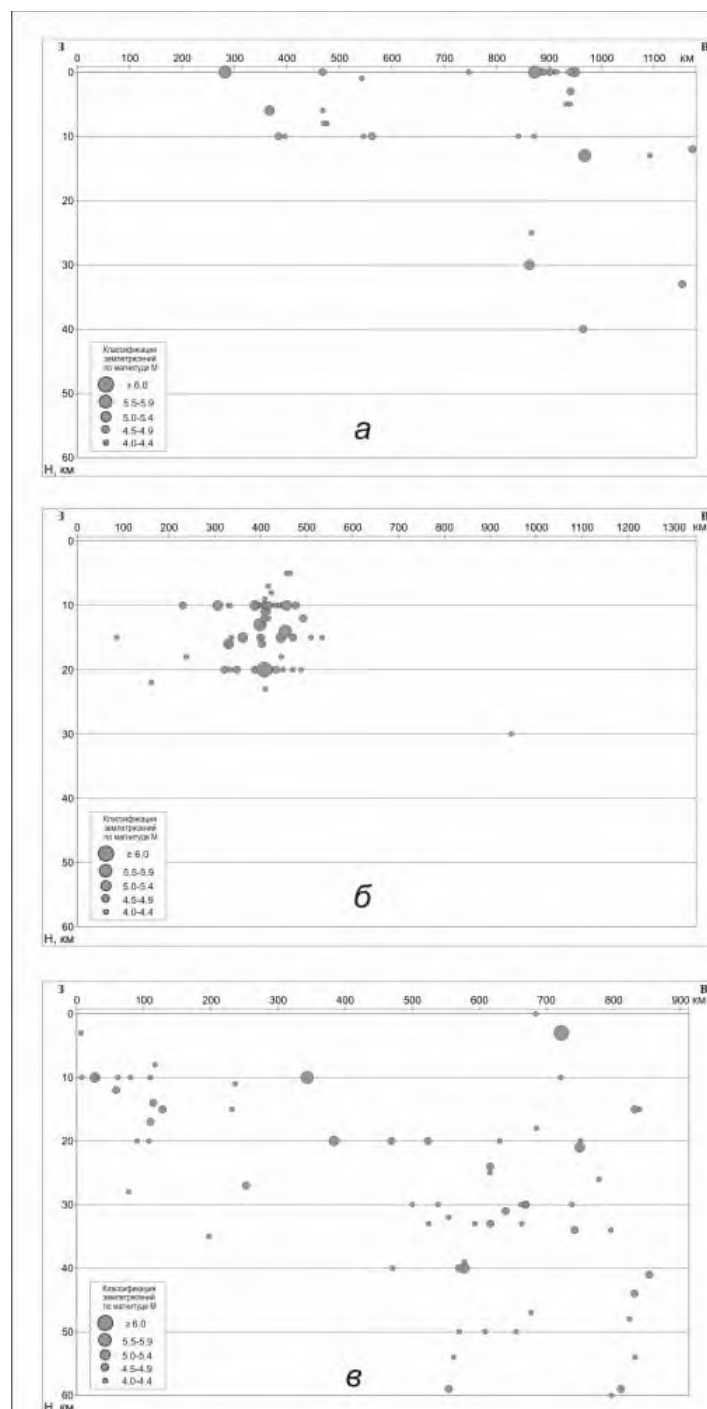


Рис. 2. Вертикальные широтные разрезы сейсмоактивных объемов вдоль линий А-А', Б-Б', В-В' шириной ± 150 км. Их положение см. рис. 1б.

современные землетрясения ($M \geq 5.0$, $h \leq 60$ км) Охотского моря за 1735–2010 гг. локализованы на прикурильской, северосахалинской, примагаданской, включая залив Шелихова, северо- и южнокамчатской подводных окраинах (рис. 1). Центральная часть моря в основном асейсмична (Охотская жесткая глыба или срединный массив в раме кайнозойских складчатых областей).

При сравнении рис. 1, 2 в окраинной мелкофокусной сейсмичности Охотского моря выявляются асейсмичные окна второго порядка: вдоль Среднего и Южного Сахалина, о. Хоккайдо, ЮЗ Камчатки, СЗ Охотского моря и в Курильской (Южно-Охотской) батиальной котловине (зона тыловодужного спрединга [3]). Сопоставляя рис. 1, 2 со схемами Охотской литосферной плиты находим, что ее северо-западная граница вдоль линии Сахалин-Охотск (зона грабенов и горстов [12]) или, как вариант, между пловом Шмидта и Шантарским архипелагом [3, 14]) не опознается (асейсмичная зона). Заметим, что по материалам региональной геофизики в Курильской батиальной котловине не обнаружен спрединговый хребет с осевым рифтом и сопряженной системой линейных магнитных аномалий [12]. Окраинной сейсмичностью Охотское море отличается от Японского, где коровые землетрясения локализованы на подводных окраинах Японо-Сахалинской дуги и прилегающей части Сино-Корейского щита [13].

В коровой (0–55 км) сейсмичности Камчатки [2] выделим асейсмичное окно на юго-западе, сейсмичность залива Шелихова, группирование событий в плане (активные разломы) и широтный тренд усиления сейсмичности к фронту глубинного надвига (сейсмофокальная зона Беньюфа), выходящему на тихоокеанском склоне.

Такой тренд, по аналогии с подводной окраиной Японо-Сахалинской островной дуги [5, 13], видимо, связан со сползанием и сдваиванием верхней или всей коры в тылу Курило-Камчатской дуги. Последнее надежно фиксируют региональный надвиг на ее охотской окраине и связанное с ним опускание кровли мелового акустического фундамента на 2 км на региональном профиле МОГТ 1620 ОАО «Дальморнефтегеофизика», следующим через пролив Фриза [12, 15]. В связи с этим мелкофокусная сейсмичность близ Курил в основном заглублена (>21 км), более частая, но умеренная по магнитуде в сравнении с другими окраинами Охотского моря. Вблизи островов небольшой вклад в нее возможно вносят землетрясения встречной сейсмофокальной зоны Тараканова (названа П.Н. Кропоткиным в 1978 г.), если ориентироваться на данные А. Хасагава с коллегами по микроземлетрясениям этой зоны близ вулканического фронта на северо-востоке о. Хонсю (см. [13]). Землетрясения на сахалинской, магаданской и камчатской подводных окраинах в основном приповерхностные, но с магнитудой нередко $\geq 4-5$.

Судя по рис. 1, 2 очевидна разноглубинность мелкофокусной (коровой) сейсмичности Охотского моря: с интервала 0–10 км на магаданском шельфе до 20–30 км на сахалинском и 0–40 км на северо-камчатском (включая залив Шелихова) шельфах. На Сахалине сейсмичность маркирует позднекайнозойский, амагматичный срыв коры к востоку [5]. На его охотской подводной окраине намечаются разноглубинные срывы: 20–25 км на севере и 30–35 км на юге (рис. 1б, 2б).

Несколько десятков мелкофокусных землетрясений произошли на Охотском своде и в Курильской батиальной котловине, как его наиболее погруженной части. Их трактовки в рамках теорий тектоники литосферных плит или фиксизма (сводный рифтогенез, нормальные сбросы и формирование грабен-горстовой структуры) неочевидны, поскольку неясны причины сейсмоактивности коры (срыв?), мес-

тами только верхней коры (рис. 1, 2а) и асейсмичность подстилающей мантии. В [5] аналогичную ситуацию на Сахалине связали со срывом коры к востоку (см. выше). Мелкофокусная сейсмичность Охотского свода, судя по результатам интерпретации регионального профиля МОГТ 1632 ОАО «Дальморнефтегеофизика» между магаданским шельфом и Северными Курилами, вероятно связана с дивергентным срывом континентальной коры с осью раздвига в Кольском прогибе [6]. Признаками срыва являются встречная вергентность чешуйчатых надвигов, ограничивающих покровные тектонопары «моноклиальная грядарамповый полуграбен», и инверсия (до 0.5 км/с) скорости в слое трения над границей М (подошва континентальной коры), имеющей региональный пологий наклон под горное обрамление впадины Охотского моря [12].

В контексте предполагаемой гравитационной сейсмоструктоники Охотского свода мощность аллохтонной коры под Курильской батиальной котловиной необходимо принимать в трактовке Е.А. Старшиновой (28 км [12]), т.е. вдвое больше традиционной.

Равнинная морфоструктура шельфа и аваншельфа Охотского моря, судя по данным параметрического и поискового бурения, МОГТ и НСП, связана с кайнозойским угленакоплением, морским седиментогенезом и абразией выступов мезо-палеозойского акустического фундамента высотой свыше 5–10 км [12, 15]. Для изучения сейсмоструктоники и динамики коровой сейсмичности сахалинского, магаданского и западно-камчатского шельфов, включая залив Шелихова, необходимы групповые постановки донных сейсмографов в летнюю навигацию. Важно также прояснить асейсмичность зоны протяженных грабенов и горстов на мелководном северо-западе Охотского моря (Охотско-Шантарский осадочный бассейн), которые со структурами Охотского свода и Северо-Охотского прогиба образуют входящий структурный угол близ Охотска [12, 15].

Литература

1. Андреев Т.А., Кравец И.Ф., Мишин С.В. О сейсмической активности Северо-Востока // Тр. СВКНИИ СО АН СССР. 1967. Вып. 30, С. 159–160.
2. Гордеев Е.И., Гусев А.А., Левина В.И. и др. Мелкофокусные землетрясения п-ова Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 28–38.
3. Злобин Т.К. Охотская литосферная плита и модель эволюции системы «окраинное море - островная дуга – глубоководный желоб» // Вестник ДВО РАН. 2006. № 1. С. 26–32.
4. Иващенко А.И., Ким Ч.У., Бондаренко Г.А. Сейсмичность поверхностных землетрясений Охотского моря // Сейсмическое районирование шельфа. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 22–37.
5. Ломтев В.Л., Никифоров С.П., Ким Ч.У. Тектонические аспекты коровой сейсмичности Сахалина // Вестник ДВО РАН. 2007. № 4. С. 64–71.
6. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Гуринов М.Г. Новые данные о строении дна Охотского моря // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 3. С. 3–11.
7. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР (с древнейших времен до 1975 г.). М.: Наука, 1977. 535с.
8. Поплавская Л.Н., Иващенко А.И., Оскорбин Л.С. и др. Региональный каталог землетрясений острова Сахалин, 1905–2005 гг. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2006. 103 с.
9. Поплавский А.А., Бобков А.О. Статистическое исследование распределения землетрясений по глубине с учетом случайных ошибок ее оценок // Динамика очаговых зон и прогнозирование сильных землетрясений северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. 2001. Т. 1. С. 128–141.
10. Соловьев С.Л., Поплавская Л.Н., Зарайский М.П. Западно-Итурупское землетрясение 7–8 мая 1962 г. // Геология и геофизика. 1964. № 7. С. 55–62.

11. Тараканов Р.З. Сейсмичность, глубинное строение и сейсмическая опасность Курило-Охотского региона / Диссертация в виде научного доклада на соискание ученой степени д. ф.-м. наук Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. 2006. 76 с.
12. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря / О.В. Веселов, А.Я. Ильев, В.Э. Кононов и др. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 160 с.
13. Тихонов И.Н., Ломтев В.Л. Мелкофокусная сейсмичность в тылу Японо-Сахалинской дуги и ее тектоническая природа // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: Вторая Всероссийская научная конференция: сборник докладов. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН. 2012. С. 34–38.
14. Трифонов В.Г., Кожурин А.И. Проблемы изучения активных разломов // Геотектоника. 2010. № 6. С. 79–98.
15. Чуйко Л.С., Куделькин В.В., Карпей Т.И. и др. Комплексные рекогносцировочные геофизические исследования в Охотском море (объект 11/86). Южно-Сахалинск: трест «Дальморнефтегеофизика», 1988. 284 с.

Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В.

ПРИЛИВНАЯ МОДУЛЯЦИЯ СЛАБОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ (АНАЛИЗ ДАННЫХ ПО ЮГУ СИБИРИ)

ФГБУН Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск

В работе приводятся результаты приливного анализа банков данных землетрясений по Байкальскому и Алтае-Саянскому региону с помощью специальной программы NiCum. Получена модуляция глубиной 10–20 % сейсмического процесса для событий 7–8 класса на частотах приливных волн S1 и Mf. Анализ данных по Алтае-Саянскому региону также выявил модуляцию на частотах приливных волн. Интересные эффекты получены в зоне Бусингольского землетрясения 1991 г. (M = 6.5–7.0). Приводится анализ сейсмологического банка данных по Камчатке.

Исследование связи вариаций приливной силы и сейсмического процесса проводилось разными авторами. Имеются результаты как показывающие корреляцию процессов, так и обратные [1, 2, 3, 4, 5, 6]. Наиболее логичным нам кажется подход, когда для исследования процесса используются большие объемы информации о землетрясениях региона (желательно, все имеющиеся). Очевидно, что в этом случае мы практически исследуем процесс на слабых энергиях, т.к. в банке данных о сейсмических событиях максимальное количество землетрясений – это слабые события. Для анализа данных о землетрясениях применялась специальная программа приливного анализа NiCum. Рассмотрение модуляции общего количества сейсмических событий для Байкальской рифтовой зоны (около 20 000 событий) и Алтае-Саянского региона (около 20 000 событий) и её количественная оценка являются целью этой работы. Рассматриваются также особенности процесса в различных частях рассматриваемых территории и вариации во времени. Анализ существующего банка Камчатки также является предметом исследований.

Методика анализа – программный пакет NiCum&EDAS. Сигналы от систематических движений, такие как земной прилив, крайне малы и любой эффект сложно обнаружить. В более ранних исследованиях спектральный анализ был излюбленным инструментом для обнаружения таких сигналов. В нашем случае, мы знаем периоды разных компонент сигнала с астрономической точностью. Вдобавок, очень длинные серии записей дают нам возможность обнаружить очень слабые сигналы со значительным отношением сигнал-шум. Метод накопления гистограмм [5, 6] был первоначально разработан в Королевской обсерватории в Бельгии. Его целью являлась графическое отображение поведения нелинейностей, записанных с различных датчиков. Для дальнейшего упрощения анализа данных, этот метод был добавлен в программный пакет EDAS [6].

Поводом для создания метода послужили потребности метеорологии, где используется огромное количество данных, полученных за десятилетия наблюдений. Сигнал, который на первый взгляд проявляется как зашумленный, имеет временную базу, разделенную на серии временных периодов постоянной длины. Выбранный временной период рассматривается как имеющий влияние на параметры исследуемого вопроса, например, S1 и S2 для климатических эффектов, M2 для приливных эффектов. Этот временной период, по определению, равен интервалу шириной 2π или 360 градусов. Для каждого периода создается гистограмма размером

до 360 секторов размером в 1 градус (максимум, обычно разбиение от 72 до 120 шагов), и когда результаты с каждого временного периода синхронизированы и сложены, результирующий по среднему эффект синтезирует картину вариаций, в зависимости от выбранной волны (например, M2).

Метод имеет несколько преимуществ перед спектральным анализом в извлечении информации там, где имеется в наличии комплексное взаимодействие многих параметров окружающей среды.

Мы можем убрать из гистограммы вычисленную основную синусоидальную волну и проверить любые нелинейности или гармоники. Есть опция для удаления от 1 до 4 гармоник из основного сигнала, оставляя только нелинейные остатки.

Метод высокочувствителен и способен определять нелинейный гистерезис в необработанных данных, которые на первый взгляд выглядят как белый шум. Высокая точность определения эффектов приливных флуктуаций из слабых сигналов необработанных данных (например, записанных с гравиметра), появилась потому, что для анализа использовались записи за годы измерений, а результат осреднения дает картину вариаций. Точность метода была проверена на данных, сгенерированных компьютером. Остановимся на теории метода.

Теорема Фурье состоит в том, что любая периодическая функция может быть выражена как сумма синусоидальных волн.

$$F(x) = \sum (a \cdot \cos rx + b \cdot \sin rx) + 1/2 c, \quad (1)$$

где r – интегральные значения и a , b , c – константы.

Этот подход может быть использован как метод для определения гармонических компонент из комплекса периодических функций. Равенство (1) неизменно при замене x на $x+2\pi$ и отобразит периодическую функцию по x за период 2π . Следовательно, в обсуждаемых сериях этого типа достаточно рассматривать любые интервалы шириной 2π или 360 градусов.

Таким образом, если мы имеем сигнал, который варьируется по временному периоду, и мы можем определить частоту $\omega/2\pi$, затем принять, что интервал 2π (или 360°) и равенство (1) дает:

$$F(x) = \sum (a \cdot \cos \omega t + b \cdot \sin \omega t) + 1/2 c, \quad (2)$$

где t – мгновенное время. Если частота ω известна, то могут быть найдены разные гармоники системы.

Метод HiCum был разработан для анализа данных, подобных приливным эффектам (например полусуточная волна M2), где временной период точно известен. Он имеет ряд преимуществ перед спектральным анализом в извлечении информации там, где есть комплекс взаимодействий в многих параметрах окружающей среды. Используя метод HiCum, определяются параметры основных синусоидальных волн, их гармоники и любые нелинейности из слабого исходного сигнала и при высоком уровне шума.

Приливный анализ банка данных по сейсмическим событиям для Алтае-Саянского и Байкальского регионов (1970–1993 гг.) позволил выделить параметр модуляции сейсмического процесса приливной силой (до 30 %). Эффект проявляется на слабых энергиях (класса $6 \div 8$) в зонах будущего сильного землетрясения с форшоковой активностью за несколько лет до события. Физическая модель (Гольдин и др., 2008) основана на теории трещинообразования, с использованием параметров – напряжение и скорость деформации. Эффект проиллюстрирован на примере Бу-

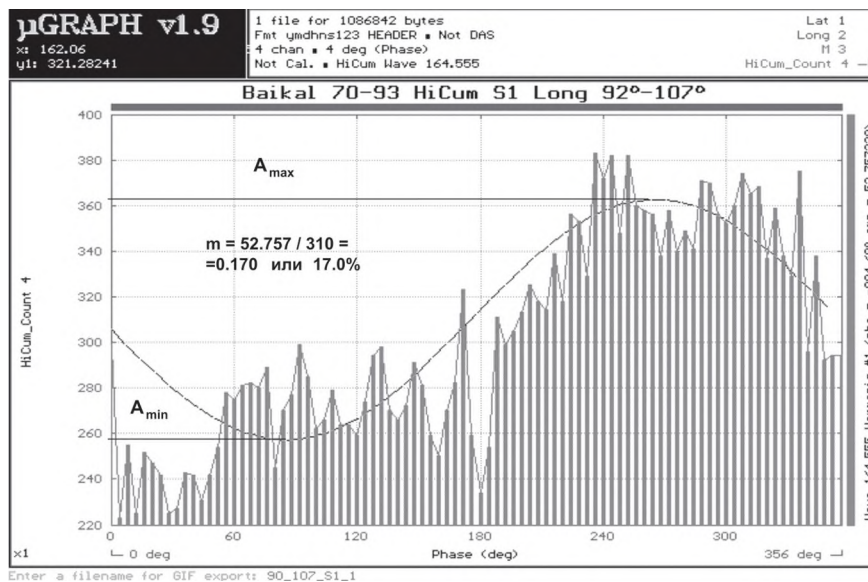


Рис. 1. Пример анализа приливной модуляции на суточной частоте (приливная волна S1) для западной части БРЗ (по долготе от 92° до 107°, 9000 событий). Для случайного процесса в каждом секторе должно быть по 310 событий при этом модуляция отсутствует, т.е. $m = 0$. В присутствии модуляции, как в приведенном примере $m = 17\%$.

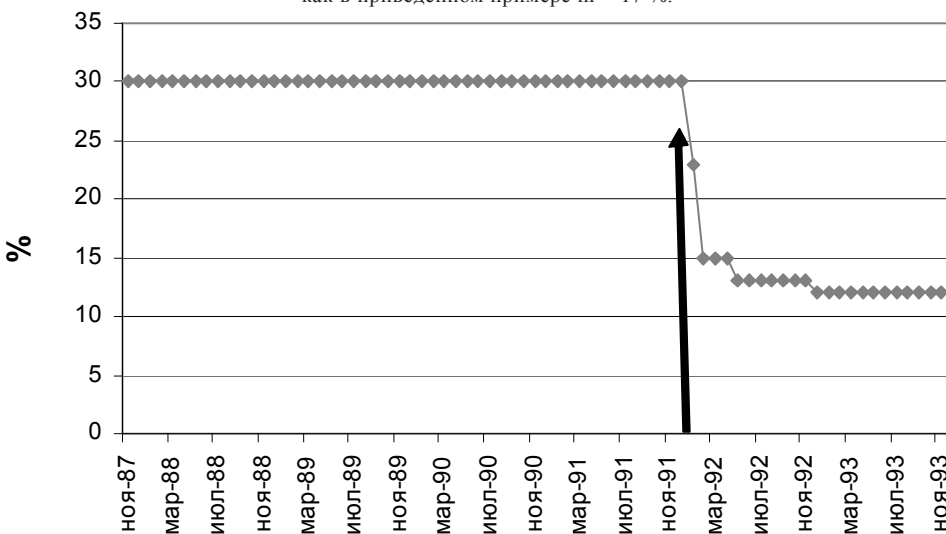


Рис. 2. Эффект приливной модуляции перед (1987–1991 гг.) и после Бусингольского землетрясения (1992–1993 гг.) для территории прилегающей к эпицентру (прямоугольник с размерами 200 км на 200 км с центром в эпицентре: по широте $50^{\circ}\text{N} \div 52^{\circ}\text{N}$ и по долготе $96.5^{\circ}\text{E} \div 99.5^{\circ}\text{E}$). Стрелкой показан момент землетрясения. Эффект модуляции для зоны появляется с конца 1987 года, а затухание эффекта модуляции с 30 % до 13 % произошло за полгода после землетрясения.

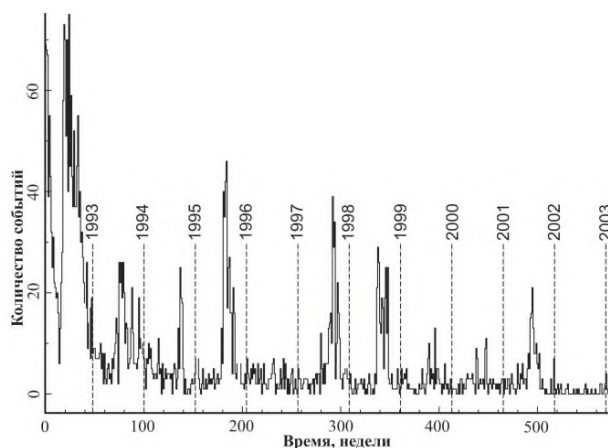


Рис. 3. Число событий энергетических классов $K > 7$ в неделю для эпицентральной области Бусингольского землетрясения. Бусингольское землетрясение 27.12.1991 г. ($M = 6.5-7.0$) связано с самой западной структурой в системе рифтовых впадин Байкальской зоны. Именно здесь проходит восточная граница Алтае-Саянской горной области и наблюдается уникальная активизация линейной структуры, подобных которой не было после других крупных землетрясений региона.

сингольского землетрясения (27.12.1991, координаты 51.0° N , 98.0° E , магнитуда $M = 6.5 \div 7.0$, Рис. 1, 2 и 3). Использование эффекта возможно при наличии регулярно пополняемого регионального банка землетрясений начиная с 5–6 класса.

Литература

1. J. Bartels, 1938, Random Fluctuations, Persistence and Quasi-persistence in Geophysical and Cosmical periodicities. // *Terr.Magn.Atmos.Electricity*, V. 40(1). pp. 1–60.
2. Стейси Ф., 1972, Физика Земли. Мир, М., 342 с.
3. Жарков В.Н., 1983, Внутреннее строение Земли и планет. М., Наука, 415 с.
4. D. Emter, W. Zurn, R.Schick and G.Lombardo, 1985, Search for Tidal Effects on Volcanic Activities at Mt. Etna and Stromboli // *Proceedings of the Tenth International Symposium on Earth Tides*, pp. 765–774.
5. W. Zurn and P.A. Rydelek, 1994, Revisiting the phasor-walkout method for detailed investigation of Harmonic Signals in Time Series. // *Surveys in Geophysics*. V. 15. pp. 409–431.
6. M. Van Ruymbeke, Fr. Beauducel and A. Somerhausen, 2001, The Enviromental Data Acquisition System (EDAS) developed at the Royal Observatory of Belgium. // *Journal of the Geodetic Society of Japan*, V. 47 (1). pp.100–120.
7. Гольдин С.В., Тимофеев В.Ю., ван Раумбеке М., Ардюков Д.Г., Лаврентьев М.Е., Седусов Р.Г., Приливная модуляция слабой сейсмичности для южной части Сибири. // *Физическая мезомеханика*. 2008 г. Т. 11, № 4. С. 81–93.

С.В. Трофименко, Н.Н. Гриб

ДИНАМИКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В ГОДИЧНЫХ ЦИКЛАХ В ПЕРЕДЕЛАХ ГРАНИЦ СЕЙСМОАКТИВНЫХ БЛОКОВ АЛДАНСКОГО ШИТА

*Технический институт (филиал) Северо-Восточного федерального университета,
г. Нерюнгри*

В задачах изучения сейсмической активности особая роль отводится исследованию активизации разломов в определенные временные интервалы жизни тектонических структур. Установление активности изучаемых структур связывают с их динамическими параметрами в виде средней скорости, рассчитываемой по амплитуде смещения в установленный промежуток геологического времени, направлению смещения и кинематике движений.

При детальной оценке сейсмической опасности, одно из важнейших мест занимает анализ сейсмической активности зон сочленения основных морфоструктурных элементов на выделенных масштабах времени и установление взаимосвязи геологические предпосылок возникновения землетрясений разной силы с активными тектоническими структурами.

В данной работе представлены результаты статистического моделирования распределения эпицентров землетрясений на годичных циклах за период 1963–2005 гг. для центральной части Олекмо-Становой сейсмической зоны. Показана неоднородность статистики и ее отличие от равномерного и нормального распределений для широты и долготы эпицентров землетрясений. Рассмотрены особенности пространственной неоднородности эпицентров в течение года. Сделано предположение о глобальных причинах циклического движения пункта и годичной динамики сейсмичности в связи с взаимодействием крупных блоков земной коры вследствие неравномерности вращения Земли в течение года.

Для статистического анализа использованы сейсмологические каталоги ГС РАН и региональный каталог Якутского филиала ГС СО РАН [6–7]. Координаты области исследований составили от 54.5 до 59°N и от 124 до 127°E. К расчетам принимались все зарегистрированные землетрясения, в том числе не представительных классов. Если в течение суток зарегистрировано более одного землетрясения, то к расчету принималось событие максимальной энергии. Для построения гистограмм методом накопления частот, используемые каталоги были разделены на четыре подкаталога по периодам: «декабрь–февраль», «март–май», «июнь–август», «сентябрь–ноябрь». Количество землетрясений с 1963 по 2005 г. в подкаталогах составило: 317 – «декабрь–февраль», 341 – «март–май», 304 – «июнь–август», 275 – «сентябрь–ноябрь». Для изучения пространственной неоднородности распределения эпицентров в течение года рассматривалась отдельная статистика широты и долготы. Результаты построений показаны на рис. 1.

Согласно новейшим геолого-геофизическим исследованиям, проведенным в данной области, для кинематики разломов в пункте регистрации характерно наличие сдвиговых, надвиговых и сбросовых деформаций [3, 4]. Движения GPS-пункта в годичных циклах происходят согласно залеганию основных активизированных разломов взбросо-надвигового, сдвигового и сбросового типов. Максимум северо-западного смещения приходится на июль, юго-восточного – на январь.

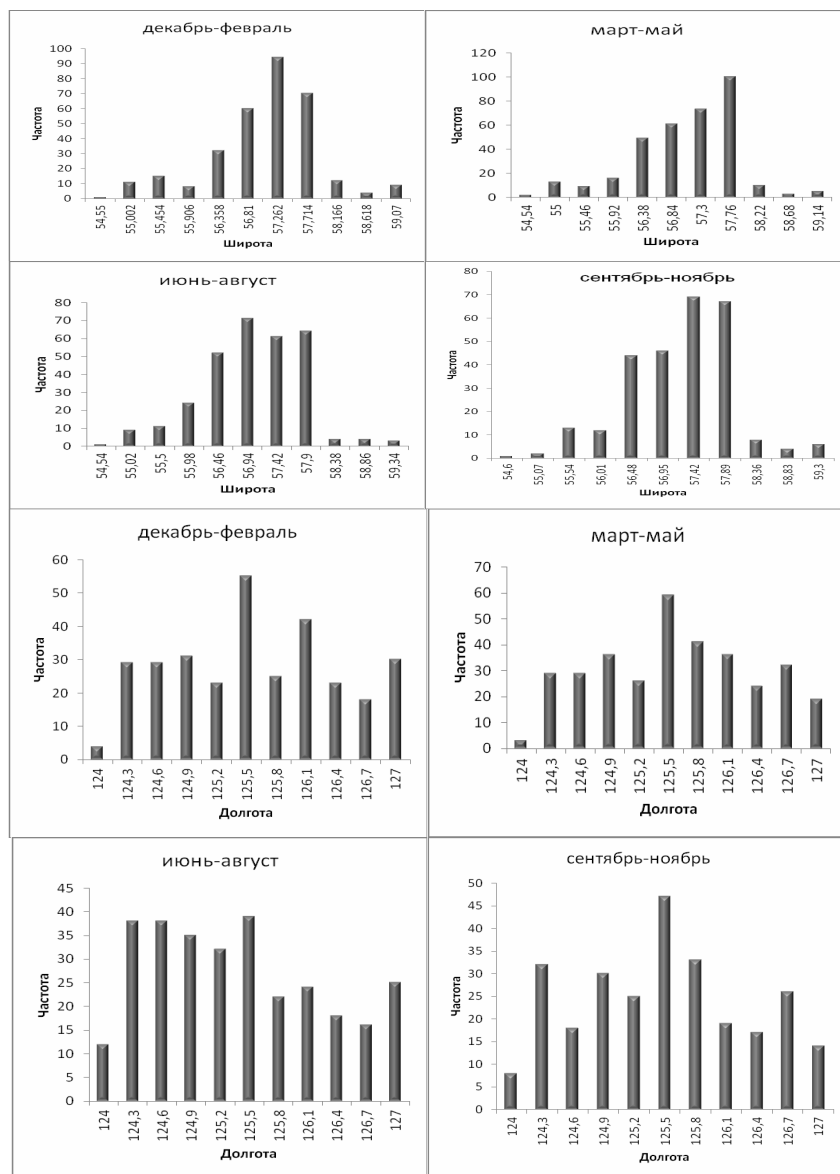


Рис. 1. Статистика распределения широты и долготы эпицентров землетрясений с усреднением за три месяца.

Неоднородность в статистике годовых распределений по всей Олекмо-Становой сейсмической зоне (ОСЗ) показана в [5]. В данной работе исследуется часть ОСЗ в радиусе примерно 100 км от пункта регистрации. Полученные результаты в целом согласуются с результатами [5], однако динамика статистических максимумов впервые представлена в [8].

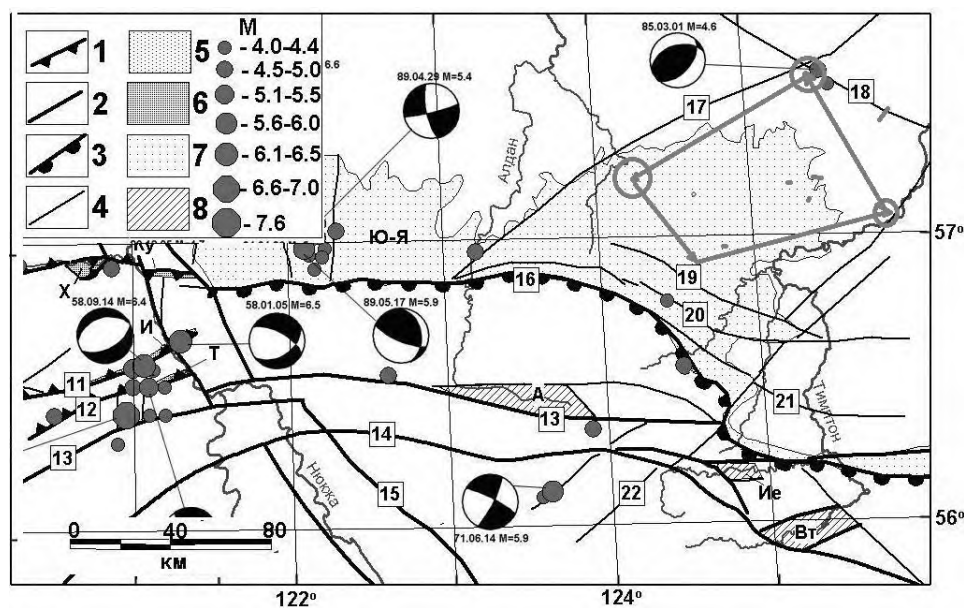


Рис. 2. Сейсмотектоническая схема района исследований с местоположением сильных землетрясений, использованных при моделировании (Овсученко, Трофименко и др., 2010)

1 – рифтогенные сбросо-сдвиги; 2 – шовные, глубинные разломы; 3 – взбросо-надвиги; 4 – активные разломы второго порядка; 5 – рифтовые впадины; 6 – эмбриональные рифтовые впадины; 7 – Южно-Якутский мезозойский прогиб; 8 – прогибы Станового поднятия, выполненные мезозойскими отложениями. М – магнитуды землетрясений. Активные разломы: 11 – Имангринский, 12 – Тас-Юряхский; 13 – Северо-Становой; 14 – Южно-Становой; 15 – Олекминский (Темулякитский); 16 – Южно-Якутский; 17 – Янгинский; 18 – Нимырский; 19 – Кабактинский; 20 – Нижне-Нерюнгринский; 21 – Беркайтский; 22 – Тимтонский. Рифтовые впадины: X – Ханийская; Ку – Кудулинская; И – Имангра-Чебаркасская; Т – Тас-Юряхская. Мезокайнозойские прогибы Станового поднятия: Ю-Я – Южно-Якутский; А – Алданский; Ие – Иенгрский; Вт – Верхне-Тимтонский. Показаны стереограммы механизмов очагов землетрясений в нижней полусфере.

В статистике распределений широты эпицентров наблюдается северное смещение максимума на 0.5° (≈ 60 км) в течение четырех месяцев с января по апрель (середины интервалов усреднения) с последующим медленным возвратом к исходному состоянию (рис. 2).

В статистике распределений долготы эпицентров наблюдается быстрое смещение максимума на 1° (≈ 60 км) с апреля по июль. Исходное состояние достигается в октябре. В остальное время года статистика практически не меняется и близка к равномерному распределению.

Для суммарной динамики максимумов сейсмической активности с января по июль характерен северный, а затем западный дрейф, согласный с движением блока [8]. Такой согласованный с движением блока дрейф сейсмичности можно объяснить блоковым строением земной коры: северо-западный дрейф блока приводит к увеличению кинематического взаимодействия блока на северной и западной границе. Обратное движение блока приводит к возвратному дрейфу сейсмичности [8].

Общей причиной двух наблюдаемых эффектов может быть не равномерность скорости вращения Земли в течение года и как следствие инерционное взаимодей-

ствии западного и восточного массивных блоков [1]. В данной модели динамика движения рассматриваемого блока и миграция сейсмической активности в его пределах, ограниченного системами Тимптонского, Янгинского, Нимнырского и Нижне-Нерюнгринского разломов (рис. 2) носит подчиненный характер.

Авторы благодарят коллег из Института земной коры – С.В. Ашуркова, В.А. Санькова и А.В. Санькова за сотрудничество в организации GPS-наблюдений и обработку полученных данных.

Исследование проведено при финансовой поддержке Федеральной целевой ведомственной программы «Развитие научного потенциала высшей школы» № 01201254011.

Литература

1. Трофименко С.В., Гриб Н.Н., Никитин В.М. Предварительные результаты GPS-исследований в переходной зоне Алданского щита // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Пятой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2010. С. 204–208.
2. Трофименко С.В., Гриб Н.Н., Никитин В.М. Динамика движений GPS-пункта как отражение состояния геофизической среды // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тезисы докладов 5 Международного симпозиума. В 2 т. Т. 2. Бишкек: НС РАН, 2011. С. 106–109.
3. Овсюченко А.Н., Трофименко С.В., Мараханов А.В., Карасев П.С., Рогожин Е.А., Имаев В.С., Никитин В.М., Гриб Н.Н. Детальные геолого-геофизические исследования зон активных разломов и сейсмическая опасность Южно-Якутского региона // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 4. С. 55–74.
4. Овсюченко А.Н., Трофименко С.В., Мараханов А.В., Карасев П.С., Рогожин Е.А. Очаговые зоны сильных землетрясений Южной Якутии // Физика Земли. 2009. № 2. С. 15–33.
5. Трофименко С.В. Суточные и годовые циклы сейсмической активности сейсмических поясов Северо-Востока Азии в модели блокового строения земной коры // Вестник СВФУ. 2011. Т. 8, № 1. С. 55–63.
6. Землетрясения Северной Евразии. - Обнинск: ГС РАН, 1997–2004.
7. Козьмин Б.М., Шибяев С.В. и др. Землетрясения России в 2004–2008 гг. Обнинск: ГС РАН, 2004–2008.
8. Трофименко С.В., Гриб Н.Н. Динамика годичных распределений эпицентров землетрясений Олекмо-Становой сейсмической зоны // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Седьмой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2012. С. 303–311.

В.И. Усиков

ВЛИЯНИЕ МОРФОДИНАМИКИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОТОКОВ НА ЭРОЗИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ

ФГБУН Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск

Общепринятая схема эрозионного цикла Дэвиса описывает формирование земной поверхности начиная со врезки узкой каньонообразной речной долины при скачкообразном понижении базиса эрозии и кончая образованием пенеплена, пройдя через несколько стадий.

Абсолютным базисом эрозии является океан. Цикл начинается с воздымания участка земной коры относительно базиса. Таким образом классическая модель базируется на представлении об определяющем значении вертикальных перемещений земной коры и наложенных на них эрозионных процессов в формировании структуры земной поверхности.

На основании анализа цифровых моделей (3D-моделей) рельефа – ЦРМ, ряда геологических данных и полевых наблюдений автором выдвинуто предположение, что в пределах Амурской плиты основным рельефоформирующим фактором являются горизонтальные перемещения тектонических слоев [1]. Они же определяют и вертикальные движения участков земной коры. Эти движения оказывают существенное влияние и на эрозионные процессы.

Анализ ЦРМ позволил уточнить соотношение между тектонической и экзогенной составляющих рельефа, сформированного движущимися тектоническими потоками в регионе охватывающем Приамурье и Сихотэ-Алинь. Модели, описанные в данной работе, построены на основе матриц, созданных по данным Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). Использовались SRTM30 (30-секундная, с шагом решетки примерно 1 км) и SRTM3 (3-секундная, с интервалом около 90 м). Построение и визуализация моделей осуществлялись посредством приложений, разработанных по свободным лицензиям GNU, Open GPL.

Согласно представлению автора, основные морфоструктурные элементы и большая часть рельефа в рассматриваемом регионе сформированы в конце мела тектоническим потоком, перемещающимся синхронно с Амурской плитой в юго-восточном направлении. В результате были сформированы структуры первого ранга: Среднеамурская впадина, Буреинский и ряд других хребтов фрактально «вложенные» в них элементы более высоких порядков, таких Сутарский хребет, межгорные впадины, формирующие долины рек Сутара, Амгунь, Биджан и др. Все эти элементы ориентированы длинной осью в направлении ЮЗ-СВ в довольно узком диапазоне азимутальных углов.

В послемеловое время, по мнению автора, единый тектонический поток разделился на два: Буреинский и Сихотэ-Алинский. Кроме того, два раза произошло изменение вектора движения потоков: сначала в меридиональном направлении, затем в близком к широтному, которое является активным и ныне. Это привело к усложнению общего строения территории и образованию новых морфоструктур, в том числе тектонических окон в форме межгорных впадин.

Многочисленными тектоническими впадинами разного ранга сформировано множество локальных базисов эрозии, вокруг которых развиваются эрозионные процессы по классической схеме.

В рассматриваемом регионе можно наблюдать классическое начало эрозионного цикла от океана вглубь континента только в прибрежной части континента на ограниченных площадях, пространственно совпадающих с ареалами развития покровов неоген-четвертичных базальтов. За счет их излияния на земную поверхность произошло повышение среднего уровня земной поверхности и, соответственно, относительное понижение базиса эрозии. Здесь четко выражена первая стадия – врезка узких долин и начало второй – их расширение. В качестве примера можно привести несколько площадей на Северном Сихотэ-Алине. Особенно показательны район где протекают реки Муты, Дуй, Крестовая, Сивучи и др. с притоками, а также базальтовое плато в Ванинском районе с реками Тумнин, Хуту, Уй, Хича, Худями, Тутто и др.

На удалении от побережья нередко наблюдается видимое нарушение стадийности. Например, долина р. Прав. Биджан в районе Малого Хингана представляет собой достаточно выровненную межгорную впадину, ниже, в районе слияния этой реки с р. Биджан, она переходит в узкую, каньонообразную долину, соответствующую первой стадии эрозионного цикла. Равнинная местность в нижнем течении р. Хинган соответствует заключительным этапам формирования рельефа. Впадающие в него прямолинейные левые притоки протекают по узким, V-образным каньонам. Никаких промежуточных стадий не наблюдается.

По мнению автора, для описания многих особенностей строения территорий целесообразно использование понятий «тектоническая денудация» и «тектоническое выравнивание» земной поверхности. Суть этих процессов и принципиальное отличие от их экзогенных эквивалентов поясняет схема на рис. 1.

Тектоническое окно сформировано горизонтальным сползанием вправо аллохтона с подстилающих пород по листрическому разлому. Часть тыльной части аллох-

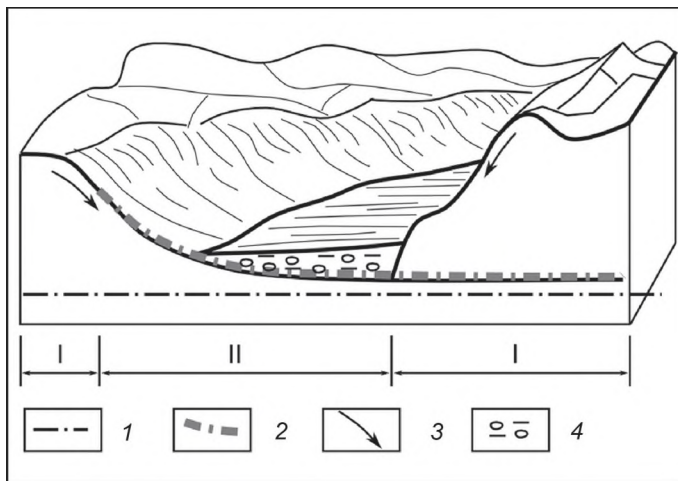


Рис. 1. Схема тектонической денудации и тектонического выравнивания земной поверхности I – области поверхностной эрозии и выравнивания; II – область тектонической денудации и выравнивания. 1 – положение абсолютного базиса эрозии; 2 – сместитель пологого разлома; 3 – направление сноса обломочного материала; 4 – аккумулятивный обломочный материал.

тонного слоя изображена в правой части рисунка. В результате этого процесса произошло одновременное выравнивание автохтонной подошвы по сместителю разлома и ее обнажение, т.е. одновременные тектоническая денудация и выравнивание.

Основные отличия поверхностных денудации и выравнивания от тектонических заключаются в следующем.

Обычные процессы развиваются на дневной поверхности под влиянием экзогенных факторов. Их ход зависит от климатических условий. Тектонические эквиваленты никак не связаны с экзогенными явлениями и не зависят от климата. Сами они происходят не на дневной поверхности, а глубже.

Тектоническая денудация и тектоническое выравнивание всегда развиваются одновременно, в результате одного процесса. Экзогенные аналоги, хотя и тесно связаны, но могут рассматриваться, в известной мере, как независимые. Например, денудация начинается с боковой эрозии, что приводит, вначале, не к выравниванию, а к более глубокому расчленению рельефа.

Тектонические поверхности выравнивания выглаживаются не постепенно во времени, а образуются, как довольно плоские равнины по завершению единого тектонического цикла.

Обычно они не являются объектами денудации, а наоборот, аккумулируют рыхлый обломочный материал, снесенный с поверхностей, подверженных экзогенной денудации и выравниванию.

Описываемые явления могут играть определенную роль в формировании и преобразовании различных месторождений полезных ископаемых.

Так коренные рудные и нерудные объекты могут быть эродированы тектонически. По горизонтальным разломам они могут быть разбиты на части, которые смещены друг относительно друга на значительные расстояния. Например, согласно представлению автора, группа месторождений и проявлений Карадубского рудного поля (по правому борту одноименной реки) изначально представляла собой единое столбообразное рудное тело, подобное Хинганскому месторождению, которое в последствии было горизонтально растащено по отдельным «ступеням» «тектонической лестницы» [1].

Сами горизонтальные разломы могут быть рудоконтролирующими и рудовмещающими структурами при формировании стратиформных месторождений.

Благодаря тектоническим поверхностям выравнивания нередко создаются чрезвычайно благоприятные условия для неоднократного перемыва и постепенного обогащения аллювия, первоначально имеющего содержания тяжелых минералов, далекие от промышленных. Таким образом могут формироваться россыпные месторождения, потерявшие связь со своими коренными источниками. В таких условиях месторождения могут образовываться из коренных объектов нероссыпеобразующих формаций, а также предствленных рассеянной рудной минерализацией.

Литература

1. Усиков В.И. 3D-модели рельефа и строение верхней части земной коры Приамурья // Тихокеан. геология. 2011. № 6. С. 14–32.

А.В.Черемных

ПАРАГЕНЕЗИСЫ РАЗРЫВОВ В РАЗЛОМНЫХ ЗОНАХ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ (НА ПРИМЕРЕ ТРАНСЕКТА ШЕРТОЙ-КРАСНЫЙ ЧИКОЙ)

ФГБУН Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

В 2009–2011 годах, на юге Восточной Сибири, проведены комплексные геолого-геофизические исследования по профилю Шертой-Тарбагатай-Красный Чикой [1]. Изучены межблоковые зоны верхней части земной коры и напряженно-деформированное состояние (Н-ДС) в их пределах. Исследования проведены в Предбайкальской, Прихребтовой, Приморской, Морской, Джидино-Удинской и других зонах крупных разрывных нарушений. В окрестностях этих дизъюнктивов, в ходе комплексных исследований и в последующие годы, создана сеть точек геолого-структурных наблюдений в породах разного возраста и состава. Реконструкция Н-ДС в дизъюнктивных зонах осуществлена на основе комплексирования традиционных тектонофизических методов [2, 3 и др.] и структурно-парагенетического анализа разрывов и трещиноватости разломных зон [4, 5]. Применение последнего позволяет выявить парагенезисы разрывных нарушений различных иерархических уровней и реконструировать соответствующие им тектонические напряжения.

Результаты исследования

Предбайкальская межблоковая зона изучена в пределах одноименного прогиба на отрезке Ользоны-Баяндай. Систематизация ориентировок локальных зон скалывания (15 решений) выявила четыре направления разрывов третьего порядка, среди которых преобладают северо-западные и северо-восточные дизъюнктивные дислокации. Наиболее проявленным парагенезисом второго порядка является взброс северо-восточного простирания. Проведенный анализ показал, что структура этой зоны сформирована в результате северо-запад-юго-восточного сжатия, менее вероятно растяжение такой же ориентировки.

Активной структурой литосферы в пределах юга Восточной Сибири является Байкальский рифт. Наиболее удаленным к северо-западу от Байкальской впадины разломом, активизация которого произошла в результате рифтообразования, по нашему мнению [1], является Прихребтовый дизъюнктив. Анализ фактического материала, собранного около населенных пунктов Косая Степь и Алагуй показал, что наиболее распространенные разрывы второго порядка с северо-восточной ориентировкой сформировались при растяжении и сжатии земной коры. Условия растяжения характеризуются большим количеством локальных стресс-тензоров и приняты в качестве основной обстановки в зоне Прихребтового разлома. Результаты нашего исследования косвенно подтверждают мнение об активизации тектонических процессов в зонах более древних взбросо-надвигов Прибайкалья при кайнозойском рифтогенезе [6].

В пределах зоны влияния Приморского разлома, в непосредственной близости от его магистрального сместителя, собран фактический материал, обработка которого выявила 14 зон скалывания четвертого уровня. Анализ простирания этих разрывов позволил установить три системы, для двух из которых проведен парагенетический анализ и получены вероятные природные парагенезисы третьего уров-

ня. Ярко выражен парагенезис зон растяжения с простиранием 40° . Значительно менее проявлен парагенезис зоны правого сдвига восток-северо-восточного простирания. Новые данные подтверждают вывод о том, что в процессе кайнозойского рифтогенеза магистральный шов данного разлома активизировался как сброс с незначительной сдвиговой компонентой [7].

Наиболее активной дислокацией, в пределах рифта, является зона Морского дизъюнктива. Наши исследования проведены на прямолинейном отрезке побережья оз. Байкал, между паадьми Широкая и Бирхин. Реконструировано 14 решений о зонах скальвания четвертого уровня. Систематизация их по ориентировке позволила установить два разломных направления 290° и 65° , а структурно-парагенетический анализ – выявить две обстановки второго уровня для простирания 65° и одну динамическую обстановку для направления 290° . В зоне хорошо проявлены природные парагенезисы третьего уровня, соответствующие северо-восточному сбросу второго уровня, которым удовлетворяют 11 из 14 решений о зонах скальвания. Всего 2 решения являются взбросами основного разломного направления. Последнее, косвенно свидетельствует о том, что Морская зона также ранее развивалась в условиях сжатия, однако вблизи магистрального сместителя дизъюнктива горные породы сильно переработаны в кайнозое при рифтогенезе.

В зоне влияния Дельтового разлома (Усть-Селенгинская депрессия) наблюдения проведены в кайнозойских отложениях, слагающих надпойменные террасы реки Селенга. Здесь реконструированы обстановки растяжения и левого сдвига. При этом северо-восточные разрывы являются сбросами, а для субширотных разрывов характерны левосторонние сдвиговые смещения крыльев.

Бортовой разлом изучен вблизи северо-западного склона хребта Хамар-Дабан. Реконструировано 10 решений о зонах скальвания четвертого уровня, системный анализ которых позволил выявить четыре направления разломов третьего уровня. Для основного разломного направления (50°) реконструированы парагенетические ассоциации сброса, взброса и левостороннего сдвига второго уровня. Сброс характеризуются наибольшим количеством решений, поэтому он является наиболее вероятным кинематическим типом Бортового дизъюнктива.

В пределах Западного Забайкалья изучены Джидино-Удинская, Тугнуй-Кондинская, Хилокская и Чикой-Ингодинская разломные зоны, к которым приурочены впадины, заполненные вулканогенно-осадочными породами мезозойского возраста.

Джидино-Удинская межблоковая зона изучена в окрестностях северо-западного борта Иволгино-Удинской впадины. Изучено 23 зоны скальвания четвертого уровня, систематизация которых по ориентировке установила наличие пяти направлений разрывов третьего уровня. Структурно-парагенетический анализ, проведенный для разрывов третьего уровня, показал наличие следующих разломов второго уровня: сброса с простиранием 50° , левого сдвига – 290° , сброса – 70° , субширотного сброса, взброса – 70° и левого сдвига – 50° . Парагенезисам сбросов соответствуют $>50\%$ решений. Вероятно, разлом подновлен при кайнозойском рифтогенезе, т.к. сбросы зафиксированы в слабосцементированных породах Иволгинской и Удинской впадин.

Тугнуй-Кондинская разломная зона исследована в пределах северо-западного борта Тугнуйской впадины. Реконструирована 21 зона скальвания четвертого уровня и установлены три системы разрывов. Парагенетический анализ показал, что наи-

большее количество решений (10) соответствует субширотному сбросу третьего порядка. Немного менее (8 решений) проявлен парагенезис взброса с таким же простиранием. Кроме того, выделяется субширотная сдвиговая зона с левосторонним перемещением крыльев. Большинство решений соответствует сбросу.

Хилокская и Чикой-Ингодинская разломные зоны на данном этапе исследования слабо обеспечены фактическим материалом, т.к. для каждой из них получено менее 10 локальных решений. Хилокская разломная зона, изучена в основном в пределах Малетинской впадины. Большинство решений относится к сбросам по разрывам восток-северо-восточного простирания. За пределами впадины отмечается доминирование левых сдвигов субширотной ориентировки, которые, вероятно, являются составляющими парагенезиса более крупной зоны растяжения. Чикой-Ингодинская разломная зона, изучена в пределах юго-восточного горного обрамления Чикойской впадины. Здесь преобладают разрывы трех направлений: северо-северо-западного, северо-северо-восточного и северо-восточного. Разлом основного северо-восточного направления характеризуется правосторонним сдвиговым кинематическим типом. Также отмечается растяжение, которое зафиксировано вблизи впадины.

Обсуждение результатов

В пределах основных разломов юга Восточной Сибири изучены парагенезисы дизъюнктивных дислокаций четырех масштабных уровней. Развитие изученных крупных разломных зон северо-восточного простирания связано с разновозрастными палеотектоническими обстановками регионального уровня. Для каждого разлома второго уровня иерархии выявлены наиболее выраженные региональные тектонические условия формирования, а также одна-две обстановки с меньшим количеством решений.

На Сибирской платформе, в Предбайкальской разломной зоне, хорошо проявлено сжатие с северо-западным простиранием оси, меньше решений соответствует растяжению с такой же ориентировкой оси. Следует отметить, что в ходе исследования, в зоне зафиксирован правосторонний сдвиг северо-восточного простирания, однако, это единичное решение может носить случайный характер.

Наибольшее количество реконструированных обстановок зафиксировано в разломных зонах Байкальского рифта, для которых установлено близкое соотношение локальных разрывов по ориентировке и кинематическому типу. В пределах «плечей» рифта реконструированы различные палеотектонические обстановки развития зон разломов северо-восточного простирания, среди которых, по количеству решений, доминирует растяжение. Значительно менее проявлено сжатие. Вероятнее всего различные тектонические обстановки связаны с полициклическим развитием разломных зон региона.

Межблоковые зоны Западного Забайкалья, также характеризуются полициклическим развитием, которое отчетливо выделяется для Тугнуй-Кондинской зоны и несколько менее выражено в Джидино-Удинской. В этих зонах, как и в Байкальской рифтовой зоне, наиболее проявлен парагенезис сброса второго уровня, что свидетельствует об обстановке растяжения верхней части земной коры. О широком распространении сбросов в Забайкалье свидетельствуют и предварительные исследования в пределах Хилокской и Чикой-Ингодинской разломных зон.

Очень важным является решение вопроса о возрасте палеотектонических обстановок, установленных в ходе исследования. Выше отмечалось, что фактический материал собран в породах разного возраста и состава, при преобладании достаточно древних геологических образований. Кратко охарактеризуем зоны скальвания реконструированные в породах кайнозоя.

В Предбайкальской разломной зоне кайнозойские осадки чаще нарушены сдвиговыми разрывами северо-западного простирания с правосторонним смещением крыльев (3 решения). Другие зоны скальвания четвертого уровня: взброс, сброс, а также правосторонний и левосторонний сдвиги северо-восточной ориентировки, представлены лишь единичными решениями.

В пределах Байкальского рифта, в изученных разломных зонах, в осадочных породах кайнозоя, зафиксированы лишь немногочисленные зоны скальвания четвертого уровня, что не позволяет выделить преобладающие решения для каждого из дизъюнктивов второго уровня. Среди общего числа решений в молодых породах преобладают сбросы северо-восточного простирания и левые сдвиги субширотной ориентировки.

В Джидино-Удинской разломной зоне разрывные нарушения кайнозойских осадков являются сбросами (2 решения), взбросом и левосторонним сдвигом северо-восточного простирания, а также левым сдвигом субмеридионального простирания. В целом, в пределах Байкальской рифтовой зоны, к которой вероятно следует относить сегмент профиля от Прихребтового до Джидино-Удинского дизъюнктива [1], как и следовало ожидать, в кайнозойских осадках преобладают структуры растяжения.

Автор благодарен заведующему лабораторией тектонофизики ИЗК СО РАН, док-ру геол.-минер. наук К.Ж. Семинскому за методические рекомендации по сбору и обработке материала, также сотрудникам лаборатории (к. геол.-минер. наук А.А. Боброву, Ю.П. Бурзуновой, Р.М. Зарипову и А.С. Черемных) за помощь при сборе полевого фактического материала. *Работа выполнена при поддержке СО РАН (ОНЗ-7.6) и РФФИ (№12-05-00322).*

Литература

1. Семинский К.Ж., Кожевников Н.О., Черемных А.В., Поспеева Е.В., Бобров А.А., Оленченко В.В., Тугарина М.А., Потапов В.В., Решилова А.А. Межблоковые зоны земной коры центральной части Байкальского рифта: закономерности строения, геофизические поля и гидрогеология // Динамика физических полей Земли. М.: Светоч Плюс, 2011. С. 69–89.
2. Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений // Изв. Акад. наук СССР. Серия геофиз. 1954. № 5. С. 390–410.
3. Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. №1. С. 60–72.
4. Семинский К.Ж., Бурзунова Ю.П. Новый подход к анализу хаотической трещиноватости вблизи разломных сместителей // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 3. С. 330–343.
5. Семинский К.Ж., Черемных А.В. Трещинные сети и напряженное состояние кайнозойских осадков Байкальского рифта: новые возможности структурно-парагенетического анализа // Геология и геофизика. 2011. Т.52, №3. С. 450–469.
6. Mats V.D. The structure and development of the Baikal rift depression // Earth-Science Reviews. 1993. V. 34, P. 81–118.
7. Черемных А.В. Поля напряжений в зоне Приморского сброса (Байкальский рифт) // Литосфера. 2011, №1. С. 135–142.

ĐÀÇÄÄË V

ÒÅÊÒÔ Í ÈÈÀ È
ÓÃËÄÂÔ ÄÔ ĐÔ ÄÍ ÛÉ Ì Ô ÒÃÍ ÖÈÀË
Ô ÑÄÄÔ ×Í ÛÕ ÁÀÑÑÄÉÍ Ô Â

В.Г. Варнавский

ЮГО-ВОСТОК СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА. АЛДАНО-МАЙСКИЙ
ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН: ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА,
ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Алдано-Майский осадочный бассейн (АМОБ) объединяет в себе дорифейские (алданий) и рифей-венд-кембрийские литокомплексы юго-востока Северо-Азиатского кратона в контуре структур Алдано (Учуро)-Майской плиты Сибирской платформы и Юдомо (Томпо)-Майского авлакогена.* Бассейн по составу и строению чехла районирован на структурно-тектонические зоны (СТЗ). В области плиты выделяются: Учурская, Майская, Алдано-Майская, Хандыгская СТЗ, в Юдомо-Майском авлакогене: Кыллахская Южная (с подзонами Верхне-Майской и Юдомской), Кыллахская Северная и Сетте-Дабанская.

С 30-х годов прошлого столетия терригенно-карбонатный комплекс бассейна, содержащий многочисленные и разнотипные проявления нефти [7, 9 и др.] оценивался перспективным на поиски месторождений нефти и газа. В дальнейшем эта оценка подтвердилась, а сведения о различных аспектах ее нефтегазоносности дополнились материалами геолого-съёмочных и тематических исследований [1, 8 и др.]. Не исключалась возможность обнаружения в недрах области газогидратов.

Проблема рассматривается на примере материалов изучения южной части АМОБ, его структурно-тектонических зон: Учурской, Майской, Кыллахской Южной [3, 4, 5, 6, 9, 10 и др.] (рис. 1).

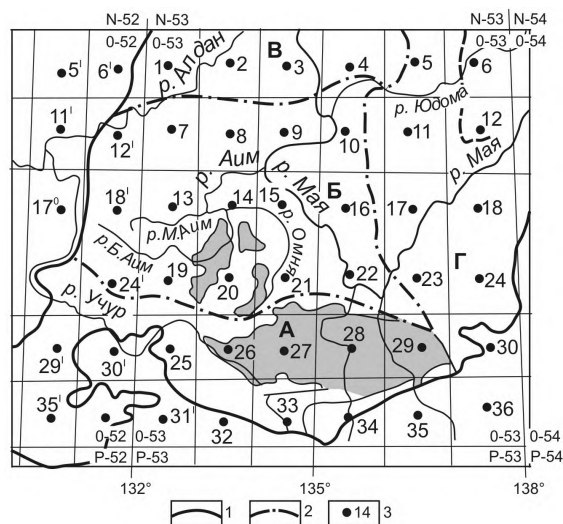


Рис. 1. Схема разграфки листов государственных геологических карт масштаба 1:200 000 серий листов 0-52 и 0-53 рассматриваемой территории.

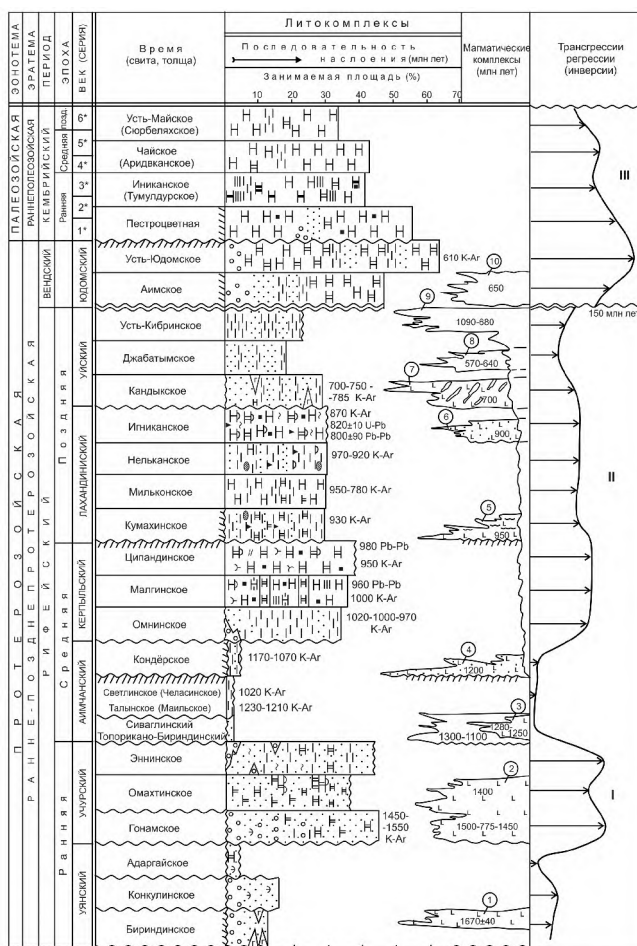
1 – граница АМОБ, 2 – граница тектонических зон: А – Учурская, Б – Майская, В – Усть-Майская, Г – Кыллахская Южная Юдомо-Майского авлакогена; 3 – месторождение центральной части листов государственных геологических карт (арабские цифры на схеме соответствуют римским цифрам номеров листов карт).

*В литературе известен как Юдомо-Майский перикратонный прогиб.

Состав, строение чехла

В строении чехла рассматриваемого участка АМОБ выделяются три литолого-структурных этажа, несогласно с разрывом и корами выветривания в основании, перекрывающих архей-раннепротерозойское складчатое основание (фундамент): дорифейский (алданий) рифтогенный первого этапа, ранне-среднерифейский (уянско-аимчанский) рифтогенный второго этапа, средне-позднерифейский (керпыльско-аимский) рифтогенно-депрессийный и венд-кембрийский депрессионно-плитный, плитный (рис. 2).

Дорифейский существенно вулканогенный с подчиненными (по мощности) грубо-обломочными литоконгломератами в работе не рассматривается.



*Век: 1 - Томмотский-Атабанский; 2 - Ботомский; 3 - Тойонский;
4 - Амгинский; 5 - Майский; 6 - Аюосканский-Аксайский.

Рис. 2. Схема основных элементов седиментогенеза рифей-венд-кембрийских литоконгломератов Учурской, Майской, Кыллахской южной СТЗ АМОБ.

Раннерифейские литокомплексы уянской и учурской серий характеризуются преимущественно терригенных литофаций: склоновых прибортовых зон рифтограбенов (осыпей у подножия склонов, конусов выноса, водоемов у подножия склонов): приморской низменной равнины с локальными пресными и засоленными водоемами (песчаники разной зернистости, нередко с галькой и линзами конгломератов, песчаники глинистые, известковистые, доломитистые с линзами и прослоями доломитов, изредка известняков). В омахтинской свите на северо-востоке региона отмечаются литофации типа мусорных доломитов (доломиты глинистые, песчаные, с галькой и щебнем). В известняках карты 0-53-XVI отмечаются битумопроявления.

Средний рифей на этапе Аимчанской серии (талынской, светлинской свит) и кондерской свиты керпыльской серии характеризуется повсеместной инверсией. Литофации (известняки, известковистые песчаники с линзами известняков, аргиллитов известны на ограниченной площади южной части Юдомо-Майского авлакогена (лист 0-53-XXIV). В последующей седиментационной истории среднего рифея формируются преимущественно мелководно-морские с глауконитом аргиллитовые (омнинская свита), известняковые и доломитовые (малгинская и ципандинская свиты) литофации, обильно насыщенные битумоидами, содержащие слои горючих сланцев.

В позднем рифее складывается обстановка мелководно-морского осадконакопления с неоднократной сменой преимущественно глинистого литокомплекса (кумахинская, нельканская, усть-кирбинская свиты), существенно песчаным (кындальская свита, джабатымская толща) и карбонатным известняково-доломитовым (мильконская, игниканская свиты) комплексами.

После длительного (более 100 млн лет) перерыва в осадконакоплении на рубеже рифея и венда круто изменилась седиментационная обстановка.

Вендский период характеризуется ярко выраженной трансгрессией с продвижением морского режима на запад и юго-запад с охватом даже юго-западных участков Учурской структурно-тектонической зоны. Широко развиты доломитовые литофации с прослоями и линзами песчаников, изредка конгломератов в аимской, известняков – в усть-юдомских свитах.

В кембрии в течение эволюции осадконакопления всех его стратиграфических последовательностей господствовал морской режим с преимущественным накоплением разнотипных известняков с прослоями доломитов, мергелей, изредка песчаников. Практически весь разрез кембрия битуминозен, особенно пестроцветной и инниканской свит.

Основные черты седиментогенеза

Основной особенностью седиментогенеза является преимущество мелководно-морских, лагунных условий седиментации, увеличение доли карбонатных литотипов в разрезе от ранних уровней рифея к венду и кембрию, а по площади от южных и юго-западных платформенных зон АМОБ к восточным, северо-восточным складчатым зонам, фиксируя этим окраинные, прибрежные зоны седиментогенеза на юге, юго-западе и мористые участки на подавляющей части рассматриваемой территории (Майской, Кыллахской Южной тектонических зон).

Выделяются семь основных этапов седиментогенеза: три (уянский, учурский и аимчанский) рифтогенные, три (керпыльский, лахандинский и уйский) рифтогенно-депресссионные и один (венд-кембрийский) депрессионно-плитный, плитный.

Литолого-фациальные комплексы каждого этапа отражают трансгрессивно-регрессивные циклы седиментогенеза. Просматриваются три основных трансгрессивных цикла, разделенные регрессивными (инверсиями): гонамско-эннинский (I), омнинско-усть-кирбинский (II) и венд-кембрийский (III). В раннем рифее слабо проявляются трансгрессия бириндинско-конкулинского времени и элементы инверсии в адаргайское время; в гонамско-эннинский трансгрессивный этап элементы инверсии намечаются в омахтинское время. В омнинско-усть-кирбинском сравнительно устойчивом рифтогенно-депресссионном цикле намечаются элементы скрытой инверсии на рубеже ципандинского и кумахинского времен (рис. 2). Проявляются они сменой с размытием карбонатного осадконакопления ципандинского времени существенно глинистым – кумахинского.

С этапами седиментогенеза, трансгрессивно-регрессивными циклами согласуются геохимические обстановки среды осадконакопления, характеристики содержания органического углерода, нефте-битумопроявления.

Заключение

Литокомплексы уянской, учурской и аимчанской серий по составу и строению разреза не способны обеспечить благоприятные условия для нефтегазообразования и формирования залежей нефти и газа.

Наиболее перспективны литокомплексы лахандинской серии, представляют интерес омнинско-ципандинский комплекс керпыльской серии и венд-кембрийский. Кстати, замечено [9] – доломиты ципандинской свиты битуминозны в том случае, когда подстилаются битуминозным литокомплексом малгинской свиты.

Литература

1. Бутенко Б.П., Варнаровский В.Г. Условия формирования осадочного чехла юго-восточной части Сибирской платформы и перспективы его нефтегазоносности // Вопросы геологии осадочных формаций юга Дальнего Востока. Владивосток: Приморский полигр. комб., 1973. С. 20–35.
2. Варнаровский В.Г., Кузнецов В.Е. Область рифей-венд-кембрийского седиментогенеза юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона: геолого-структурное положение, районирование // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 5. С. 67–79.
3. Геологическая карта Хабаровского края 1:1 000 000 / Сост. А.Ф. Васькин, В.А. Гурьянов, В.Ю. Забродин и др. Отв. редактор А.Ф. Васькин, Г.В. Роганов. Хабаровск: ФГУГГП «Хабаровскгеология», 2004.
4. Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. 227 с.
5. Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский Гипостратотип рифея. М.: Недра. 1983. 223 с. (тр. ГИН АН СССР Вып. 367) 234 с.
6. Легенда Учуро-Майской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200 000 (изд. второе) / В.А. Гурьянов, гл. ред. Ю.П. Рассказов. Хабаровск: ФГУГГП «Хабаровскгеология», 1999. 86 с.
7. Леонтович А.А. Геологические исследования в Алдано-Майском районе (бассейн среднего течения р. Май и пересечения хр. Джугджур). Матер. по геологии и полезным ископаемым ДВК. Вып. 18. Хабаровск, 1937.
8. Моралев В.М., Нужнов С.В. Перспективы нефтегазоносности позднекембрийских отложений в бассейне среднего течения р. Май. Изв. высших уч. завед. геол. и разв., 1961. № 1.
9. Нужнов С.В. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 175 с.
10. Шпунт Б.Р. Позднекембрийский рифтогенез Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 139 с.

А.Л. Веникова

**ДАГИНСКИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ И ИХ СВЯЗЬ С ПОТОКАМИ
МЕТАНА И ЗАЛЕЖАМИ УГЛЕВОДОРОДОВ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА**

*ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

Дагинские гидротермальные источники (ДГИ) находятся на северо-восточном побережье о.Сахалин в 35 км от г. Ноглики в поселке Горячие ключи. Поле источников представляет собой заболоченную местность с множеством газифицирующих «ванн». Во время прилива происходит затопление практически всей площади поля. На ощупь вода в «ваннах» теплая, в отличие от горячих прибрежных источников, большинство которых расположены по кромке берега, на не заливаемой приливом его части, и используются в лечебных целях.

Данные, полученные лабораторией «газогеохимии» ТОИ ДВО РАН в 2005, 2007, 2012 годах, показали преимущественно метановый состав газа ДГИ. В июне 2012 г. было проведено опробование в 6-ти точках газифицирующего поля и в 1-ом окултуренном источнике. Так концентрации CH_4 составили от 88,3 до 93,7 %, CO_2 от 0,133 до 0,475%, в некоторых пробах обнаружен C_2H_6 до 0,052 %. Анализ проб газа на содержание He и H_2 показал следующие значения: He 0,00037–0,0025%, H_2 0,0001–0,0049%. Присутствие He возможно указывает на глубинный характер источника газа ДГИ. Изотопный состав углерода CH_4 (в среднем -63.2‰), вероятно, свидетельствует о смешанном генезисе газа.[1] Из выше сказанного можно сделать вывод, что газ поступает из глубины, а в приповерхностных условиях активно происходят микробиальные процессы, что в итоге отражается на составе исследуемого газа. Так как ДГИ находятся в районе нефтегазовых месторождений, то можно предположить, что источником газа являются залежи углеводородов.

Так же лабораторией «газогеохимии» проводится изучение потоков метана на шельфе и склоне Охотского моря. За время исследований было обнаружено многочисленное количество выходов метана, так называемых факелов (Эрвин, Гизела, Обжиров и др.), которые приурочены к зонам разломов. Было выявлено, что источниками метана в районе исследований являются нефтегазовые залежи, бактериальная продукция и разрушающиеся газогидраты.

По данным Астаховой Н.В. и Горбаренко А.С. на дне впадины Дерюгина были обнаружены проявления грезевулканической и гидротермальной деятельности. [2]

Проанализировав данные, полученные в результате этих исследований, были сделаны предположения о сопряженности гидротермальной деятельности на суше с потоками метана в Охотском море. В связи с тем, что изучение этих процессов в Охотском море осложняется не малыми глубинами, изучение на суше помогает решить данную проблему и изучить процесс поступления метана в атмосферу.

Литература

1. Дмитриевский А.Н., Валяев Б.М. Распространение и ресурсы метана газовых гидратов // Наука и техника в газовой промышленности: научно-технический журнал. М.: ООО «ИРЦ Газпром», 2004. С. 5–13.
2. А.И. Обжиров, Н.В. Астахова, М.И. Липкина, О.Ф. Верещагина, Г.И. Мишукова, А.В. Сорочинская, И.Г. Югай. Газогеохимическое районирование и минеральные ассоциации дна Охотского моря. В.: Дальнаука, 1999.

Л.И. Ветлужских

ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР И ПРОБЛЕМЫ БИОСТРАТИГРАФИИ КЕМБРИЙСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ (В ПРЕДЕЛАХ
ТЕРРИТОРИИ БУРЯТИИ)

ФГБУН Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

В состав Саяно-Байкальской горной области (СБГО), охватывающей обширную территорию юга Восточной Сибири, входят Восточные Саяны, Южное, Восточное и Западное Прибайкалье, Северо-Байкальское и Патомское нагорья, Олекмо-Витимская горная страна и Витимское плоскогорье. С севера и запада она ограничена Средне-Сибирским плоскогорьем, с востока – Алданским нагорьем и Становым хребтом, с юга и юго-востока – горами Джидинской страны, Западного и Восточного Забайкалья. Во всех этих районах развиты докембрийские, палеозойские и мезо-кайнозойские образования [3]. В пределах СБГО расположена территория Бурятии (рис. 1), осадочные

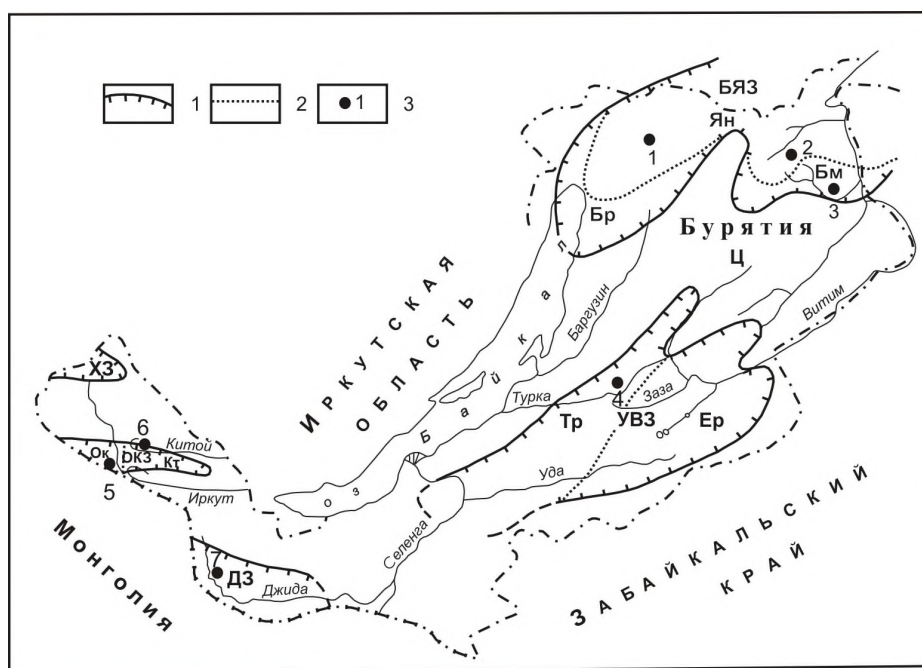


Рис. 1. Схема структурно-фациального районирования для нижнего палеозоя Саяно-Байкальской горной области в пределах территории Бурятии (по Язмиру, Далматову, 1975, с изменениями и дополнениями автора).

1 – границы зон; 2 – границы подзон; БЯЗ – Бирамьинно-Янгудская зона, подзоны: Ян – Янгудская, Бр – Бирамьинская; Бм – Бамбуйская; Ц – Ципинская зона; УВЗ – Удино-Витимская зона, подзоны: Ер – Еравнинская, Тр – Туркннская; ДЗ – Джидинская зона; ОКЗ – Окино-Китойская зона, подзоны: Ож – Окинская, Кт – Китойская; Х – Хамсаринская зона. 3 – опорные разрезы. Цифрами обозначены: 1 – бассейны рр. Коокта и Иномакиткан; 2 – бассейн р. Келяна, левобережный приток руч. Аикта, 3 – бассейн р. Бамбуйка; 4 – бассейн р. Турки, правобережные притоки р. Сухая Бадота и Ямбуй; 5 – бассейн р. Забит; 6 – бассейн р. Горлык-Гол, руч. Серпентин-Горхон; 7 – бассейн р. Джиды, падь Юхта.

отложения, органический мир и проблемы биостратиграфии кембрия которой рассматриваются в данной статье.

Как известно, кембрийский период был назван от латинского названия Уэльса (Cambrian) в Великобритании, где был установлен А. Седжвиком в 1835 г. Основные подразделения кембрийской системы были утверждены на 4-м Международном геологическом конгрессе в 1888 году. На территории бывшего Советского союза изучение кембрийских отложений впервые начато во 2-й половине 19 века в Прибалтике (А. Миквитц, Ф. Шмидт и др.), а затем в Сибири (Э. Толль, В. А. Обручев и др.). Первая унифицированная схема, разработанная для кембрия Сибири, была принята в 1956 году. До этого времени кембрийская система не имела официально принятого ярусного деления, хотя отдельными исследователями ярусы выделялись в нижнем и в среднем отделах (Ф.Г.Гурари, Н.В.Покровская, Н.П.Суворова, Н.Е.Чернышева). Было утверждено деление нижнего отдела на алданский и ленский ярусы в объеме, предложенном Н.П. Суворовой, и среднего отдела на амгинский и майский ярусы в объеме, предложенном Н.Е. Чернышевой. В мае 1982 г. пленум Межведомственного стратиграфического комитета (МСК) утвердил ярусное деление нижнего и верхнего отделов кембрия. Таким образом, впервые для всей кембрийской системы была создана ярусная шкала с подразделением на зоны.

В настоящее время в Международной стратиграфической шкале (МСШ) для кембрийской системы предполагается четырехчленное деление на серии (отделы) с выделением 10 ярусов. Официально утверждены 3 подразделения ярусного ранга и 2 отдела [5]. В Российской Федерации действует схема стратиграфического расчленения кембрийской системы, представленная в Стратиграфическом Кодексе (2006).

Органический мир. В кембрийском периоде впервые в истории Земли появились скелетные организмы. В кембрийских морях обитали почти все типы беспозвоночных животных, многие из них имели хитиново-фосфатный или известковый скелет. Среди них господствовали трилобиты (до 60% всех известных палеонтологических остатков кембрия). Типичные животные для раннего кембрия — археоциаты — участвовали наряду с известковыми водорослями в образовании органогенных построек. По остаткам археоциат и трилобитов проводится расчленение отложений этого времени. В кембрийских отложениях Саяно-Байкальской горной области встречаются следующие органические остатки: скопления спикул губок (*Spongia* или *Porifera*), археоциаты (*Archaeocyathi*), трилобиты (*Trilobitomorpha*), водоросли, брахиоподы (*Brachiopoda*) беззамковые (*Inarticulata*) с хитиновой раковиной и замковые (*Articulata*), известьевыделяющие водоросли разнообразной формы, среди которых преобладали сине-зелёные водоросли или цианобионты *Cyanobionta*, слагающие строматолиты и микрофитолиты, сферические остатки (10–100 мкм в диаметре) фитопланктона – акритархи (*Acritharchi*). Кроме перечисленных групп, в кембрийских отложениях СБГО имеется много биопроблематики.

На территории СБГО выделяются отложения всех отделов кембрия (рис. 2). В настоящее время известно большое количество кембрийских разрезов, однако обнажены они неодинаково. В общем, кембрийские отложения выходят на дневную поверхность в виде отдельных блоков или ксенолитов среди магматических и метаморфических образований в нескольких структурно-фациальных зонах (рис. 1) [2].

		Окино-Китойская зона		Джидинская зона	Удино-Витимская зона		Бирамыно-Янгудская зона			
		Окинская подзона	Китойская подзона		Еравнинская подзона	Туркинская подзона	Бирамынская подзона	Янгудская подзона	Бамбуйская подзона	
кембрий	верхний	мангатгольская свита					ирканданская свита		чупегминская свита	
	средний	майский								
		амгинский	хютенская свита						кумакская свита	кумакская свита
	нижний	гойонский	нюргатинская свита		хохортовская свита		бадотинская свита			
		ботомский		горлыкская свита		олдындинская свита		бирамынская свита	кооктинская свита	айктинская свита
		атабаи-ский	хужиртайская свита				курбинская свита			
		томмот-ский	табинзуртинская свита							золотовская свита
Венд	забитская свита					турикская свита				
Рифей										

Рис. 2. Схема стратиграфического расчленения кембрийских отложений СБГО.

В биостратиграфических построениях для кембрийской системы СБГО используются археоциаты, трилобиты, водоросли. Остальные группы органических остатков дополняют палеонтологическую характеристику стратонов. Археоциаты являются характерными обитателями раннекембрийских морей, поэтому они используются для биостратиграфического расчленения раннего кембрия. Вместе с водорослями, губками, проблематичными кишечнополостными археоциаты образовывали рифы на шельфах. Это первая рифообразующая ассоциация в фанерозое. В кембрии СБГО археоциаты наравне с водорослями или в доминировании водорослей образуют небольшие органогенные постройки типа биогермов и биостромов (олдындинская и кооктинская свиты). Подобные разновозрастные органогенные постройки образуют также строма-толиты и микрофитолиты (забитская, золотовская свиты).

Первые схемы биостратиграфического расчленения венд-кембрийских отложений были разработаны во второй половине прошлого столетия [2, 6]. В соответствии с принятой в то время унифицированной схемой, в них выделялись алданский, ленский и амгинский ярусы нижнего и среднего отделов кембрия, а также нерасчлененные средне-верхнекембрийские отложения. В дальнейшем [1] было детализировано расчленение амгинского яруса на четыре горизонта. К настоящему времени обоснована новая региональная биостратиграфическая схема для отложений кембрия СБГО (рис. 3).

В последние годы из состава кембрийских отложений были выделены отложения среднего-верхнего палеозоя [1, 2]. Таким образом, сократился объем стратиграфических подразделений кембрийского возраста и было показано, что многие стратоны оказались недействительными [4].

система	отдел	ярус	горизонт		лона, зона
кембрийская	верхний				слои с Kuraspis-Liostracus-Acrocephalites
		средний	майский		
	амгинский		кумакский надгоризонт	кумакинский	зона Pseudanomocarina-Olenoides
				правокооктинский	зона Tonkinella gavrilovae
				левокооктинский	зона Oryctocara-Oryctocephalus
				иномакитканский	зона Cheiruroides arcticus
	нижний	тойонский	качинский		зона Kooteniella-Namanoia-Edelsteinaspis
		ботомский	уранский		слои с Binodaspis-Jangudaspis
		атдабанский	археоциантовский	хулунский	слои с Elganellus-Malykania-Bulaiaspis
		венский, ульзунский, нижний ульзунский			
томмотский	золотовский		слои с Stratifera, Osagia		
вендская				вендский комплекс	

Рис. 3. Схема биостратиграфического расчленения кембрийских отложений Саяно-Байкальской горной области.

Литература

1. Ветлужских Л.И., Минина О.Р., Небекикутина Л.Н. Биостратиграфические подразделения амгинского яруса среднего кембрия Западного Забайкалья // Вестник Воронежского университета. 2009. № 1. С. 50–62.
2. Ветлужских Л.И. Трилобиты и биостратиграфия кембрийских отложений Саяно-Байкальской горной области. Автореферат на соиск. ученой степени канд. геол.-мин. наук. Новосибирск. 2011. 18 с.
3. Геология СССР. Том XXXV. Бурятская АССР. Ч.1. Геологическое описание. Кол-в авторов. М.: Недра, 1964. 631 с.
4. Минина О.Р., Ветлужских Л.И. К проблеме объема среднего кембрия и валидности местных стратиграфических подразделений Западного Забайкалья (Верхне-Ангарский и Южно-Муйский хребты) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 4. Т.2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 28–30.
5. Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его посточных комиссий. Вып.38. СПб.: изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 131 с.
6. Язмир М.М. Региональные биостратиграфические шкалы раннего палеозоя Бурятии //Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геологического управления. Улан-Удэ. 1967. С. 38–43.

Е. Г. Вологина¹, М. Штурм²

ОСОБЕННОСТИ ГОЛОЦЕН-ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО
ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ПОДВОДНОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ В СЕВЕРНОЙ
КОТЛОВИНЕ БАЙКАЛА

¹ФГБУН Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

²Швейцарский федеральный институт науки и технологии окружающей среды,
г. Дюбендорф

Подводная возвышенность в южной части Северной котловины Байкала является продолжением Академического хребта, но отделена от него поперечными разломами. Скорость современного осадконакопления здесь составляет 0.57 мм/год [1]. Сейсмоакустические исследования высокого разрешения и данные локатора боково-го обзора позволили установить ассиметричное строение данной возвышенности. Основной разлом, ориентированный с юго-запада на северо-восток, делит эту струкутуру на две части. На юго-западе от разлома расположен район, характеризующийся беспокойным осадконакоплением, в северо-восточной части происходит спокойное непрерывное осадконакопление [2].

Донные осадки, вскрытые короткими (до 1.5 м) кернами, представлены биогенно-терригенными илами и подстилающими их глинами (рис. 1). Верхняя часть разрезов окислена. Окисленные отложения имеют в основном коричневый и черный цвета, их мощность изменяется от 5 до 22 см. Окраска восстановленных осадков главным образом серая и оливково-серая. В некоторых кернах встречаются уплотненные Fe-Mn корки, приуроченные к границе между окисленными и восстановленными отложениями. В поверхностных илах наблюдается голоценовый комплекс диатомей: *Aulacoseira baicalensis*, *A. skvortzowii*, *Cyclotella minuta*, *C. baicalensis*, *Synedra acus* var. *radians*, *Stephanodiscus meyerii*, *Crateriportula inconspicuus*, *Cyclostephanos dubius*. [3, 4, 5]. В верхней части горизонта глин обнаружен позднеплейстоценовый вид *Stephanodiscus flabellatus*. Календарный возраст отложений, в которых отмечается пик этого вида, оценивается в 14000 календарных лет [3, 6]. Таким образом, литологический состав и данные диатомового анализа [5] свидетельствуют, что изученные поверхностные илы имеют голоценовый возраст, а подстилающие их глины - позднеплейстоценовый. Высокая биопродуктивность в течение голоцена обусловила значительные концентрации диатомей, спикул губок, цист золотистых водорослей, а также SiO₂ биог., C_{орг.} и N_{орг.} в голоценовых биогенно-терригенных илах. В подстилающих позднеплейстоценовых глинах содержание этих компонентов резко понижается. Голоценовые осадки характеризуются также пониженными значениями магнитной восприимчивости за счет высокого содержания биогенного немагнитного материала и пониженного содержания терригенной составляющей. Увеличение доли глинистых минералов, а также повышение примеси песка и алеврита в позднеплейстоценовых глинах связано, вероятно, с наличием ледников в горном окружении озера в это время [7] и, как следствие, с повышенным выносом терригенного материала ледниковыми тальми водами в озеро Байкал [8].

Мощность голоценовых осадков значительно варьирует в разных частях района исследования. На рисунке 2 приведен сейсмический разрез, пересекающий подводную возвышенность с юго-запада на северо-восток (согласно [2]) и схематическое по-

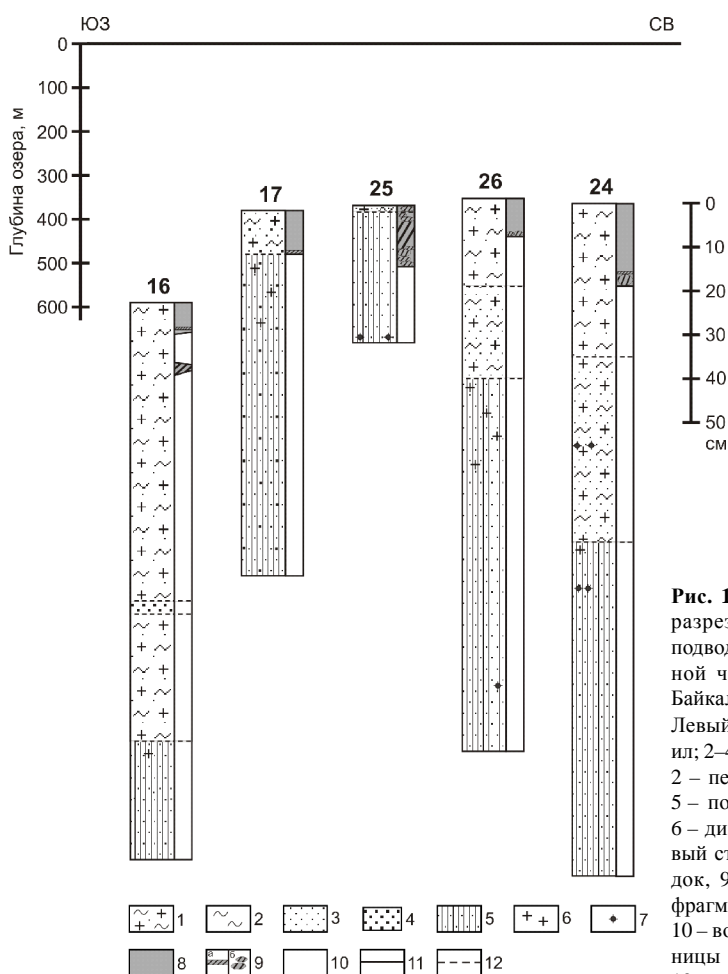


Рис. 1. Литологическое строение разрезов, вскрытых кернами на подводной возвышенности в южной части Северной котловины Байкала.

Левый столбец: 1 – голоценовый ил; 2–4 – типы осадков (фракции): 2 – пелит, 3 – алеврит, 4 – песок; 5 – позднплейстоценовая глина; 6 – диатомей, 7 – конкреции. Правый столбец: 8 – окисленный осадок, 9 – окисленная корка (а) и фрагменты окисленной корки (б), 10 – восстановленный осадок. Границы между слоями: 11 – четкие, 12 – нечеткие.

ложение точек отбора кернов донных осадков. Голоценовые осадки, вскрытые кернами 17 и 25 на склоне в юго-западной части возвышенности (район неспокойного осадконакопления согласно [2]), имеют незначительную мощность (10 см и 2 см соответственно; рис. 1, 2), что связано, вероятно, с потерей материала в результате сползания по склону. Этому способствует активный тектонический режим района исследования [7, 9, 10, 11]. В колонке 16, отобранной у подножия склона также в районе неспокойного осадконакопления, отмечается максимальная мощность голоценовых отложений – около 115 см. В северо-восточной части возвышенности (район спокойного осадконакопления) мощность голоценовых илов изменяется от 41 см до 77.2 см (керна 26 и 24 соответственно, рис. 1, 2). Детальный диатомовый анализ разрезов, отобранных в разных районах подводной возвышенности, также указывает на неспокойное осадконакопление в юго-западной части возвышенности и на спокойное непрерывное осадконакопление в северо-восточной части [5].

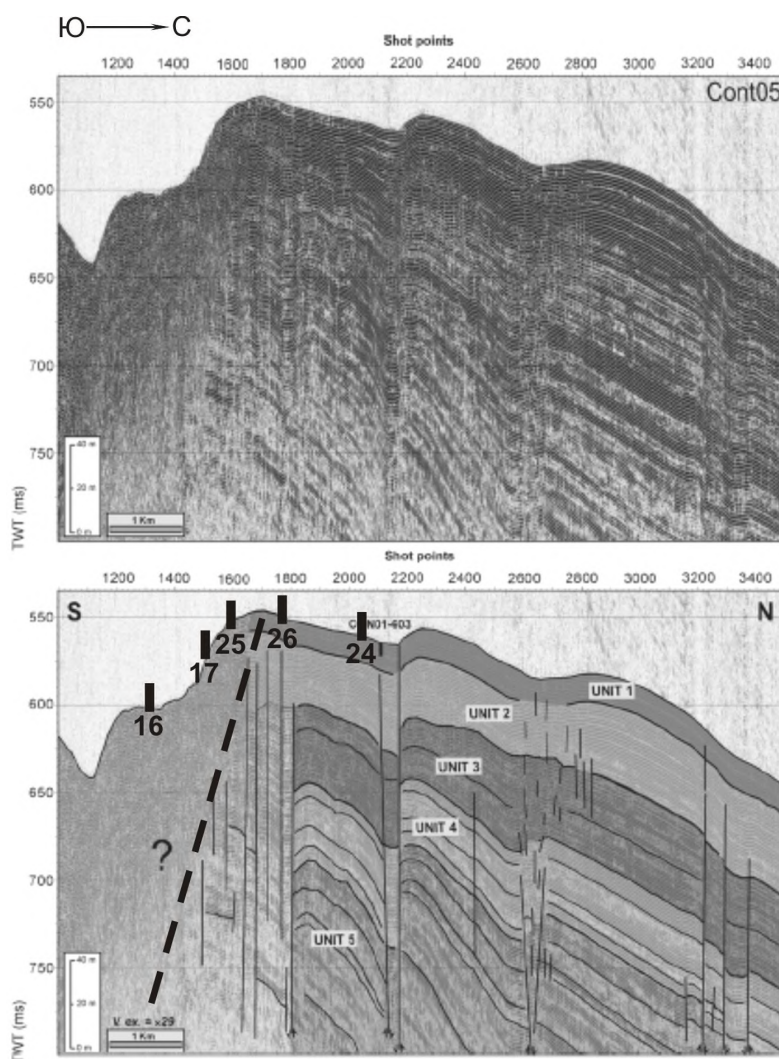


Рис. 2. Сейсмический разрез, пересекающий подводную возвышенность в южной части Северной котловины Байкала с юга на север, его интерпретация (согласно [2]) и схематическое положение точек отбора кернов донных осадков. Пунктирной линией отмечен основной разлом, ориентированный с юго-запада на северо-восток.

Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционного проекта СО РАН № 34, гранта № 85145 Швейцарского федерального института науки и технологии окружающей среды и проекта CONTINENT EVK2-CT-2000-00057.

Литература

1. Muller B., Maerki M., Schmid M., Vologina E., Wehrli B., Wuest A., Sturm M. Internal carbon and nutrient cycling in Lake Baikal: Sedimentation, upwelling and early diagenesis // Global and Planetary Change, Spec.

- Issue: "Progress towards reconstructing past climate of Central Eurasia, with special emphasis on Lake Baikal". 2005. № 46. P.101-124.
2. Charlet F., Fagel N., De Batist M., Hauregard F., Minnebo B., Meischner D., SONIC Team Sedimentary dynamics on isolated highs in Lake Baikal: evidence from de-tailed high-resolution geophysical data and sediment cores // *Global and Planetary Change*. 2005. V. 46. P.125-144.
 3. Bradbury J.P., Bezrukova Ye.V., Chernyaeva G.P., Colman S.M., Khursevich G.K., King J.W., Likhoshvay Ye.V. A synthesis of post-glacial diatom records from Lake Baikal // *J. Paleolimnol.* 1994. V. 10. P.213-252.
 4. Mackay A.W., Flower R.J., Kuzmina A.E., Granina L.Z., Rose N.L., Appleby P.G., Boyle J.F., Bradbury J.P. Diatom succession trends in recent sediments from Lake Baikal and their relationship to atmospheric pollution and to climate change // *Philosophical Transactions of the Royal Society, London*. 1998. V. 353. P.1011-1055.
 5. Вологина Е.Г., Воробьева С.С. Литология и биостратиграфия голоцен-позднеплейстоценовых осадков Байкала // *Материалы Всероссийского научного симпозиума с международным участием, посвященного памяти академика Николая Алексеевича Логачева в связи с 80-летием со дня рождения "Кайнозойский континентальный рифтогенез"*. Иркутск, 2010. Т. 1. С.91-94.
 6. Кузьмин М.И., Хурсевич Г.К., Прокопенко А.А., Феденя С.А., Карабанов Е.Б. Центрические диатомовые водоросли позднего кайнозоя озера Байкал: морфология, систематика, стратиграфическое распространение, этапность развития (по материалам глубоководного бурения). Новосибирск: Академическое издательство "ГЕО", 2009. 375 с.
 7. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: Строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2001. 252 с.
 8. Вологина Е.Г., Воробьева С.С., Кулагина Н.В. Реконструкция голоцен-позднеплейстоценового осадконакопления на Академическом хребте (оз. Байкал) // *Известия Иркутского государственного университета. Серия "Науки о Земле"*. 2009. Т. 2. № 1. С.35-47.
 9. Ceramicola S., Rebesco M., De Batist M., Khlystov O. Seismic evidence of small-scale lacustrine drifts in Lake Baikal (Russia) // *Mar. Geophys. Res.* 2001. V. 22, P.445-464.
 10. Мельникова В.И., Гилева Н.А., Радзиминович Н.А., Масальский О.К., Че-чельницкий В.В. Сейсмичность Байкальской рифтовой зоны за период цифровой регистрации землетрясений (2001-2006 гг.) // *Вопросы инженерной сейсмологии*. 2009. Т. 36. № 1. С.40-55.
 11. Ашурков С.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В., Сорокин А.П., Серов М.А., Бызов Л.М. Кинетика Амурской плиты по данным GPS-геодезии // *Геология и геофизика*. 2011. Т. 52. № 2. С.299-311.

Ю.Г. Волохин

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОЕ КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЕ В ОКРАИННЫХ БАССЕЙНАХ
ВОСТОКА АЗИИ

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Существуют противоречивые взгляды на механизм образования фанерозойских кремневых формаций складчатых поясов и их значение как индикаторов палеогеографических и тектонических обстановок седиментации. Одним из способов расшифровки условий отложения древних кремневых толщ является их подробное сопоставление с кайнозойскими и современными кремнистыми осадками. Автором рассмотрены строение и состав кремневых триасовых и юрских толщ Сихотэ-Алиня, миоцен-четвертичных илов и пород Японского и Берингова моря, плиоцен-четвертичных – Филиппинского и Охотского морей и проведено сравнение условий и обстановок их отложения.

Сихотэ-Алинский бассейн. В Сихотэ-Алинском регионе широко распространены отложения триасовой и средне (?)-позднеюрской планктоногенных кремневых формаций, в строении и составе которых основную роль играют радиоляриевые силициты [1, 2]. Каждая из них характеризуется индивидуальными чертами фациального и циклического строения, минералогическими и геохимическими особенностями пород. Триасовая формация представляет трансгрессивно-регрессивный макроциклит, толщиной от десятков до 500–600 м, и включает датированные микрофауной отложения всех ярусов триаса, от оленекского яруса по рэтский, включительно. Низы макроциклита сложены кремневыми аргиллитами и глинистыми кремнями, сменяющимися выше по разрезу плитчатыми кремнями. Верхнюю часть макроциклита также слагают плитчатые кремни, а его «сердцевину» – карбонатные толщи. Характерная глинисто-кремневая пачка (4–20 м, T₁ol₂-T₂an), углеродистых силицитов маркирует низы триасовой формации. В триасовых силицитах присутствует примесь обломочного сиалического материала: кварца, калиевых полевых шпатов, иллита политипа 2M₁, каолинита и галлуазита. Последние поступали в бассейн при размыве каолиновых кор выветривания на соседствовавших кристаллических массивах.

В средне (?)-позднеюрской кремневой формации преобладают глинистые кремни и глинистые яшмы, которым подчинены прослой собственно кремней. Отложения формации характеризуются большей фемичностью. Они содержат прослой железомарганцевых руд гидротермальной природы, что связывается с заключительными стадиями базальтового магматизма, активно проявившимися в бат-келловейское время. В позднеюрских силицитах количество хлорита и хлорит-сметита повышено, а каолинит и метагаллуазит отсутствуют.

Абсолютные массы накопления биогенного кремнезема в триасовое и юрское время были умеренно-высокими и варьировали от 0,23 до 4,6 г/см²/1000 лет SiO₂ св., что укладывается в диапазон абсолютных масс биогенного кремненакопления в современных Охотском и Беринговом морях, а также в плиоцен-четвертичном Японском море. Накопление триасовых и позднеюрских кремневых толщ происходило в котловинах сихотэ-алинского моря в мегациклы повышения уровня моря. Падение уровня моря проявилось в усилении поступления терригенного материала, в сокращенных мощностях осадков и внутриформационных перерывах в краевых частях формации.

Кремнистые илы и породы Японского моря. Суммарная мощность миоцен-плиоценовых отложений (диатомовых илов, опок, кремней) вскрытых глубоководным бурением, варьирует от 150 м на хребте Окусири в Японском бассейне до 930 м в трогее Кита-Ямато, где большая мощность обусловлена подводным оползанием [3]. Высокая пористость (85–90%) сохраняется в диатомовых илах до зоны перехода опала-А в опал-КТ (~ 300 м ниже поверхности дна) и резко снижается (до 50–30%) ниже этой границы, проходящей в верхнемиоценовых слоях с возрастом 5–8 млн лет [4]. Переход опала-КТ в кварц происходит на глубинах 325–471 м в осадках с возрастом от 8 до 14 млн лет.

В осадочном чехле Японского моря распространены слои и пачки углеродистых глинисто-кремневых пород, сравнимые по толщине и содержанию углерода ($C_{\text{орг}} = 0,5\text{--}6\%$, редко до 8,5%) с породами «фтанитовой пачки» триасовой формации Сихотэ-Алиня. Преобладает ОВ морского происхождения (до 80%), не прошедшее полного созревания и стадии нефтеобразования [5]. Глинистая фракция плиоцен-плейстоценовых кремнистых илов [4, 6] по составу схожа с глинистой примесью в триасовых силицитах Сихотэ-Алиня. По содержанию SiO_2 неогеновые кремнистые отложения Японского моря более близки к позднеюрским кремневым толщам Сихотэ-Алиня. Абсолютные массы накопления SiO_2 ам. в позднем плиоцене – раннем плейстоцене составляли 0,6–1,8 [7], а SiO_2 св. – от 1 до 3,7 г/см²/1000 лет, что сравнимо с темпами кремненакопления в сихотэ-алинском бассейне в триасовое и позднеюрское время.

Кремнистые илы Охотского моря. Четвертичные отложения Охотского моря имеют циклическое строение, обусловленное гляциоэвстатическими колебаниями уровня моря. Кремнистые диатомовые илы отлагались в периоды климатических оптимумов и трансгрессий, а терригенные, с материалом ледового разноса, во время оледенений и регрессий. Горизонт кремнистых илов, накопившихся за последние 6–8 тыс. лет, представляет слой, протягивающийся на сотни километров и толщиной 0,3–5 м (до 8–10 м во впадине ТИПРО). На профиле, от магаданского шельфа к Курильским островам, состав осадков меняется, от слабо кремнистых алевроитовых глин шельфа, к диатомовым илам пелагиали моря. Биогенный кремнезем представлен опалом-А диатомей; подчиненное значение имеют спикулы губок (2–3%), силикофлагелляты и редкие радиолярии. Объемная влажность (27–91,6%) и плотность осадков (1,17–1,81 г/см³) зависит от содержания биогенного опала [8]. В глинистой фракции илов преобладают иллит и смешанослойный иллит-сметтит. Каолинитом обогащены осадки южной периферической части бассейна. Большинство глинистых минералов: иллит, иллит-сметтит, каолинит и хлорит, – являются терригенными, а иллит-вермикулит и часть сметтита поступали, в основном, при подводном размыве древних пород и осадков [8].

Абсолютные массы SiO_2 ам. варьируют от 0,05 до 5,7, а SiO_2 св. от 0,53 до 11,6 г/см²/1000 лет [8]. Максимальные значения характерны для депрессий и подножий склонов, а минимальные – для подводных поднятий и бровок склонов. После диагенеза осадков и катагенеза пород, голоценовые кремнистые илы Охотского моря способны образовать пласт глинистых кремней и кремневых аргиллитов, толщиной до 0,5 м (максимально, 1 м), по составу близких к позднеюрским силицитам или породам нижних горизонтов триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня.

Кремнистые илы Филиппинского моря. Обстановка накопления диатомовых илов Филиппинского моря близка к типичной океанической. В осадочном чехле абиссальной равнины котловины Паресе-Вела они не образуют непрерывного горизонта, а

локализуются в глубоких (до 7,2 км) ромбовидных депрессиях, где формируют тела, протяженностью 20–25 км и толщиной до первых метров [9]. Плотность илов во влажном состоянии – 1,14–1,17 г/см³. Несмотря на значительный возраст (до 2 млн. лет) илы не несут признаков уплотнения или диагенетического окремнения. Их накопление на дне глубоких впадин связывается со стеканием маловязких киселеподобных илов со склонов, либо с заносом створок диатомей вихревыми течениями, что предполагает сбор биогенного опала с площади большей, чем площади их захоронения. В силикатной примеси диатомовых илов существенную роль составляет материал подводного размыва миоценовых осадков и пород офиолитового фундамента, обнажающихся на крутых бортах впадин. Присутствует алевроитовая примесь серпентина, актинолита, пренита, эпидота. В глинистой фракции преобладают феррисмектит ($b=9,04-9,05E$) и диоктаэдрический иллит, присутствуют хлорит (8–15%), микроглобулярный глауконит, в незначительном количестве присутствует каолинит (0–4%) [9].

Абсолютные массы накопления биогенного SiO₂ составляют 0,10 г/см²/1000 лет, а силикатной примеси – 0,05 г/см²/1000 лет [9]. Эвпелагические глины абиссальной равнины накапливались с большими абсолютными массами (0,5 г/см²/1000 лет), что связывается с подводными барьерами, окружавшими локальные впадины и препятствовавшими заносу глинистых частиц придонными течениями. Кремнистые илы впадины Айпод в котловине Паресе-Вела способны со временем образовать пласт глинистых кремней, толщиной до 20 см, с единичными тонкими (3 мм) прослоями кремней. Геохимические характеристики илов сближают их с ордовикскими кремнями Корякского нагорья, юрскими – киселевского комплекса Нижнего Приамурья, что допускает некоторое сходство обстановок осадконакопления.

Миоцен-четвертичное кремненакопление в Беринговом море. Материалы бурения и геофизические данные позволяют считать, что на гетерогенном фундаменте Берингова моря, с позднего миоцена до конца четвертичного периода непрерывно [10, 11] накапливалась глинисто-кремнистая (туфо-глинисто-диатомитовая) формация. Высокремнистые, с низкой плотностью (1,3–1,5 г/см³), отложения (около 600 м) принадлежат верхам миоцена – нижнему (до среднего) плиоцену. Вниз и вверх по разрезу они сменяются вулканогенно-терригенными отложениями, среди которых значительную роль играют турбидиты. Осадки содержат до 80% остатков диатомей, 10% глинистых минералов, представленных хлоритом, иллитом и смектитом, 10% кварца и полевых шпатов алевроитовой размерности. Содержания биогенного опала возрастает от голоценовых к плиоценовым слоям, от 50% вверху разреза, до 75–90%, в середине толщ «А», и снижается до 55% к низам толщ, к верхнемиоценовым слоям, оставаясь, в целом, высоким до глубины 599 м, где происходит переход к алевроаргиллитовой толще «В». Содержание C_{org} варьирует в пределах 0,9–5,0% вес. [10, 11].

Абсолютные массы накопления аморфного кремнезема варьируют от 0,2 до 1 на шельфе и бровках склонов, до 3,8 г/см² за 1000 лет в периферических частях глубоководных котловин [12].

Миоцен-четвертичные кремнистые отложения Берингова моря находятся на незавершенной стадии литификации и диагенетических изменений. После диа-катагенетических изменений кремнистых осадков толщ «А» в Беринговом море и достижения ими средней плотности триасовых и юрских силицитов Сихотэ-Алиня (2,6 г/см³) мощность позднемиоцен-четвертичной формации может сократиться почти в два раза и составить в центральной части моря около 300–350 м.

Заключение. Мезозойские кремневые формации Сихотэ-Алиня и миоцен-плиоценовые отложения Японского моря сопоставимы по мощности силицитовых толщ (сотни метров), временному диапазону накопления (десятки млн. лет) и абсолютным массам кремненакопления. Последние были умеренно высокими, характерными для бассейнов находящихся в зоне муссонного климата. Они определялись биологической продуктивностью вод и топографией дна в бассейнах и не зависели от типа кремний-экстрагирующих организмов (радиолярии, диатомеи). В Охотском море и в настоящее время накапливаются или близкие по содержанию кремнезема и большинства породообразующих окислов к оленекско-азиатским и позднеюрским кремневым отложениям Сихотэ-Алиня. Выравнивание суши и подъем уровня моря в ладинско-позднетриасовое время снизили (до 5 раз) поступление в сихотэ-алинский бассейн терригенной взвеси, что обусловило максимально высокие содержания SiO_2 св. (85–94%) в толщах этого возраста. Сравнение минерального и химического составов пород свидетельствуют об большей контаминированности материалом континентальной коры триасовых кремневых толщ, по сравнению с позднеюрскими, на состав которых заметное влияние оказал предшествовавший среднеюрский базальтовый вулканизм.

Литература

1. Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурый Г.И. Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2003. 252 с.
2. Волохин Ю.Г., Кемкин И.В. Смирнова О.Л., Михайлик Е.В. Средне-позднеюрская кремневая формация Сихотэ-Алиня // Триас и юра Сихотэ-Алиня. Кн. 2: Вулканогенно-осадочный комплекс. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 62–124.
3. Tamaki K., Pisciotto K., Allan J. et al. Background, objectives and principal results, ODP Leg 127, Japan Sea // Proc. ODP, Init. Repts, College Station, TX. 1990. V. 127. P. 5–31.
4. Nobes D.C. Murray R.W., Kuramoto S. et al. Impact of silica diagenesis on physical property variation // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX, 1992. V. 127/128, P. 3–31.
5. Stein R., Stax R. Late Cenozoic changes in flux rates and composition of organic carbon at Sites 798 and 799 (Sea of Japan) // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX. 1992. V.127/128. P. 423–437.
6. Tada R., Iijima A. Lithostratigraphy and compositional variation of Neogen hemipelagic sediments in Japan Sea // Proc. ODP, Sci. Results. College Stat., TX. 1992. V.127/128, P.1229–1260.
7. Dunbar R.B., De Menocal P.B., Burckle L. Late Pliocene-Quaternary biosiliceous sedimentation at Site 798, Japan Sea // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX. 1992. V.127/128. P. 439–455.
8. Волохин Ю.Г., Астахов А.С., Ващенко Н.Г. Голоценовое кремненакопление в Охотском море // Литол. и полезн. ископаемые, 2004. № 3. С. 304–326.
9. Volokhin Y.G., Popova I.M. Siliceous sediments of the Philippine Sea // Geology and Geophysics of the Phillipine Sea (Eds. H. Tokuyama et al.). Tokyo: TERRAPUB, 1995. P. 181–201.
10. Fullam T.J., Supko P.R., Boyce R.F., Stewart R.W. Some aspects of Late Cenozoic sedimentation in the Bering Sea and North Pacific Ocean // Init. Repts. of DSDP, 1973. V. 19. P. 887–896.
11. Scholl D.W., Creager J.S., Boyce R.E., et al. Site 184–191 // Init. Repts of DSDP, V. 19. 1973. P. 93–461.
12. Лисицын А.П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 574 с.

В.М. Гранник

**РОЛЬ РАЗНООБРАЗНЫХ ФАКТОРОВ В ФОРМИРОВАНИИ КАЙНОЗОЙСКИХ
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОСАДОЧНЫХ БАСЕЙНОВ ОХОТОМОРСКОГО
РЕГИОНА**

ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Необходимо отметить, что к настоящему времени главные факторы, обуславливающие формирование нефтегазоносных осадочных бассейнов на континентах, океанских плитах, в зонах перехода от континентов к океанам или на пассивных, преобразованных пассивных (коллизийных), активных и трансформных континентальных окраинах, выявлены и их роль достаточно полно освещена в литературных источниках. Они создаются преимущественно за счет тектогенеза и седиментогенеза при определяющей роли тектонических процессов. Под влиянием отмеченных факторов образуются эпиконтинентальные бассейны платформенных плит, рифтов, присдвиговых прогибов (pull apart), периокеанских, краевых, передовых, межгорных прогибов и впадин, океанских плит и топодепрессий [1]. К главным нефтегазоносным зонам Земли относятся также современные и древние подводные окраины континентов, которые совпадают с областями лавинной седиментации [2–4 и др.].

Рассматриваемый Охотоморский регион входит в состав сложной Западно-Тихоокеанской континентальной окраины, включающей окраинные моря с задуговыми, междуговыми и преддуговыми прогибами, островными дугами и глубоководными желобами. Довольно широкие (до 1000–1500 км) приконтинентальные участки окраинных морей обладают большим сходством с пассивными окраинами атлантического типа. Их характерным элементом являются дельты и авандельты крупных рек, таких как Амур, Меконг, Ировади, Махакам и др. В тылу этих окраин уже на самом континенте протягивается мощная Восточно-Азиатская континентальная рифтовая система, включающая крупные нефтегазоносные осадочные бассейны. Охотоморский регион включает докайнозойские и кайнозойские структурные элементы северной части Японского моря и Татарского пролива, дна Охотского моря, Хоккайдо, Сахалина, Корякского нагорья, Камчатки и Курильских островов [4–6 и др.].

Конвергентное, трансформное и коллизийное взаимодействие литосферных плит следует считать главным фактором формирования геологической структуры региона. Взаимодействие литосферных плит в Охотоморском регионе сопровождалось заложением и развитием континентальных окраин в течение позднемезозойского и кайнозойского времени. В кайнозойское время в процессе развития континентальных окраин здесь были сформированы нефтегазоносные осадочные бассейны (Северо-Сахалинский, Западно-Сахалинский, Южно-Сахалинский, Дерюгинский Пограничный, Южно-Охотский, Срединно-Курильский, Голыгинский, Тинровский, Западно-Камчатский (Охотоморско-Западно-Камчатский), Гижигинский, Магаданский, Кухтуйский, (Магаданский), Шантарский (Охотско-Шантарский)), осложненные различными по размерам прогибами и поднятиями. В строении перечисленных осадочных бассейнов принимают участие образования двух структурных этажей, разделенных непродолжительным стратиграфическим и отчетливым, особенно на прилегающих акваториях, структурным несогласием. Нижний структурный этаж или фундамент осадочных бассейнов включает палеозойские-датские океанские, окраинно-мор-

ские, преддуговые и островодужные интенсивно дислоцированные, местами метаморфизованные, образования. Верхний структурный этаж объединяет палеоценовые-четвертичные окраинно-морские континентальные рифтовые, синсдвиговые и пострифтовые слабо деформированные вулканогенно-кремнисто-терригенные угленосные и нефтегазоносные отложения. В Магаданском и Кухтуйском бассейнах в состав верхнего структурного яруса входят верхнемеловые и согласно их здесь перекрывающие палеоценовые-эоценовые отложения [5, 6 и др.].

Факторы, влиявшие на формирование осадочных бассейнов Охотоморского региона.

Геодинамические обстановки формирования. Палеогеодинамические реконструкции кайнозойского этапа развития Охотоморского сектора Пацифика показали, что процессы конвергентного и трансформного взаимодействия литосферных плит в этот период переместились на восточный край региона, где в позднем олигоцене и миоцене развивалась Курило-Камчатская и Тохоку-Хонсю островодужные системы. Одновременно с этим на большей части территории Охотоморского региона происходило формирование задуговых структурных элементов континентальной кайнозойской окраины Пацифика, которое сопровождалось зарождением и развитием рифтовых, синсдвиговых и пострифтовых прогибов, осадочных бассейнов и периодическими проявлениями океанского и континентального магматизма в вулканической, субвулканической и интрузивной формах [5, 6].

Тектоника, флюидная плюм-тектоника. Тектонический фактор контролирует глубинные, региональные и локальные процессы нефтегазонакопления. Этот фактор создает интенсивную субвертикальную и наклонную нарушенность геосферы и ее субгоризонтальную расслоенность. Благодаря этому создается система каналов – проводников глубинной энергии, по которым мощные восходящие газофлюидные потоки (струи-плюмы) достигают самых верхних слоев земной коры. Таким образом, тектоника и флюидная плюм-тектоника контролируют в пределах рифтовых систем литосферы процессы нефтегазонакопления. На региональном уровне мантийные плюмы образуют расколы литосферы в виде рифтовых зон и депрессий, способствующих образованию нефтегазоносных бассейнов. На локальном уровне тектоника и флюидная плюм-тектоника способствуют дислокациям осадочных отложений и образованию субвертикальных зон деструкции – каналов для флюидопотоков-миниплюмов, контролирующей степень нефтегазонасыщенности конкретных месторождений [7].

В Охотоморском регионе газово-жидкие флюидные потоки наряду с процессами деформационной тектоники, формировавшей тектоно-реологическую расслоенность земной коры, способствовали энергичной генерации и миграции углеводородов и тем самым обуславливали образование месторождений углеводородов в благоприятных тектонических структурах.

Рифтогенез и диапиры астеносферы. В Охотоморском регионе рифтогенез был вызван взаимодействием Северо-Американской, Евразийской, Тихоокеанской, Филиппинской и Индийской литосферных плит [5, 6 и др.]. Диапиры астеносферы считаются здесь глубинной причиной рифтогенеза. Они контролировали рифтогенез, магматизм и тепловой режим. Непосредственно формирование рассматриваемых бассейнов и деформации их отложений были связаны с развитием Северо-Охотской, Тан-Лу-Охотской, Хоккайдо-Сахалинской, Охотоморско-Западно-Камчатской, Курильской (Южно-Охотской) сдвигово-раздвиговых систем [6]. Рифтогенез реализовался в импульсном

режиме с пятью фазами активности: ранний палеоцен, средний-поздний эоцен, поздний олигоцен, средний-поздний миоцен, плиоцен-квартер с неодинаковой интенсивностью в различных частях региона. Синрифтовые комплексы разделены комплексами пострифтового прогибания. Развитие рифтов и сдвигов приводило к возникновению и заполнению осадками вначале рифтовых и пострифтовых прогибов, а затем осадочных бассейнов. Формы и размеры бассейнов не были постоянными. Вначале осадконакопление шло в отдельных изолированных или сообщающихся впадинах. С течением времени впадины расширялись, сливались или разделялись, пока бассейны не приняли современные очертания.

Сдвиговая тектоника. Сдвиговое взаимодействие геоблоков различного ранга в условиях трансформации формирует рифтовые трюги, фиксирующие рифтовую стадию образования осадочных бассейнов. Сахалинский нефтегазоносный регион сформировался в зоне сдвигового взаимодействия Амурской и Охотоморской литосферных плит. Область сдвигания распространяется до глубин 120 км и проявляется в формировании зон разуплотнения в верхней мантии. Сдвиговые разломные деформации на Сахалине состоят из относительно узкой субвертикальной зоны на глубине, а в осадочном чехле – из пучка расщепляющихся разломов в виде «цветковых» структур [7]. В фундаменте западного ограничения Дерюгинского бассейна расположен Охотоморский коллизионный шов (шов одноименной субдукционной палеозоны), по которому в южном направлении произошло правосдвиговое смещение блоков Южно-Дерюгинского поднятия на расстояние около 30 км. Этот коллизионный шов превратился в современную Восточно-Сахалинскую мантийно-коровую сдвиговую систему, обладающую высокой проницаемостью для газофлюидных потоков.

Седиментогенез и литогенез обеспечивает формирование природных резервуаров и ловушек нефти и газа (литологических, структурно-литологических, трещинных, трещинно-поровых и др.), физических, фильтрационно-емкостных, коллекторских и экранирующих свойств горных пород в разнообразных фациальных обстановках осадконакопления и термодинамических обстановках преобразования накопившихся осадков в горные породы. В процессе седиментации создаются характерные морфологические особенности строения осадочного чехла бассейнов: трансгрессивные и регрессивные последовательности напластования, подошвенное налегание, подошвенное и кровельное прилегание и др., позволяющие восстановить изменения относительного положения уровня моря при его формировании.

В Охотоморском регионе в периоды трансгрессий происходило накопление кремнистых и кремнисто-глинистых отложений, содержащих обломки раковин диатомей, обладавших высокой репродуктивностью. Эти отложения, как правило, являются нефтематеринскими. В периоды регрессий происходило формирование континентальных и прибрежно-морских угленосных образований, способствовавших образованию газовых месторождений. Большой вклад в накопление мощных толщ кайнозойских нефтегазоносных отложений осадочных бассейнов региона вносили крупные реки типа Палео-Амура (Праамура) и продвижение на восток их дельтовых систем. В конечном итоге, мощность кайнозойских отложений, накопившихся здесь в прогибах и осадочных бассейнах, достигает 7–12 км [5, 6 и др.].

Тепловой поток. Повышенный тепловой поток в обстановке устойчивого прогибания и осадконакопления способствовал ускоренному катагенетическому преобразованию органического вещества, накапливавшегося в отложениях осадочных бассей-

нов Охотоморского региона. Численное моделирование преобразования органического вещества осадочных пород северо-восточного шельфа Сахалина показало, что породы верхней половины поздне мелового комплекса, эоценового, мацигарского, даехуринского и нижней половины уйнинского комплексов по характеристикам зрелости можно отнести к нефтегенерирующим. Породы верхней половины уйнинского, дагинского, окобыкайского, нижненутовского и верхненутовского комплексов представляют интерес лишь с точки зрения формирования в них ловушек и резервуаров для нефти и газа [8].

Тектоно-магматический фактор. Магматизм в Охотоморском регионе проявился в островной, субаэральной и подводной обстановках в интрузивной, субвулканической и вулканической формах. Извержения вулканов способствовали накоплению мощных толщ вулканогенно-осадочных отложений. Внедрение интрузивных даек, штоков, лакколитов, силлов и залежей способствовало ускоренному катагенезу вмещающих отложений в местах их скопления и формированию поднятий за счет насыщения силлами и залежами накапливающихся отложений. В некоторых регионах подобные поднятия включают гигантские месторождения углеводородов.

Серпентинизация ультрамафитов, происходящая под действием морской воды, сопровождается генерацией метана, аккумуляцией его в форме газогидратов в осадочном чехле и формированием месторождений углеводородов. Аналогичные процессы установлены в Атлантике, Арктике, Карибском регионе, Каймановом спрединг-центре и на шельфе Восточного Сахалина [9 и др.].

Сейсмичность. Землетрясения способствуют миграции углеводородов и образованиям их скоплениям.

Исследования выполнены при поддержке гранта ДВО РАН № 12-1-ОНЗ-07.

Литература

1. Шлезингер А.Е. Тектогенез и седиментогенез по данным сейсмостратиграфии и ее возможности в интерпретации осадочных (осадочно-вулканогенных) бассейнов // Бюл. моск. о-ва испытателей природы. Отд. геологии. 2011. Т. 86. Вып. 6. С. 3–24.
2. Хаин В.Е., Соколов Б.А. Окраины континентов – главные нефтегазоносные зоны Земли // Советская геология. 1984. № 7. С. 49–60.
3. Лисицин А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука. 1988. 309 с.
4. Хаин В.Е., Полякова И.Д. Нефтегазоносность континентальных окраин Тихого океана // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 1. С. 92–104.
5. Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Владивосток: Дальнаука. 2008. 297 с.
6. Гранник В.М., Литайнова А.В., Рудницкая Е.С., Ким А.Х. Кайнозойские осадочные бассейны Охотоморского региона: особенности строения и формирования // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32. № 2. С. 20–28.
7. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир. 2010. 276 с.
8. Галушкин Ю.И., Ситар К.А., Куницына А.В. Численное моделирование преобразования органического вещества осадочных пород северо-восточного шельфа Сахалина // Океанология. 2011. Т. 51. № 3. С. 521–531.
9. Разницин Ю.Н. Геодинамика офиолитов и формирование месторождений углеводородов на шельфе Восточного Сахалина // Геотектоника. 2012. № 1. С. 3–18.

А.И. Гресов

**ТЕКТОНО-СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАНОНОСНОСТИ
И ПЕРСПЕКТИВНЫХ ДЛЯ ИЗВЛЕЧЕНИЯ РЕСУРСОВ МЕТАНА УГОЛЬНЫХ
БАССЕЙНОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ**

*ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН,
г. Владивосток*

Под территорией Северо-Востока России понимается огромная страна северо-восточной Евразии, территориально расположенная в пределах Республики Саха (Якутия), Магаданской области, Корякского и Чукотского автономных округов. Большинство угольных месторождений и бассейнов региона с запасами и ресурсами угля более 2,2 трлн. т., по показателям метаноносности угольных пластов (10–28 м³/т и более) и перспективным для извлечения ресурсам метана (более 5 трлн. м³) соответствуют по своей геолого-промышленной значимости *углеметановым* [1].

Ведущая роль в создании общих условий формирования газоносности и перспективных для извлечения ресурсов угольного метана (УМ), без сомнения, принадлежит тектоническому фактору. Формирование углеметановых бассейнов (УМБ) восточной части региона приурочено к различным типам тектонических структур, основными из которых являются, выделенные по принципу обособления по возрасту заключительной складчатости, Верхояно-Чукотская мезозойская, Корякско-Камчатская кайнозойская складчатые области и пограничный Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, расположенные в пределах Североамериканской и Охотоморской литосферных плит. Внутри Верхояно-Чукотских мезозоид выделяются Яно-Колымская и Чукотская миогеосинклинальные системы, разделенные Колымским и Омолонским срединными массивами (жесткими блоками), Арктическая зона и несколько более мелких блоков ранней консолидации – Охотский, Тайгоносский, Чукотский. Главным структурным элементом западной части региона является Сибирская платформа, расположенная в пределах восточной части Евразийской литосферной плиты, основными крупными тектоническими структурами которой являются: Вилюйская и Алданская синеклизы, Предверхоянский, Анабаро-Оленекский, Предтаймырский прогибы. Основные тектоно-структурные элементы Северо-Востока контактируют между собой, как правило, по глубинным разломам [2, 3, 4].

Максимальными показателями метаноносности угольных пластов, интенсивностью свободных газопроявлений и выбросов газа из геологоразведочных скважин и горных выработок шахт характеризуются УМБ, расположенные в зонах тектонических систем глубинных разломов. Сдвиго-раздвиговые и чисто раздвиговые зоны разломов, образующие депрессионные провалы в виде крупных *приразломных впадин*, аккумулируют в обилии органическое вещество в форме мощных и сверхмощных угольных пластов (Южно-Якутский, Ленский, Зырянский и др. бассейны), при метаморфическом преобразовании которых формируются мощные залежи сорбированного метана. По ним же осуществляется миграция глубинных флюидов и поступление в угленосные формации значительных объемов метана, восполняющими его потери вследствие естественной (природной) дегазации.

Формирование ряда УМБ и нефтегазоносных бассейнов региона происходило в общих геологических структурах. Территориальное и совместное залегание пластов угля, залежей природного газа и нефти, цикличность их образования, позволяет оцени-

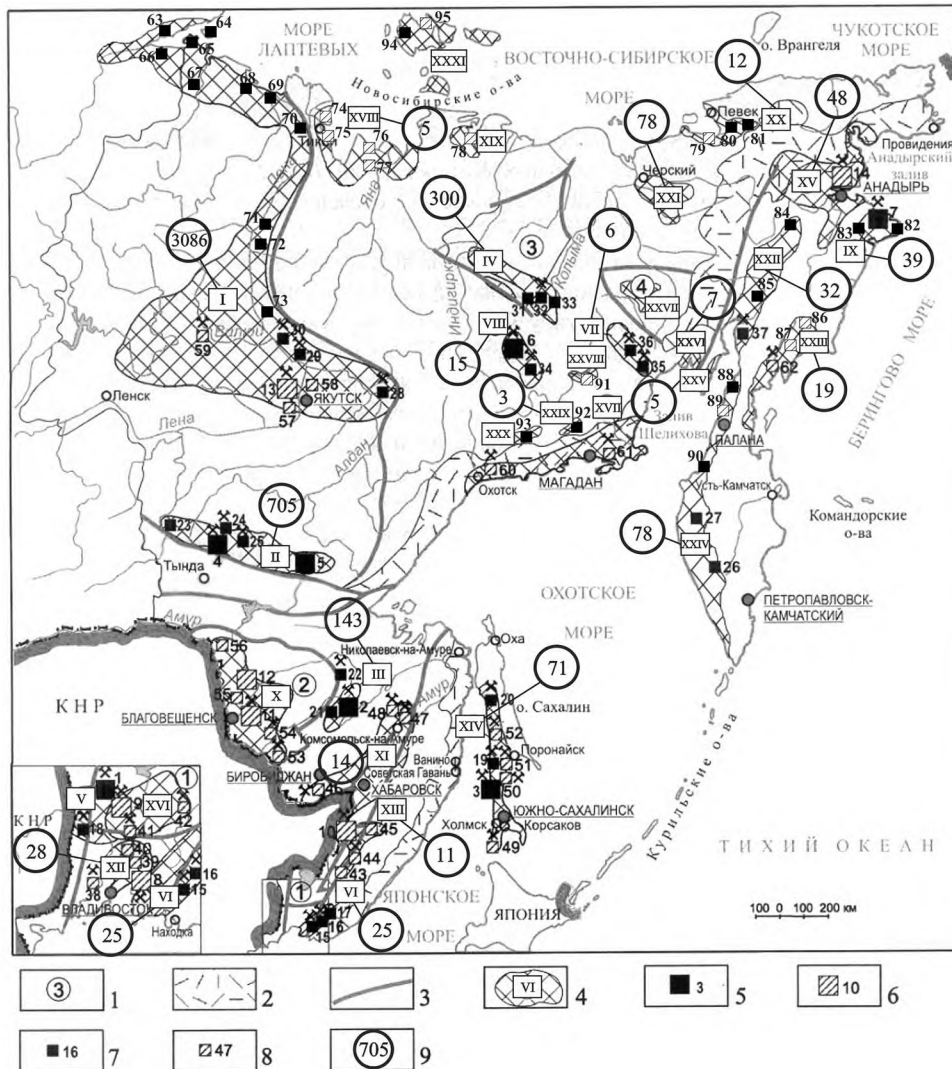


Рис. 1. Схематическая карта геолого-структурного районирования угольных бассейнов Востока России: 1 – срединные массивы: 1 – Ханкайский, 2 – Буреинский, 3 – Колымский, 4 – Омолонский. 2 – Охотско-Чукотский и Восточно-Сихотэалинский вулканогенные пояса. 3 – основные глубинные разломы. 4 – угольные бассейны: I – Ленский, II – Южно-Якутский (Сибирская платформа); III – Буреинский, IV – Зырянский, V – Раздольненский, VI – Партизанский, VII – Омсукчанский, VIII – Аркагаалинский, IX – Беринговский, X – Амуро-Зейский, XI – Средне-Амурский, XII – Угловский (с к/у месторождениями Южно-Приморского района), XIII – Бикино-Уссурийский, XIV – Сахалинский, XV – Анадырский, XVI – Ханкайский, XVII – Охотский, XVIII – Лаптевско-Янский, XIX – Тастахский, XX – Чаун-Чукотский, XXI – Аннойский, XXII – Пенжинский, XXIII – Олюторский, XXIV – Западно-Камчатский, XXV – Тайгоносский, XXVI – Пареньский, XXVII – Омолонский, XXVIII – Сеймчано-Буюндинский, XXIX – Хасынский, XXX – Челомдинский, XXXI – Новосибирский. Основные угольные месторождения: 5 – **каменноугольные**: (1 – Липовецкое, 2 – Ургальское, 3 – Солнцевское, 4 – Нерюнгринское, 5 – Эльгинское, 6 – Верхне-Аркагаалинское, 7 – Бухты Угольной); 6 – **буроугольные**: (8 – Шкотовское, 9 – Павловское, 10 – Бикинское, 11 – Ерквецкое, 12 – Свободнинское, 13 – Кангалаское, 14 – Анадырское). Прочие угольные месторождения, угленосные районы и площади: 7 – **каменноугольные**: (15 – Углекаменское, 16 – Белопадинское, 17 – Сергеевский,

вать эти бассейны как *угленефтегазоносные*. Характер взаимоотношений угленосных и нефтегазоносных формаций в регионе – различный: нефтегазоматеринские – в большинстве случаев подстилают первые (Ленский, Зырянский, Южно-Якутский и др., рис. 1); подстилают и чередуются в разрезе (Анадырский, Северо- и Южно-Чукотский бассейны Арктического шельфа) и переходят одна в другую по площади. Роль разломов и тектонических нарушений также заключается в доминирующей их участии в процессах миграции, газопереноса и полигенезиса газов угленосных толщ. К вышеуказанным площадям региона приурочены основные (более 4 трлн. м³) перспективные для извлечения ресурсы УМ [1, 5, 6].

По характеру материнских палеоструктур в регионе выделяется шесть типов бассейнов: наложенных приразломных и вулканно-тектонических впадин, наложенных впадин мезозойской области и орогенных прогибов, наложено-унаследованных рифтогенных и внутрискладчатых прогибов. Максимальными метаноресурсными показателями характеризуются УМБ, сформированные в пределах наложено-унаследованных рифтогенных прогибов, приразломных впадин и орогенных прогибов (Зырянский, Южно-Якутский, Ленский и др. бассейны; ресурсы CH₄ – сотни млрд и трлн. м³ с плотностью более 100 млн. м³/км²); минимальными – наложенных вулканно-тектонических впадин вулканических поясов [1, 3, 4].

В процессе исследований в УМБ региона установлено, что при прочих равных условиях на одних и тех же глубинах метаноносность угольных пластов в закрытых осевых частях антиклинальных перегибов и в примыкающих к ним зонах более высокая и достигает 14–28 м³/т (Ленский, Зырянский УМБ). Максимальная метаноносность угольных пластов (12–24 м³/т) в синклинальных складках приурочена к их центральным зонам (Беринговский, Зырянский, Ленский и др. УМБ). В моноклиналях и крыльях складок, в которых пласты имеют выход под наносы, метаноносность угольных пластов относительно пониженная и не превышает 8–12 м³/т. В асимметричных тектонических структурах в пологих крыльях метаноносность угольных пластов в 1,5 раза выше, чем в углях, залегающих в крутых крыльях. Малоамплитудные тектонические нарушения, оперяющие крупные разломы обычно благоприятствуют формированию залежей свободного метана [1, 6].

В угольных бассейнах региона наблюдаются все типы пликтивных и дизъюнктивных дислокаций: антиклинали, синклинали, надвиги, взбросы, сбросы со всеми

18 – Алексее-Никольское, 19 – Бошняковское, 20 – Армудано-Онорская площадь, 21 – Ургал-Солони, 22 – Огоджинское, 23 – Сыллахское, 24 – Чутьмаканское, 25 – Денисовское, 26 – Крутогоровское, 27 – Хайрюзовское, 28 – Джебарики-Хайское, 29 – Белогорское, 30 – Сангарское, 31 – Харангское, 32 – Буоркемюское, 33 – Надеждинское, 34 – Нижне-Аркагагинское, 35 – Галимовское, 36 – Кэнское, 37 – Гореловское, 63 – Сеньковское, 64 – Бегичевское, 65 – Юрюнг-Тумусское (Нордвикское), 66 – Сындаское, 67 – Эльгенское, 68 – Улахан-Юряхское, 69 – Таймыльское, 70 – Мастахское, 71 – Ынгырское, 72 – Жиганское, 73 – Лепинское, 80 – Долгожданное, 81 – Дальнее, 82 – Амаамское, 83 – Алыкатваамское, 84 – Марковское, 85 – Чернореченское, 88 – Лесновское, 90 – Тигильское, 92 – Хасынское, 93 – Челомджинское, 94 – Туор-Юряхское); **8 – бурогольные**: (38 – Нежинское, 39 – Бонивуровское, 40 – Глуховское, 41 – Раковское, 42 – Чернышевское, 43 – Крыловское, 44 – Ореховское, 45 – Средне-Бикинское, 46 – Ушумунское, 47 – Лианское, 48 – Хурмулинское, 49 – Горнозаводское, 50 – Вахрушевское, 51 – Тихменевское, 52 – Побединская площадь, 53 – Архаро-Богучанское, 54 – Райчихинское, 55 – Сергеевское, 56 – Тыгдинское, 57 – Кильдямское, 58 – Хапчагайское, 59 – Кировское, 60 – Мареканское, 61 – Мелководнинское, 62 – Корфское, 74 – Быковское, 75 – Согинское, 76 – Куларское, 77 – Омолойское, 78 – Тастахское, 79 – Чаунское, 86 – Эчваямское, 87 – Хаилинское, 89 – Паланское, 91 – Эльгенское, 95 – Анжуйское). **9** – перспективные для извлечения ресурсы метана, млрд. м³[1].

переходными разностями – сбросо-сдвигами, шарнирными сбросами и др. Диапазон амплитуд тектонических нарушений колеблется от нескольких сантиметров до 1,5–2,5 км. Тектоника углеметановых бассейнов является основным фактором формирования ресурсов УМ в залежах свободного газа в различных тектонических ловушках газа. Одними из них являются структурно-тектонические ловушки, образованные антиклинальными изгибами резервуара (коллектора с крышкой слабопроницаемых пород); сводообразные поднятия, купола, выступы, брахиантиклинальные складки или ловушки, образующиеся в пределах антиклиналей, разорванных дизъюнктивами, когда по плоскости сместителя стыкуются пласт-коллектор и газонепроницаемый пласт. В моноклиналях выявлены структурные ловушки, сформированные в условиях поперечных деформаций, резервуаров-коллекторов флексурного типа, ступеней, террас, структурных носов.

Тектонические ловушки дизъюнктивных зон, резервуарами которых служат массивы трещиноватых углей, вмещающих пород и дробленые породы разрывных нарушений, заключённые в слабопроницаемых толщах, являются основными местами скопления свободного метана в регионе [1, 2, 4, 6].

Разрывные нарушения по отношению к простиранию пород подразделяются на поперечные, диагональные и продольные. Простирание, тип, характер и степень нарушения горных пород в тектонической зоне в значительной мере определяют их газопроницаемость, метаноносность угольных пластов, метанонасыщенность угленосной толщи, способствует формированию газовых ловушек и залежей свободного метана. Большинство продольных простиранию пород нарушений региона характеризуется небольшой зоной смятия пород (до 3–15 м) и большим их уплотнением, что значительно затрудняет вертикальную миграцию газов, способствует возрастанию метаноносности угольных пластов в 1,5–3 раза по отношению к средним значениям и формированию газовых ловушек и залежей свободного метана. Диагональные нарушения характеризуются значительной зоной перемятых пород (20–80 м), оказывают дегазирующее влияние на угленосную толщу, однако, в случае их «экранирования» или резкого изгиба их простирания резко повышают метаноносность угольных пластов в 1,2–2 раза и способствуют формированию, в большинстве случаев, микрозалежей свободного метана. В плане и разрезе это чаще всего также система пересекающихся диагональных нарушений в виде угла («клина») по восстанию пласта. Поперечные к простиранию пород нарушения, как правило, дегазируют угленосную толщу и снижают метаноносность угольных пластов [1, 2].

Литература

1. Гресов А.И. Метаноресурсная база угольных бассейнов Дальнего Востока России и перспективы её промышленного освоения. Том II. Углеметановые бассейны Республики Саха (Якутия) и Северо-Востока. Владивосток: Дальнаука, 2012. 469с.
2. Угольная база России. Т.V. кн. 2. Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока. Под ред. В.Ф. Череповского. М.: Геоинформмарк, 1999. 638с.
3. Фандюшкин Г.А., Гресов А.И. Тектоно-генетическая классификация угольных бассейнов Северо-Востока России // Тихоокеан. Геология, 2006, № 6. С.51–56.
4. Фандюшкин Г.А. Закономерности углеобразования на Северо-Востоке России. Губкин: Изд-во «Губкинская типография», 2006. 341 с.
5. Гресов А.И. Воздействие глубинной дегазации на формирование углегазоносных бассейнов юга Дальнего Востока // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезисы. М.: ГЕОС., 2008. С. 122–125.
6. Гресов А.И. Роль тектоники в формировании метаноресурсной базы углегазоносных бассейнов Востока России // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2011. С. 472–475.

Е.В. Грецкая

НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ СИСТЕМЫ БАССЕЙНОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

ОАО «Дальморнефтегеофизика», г. Южно-Сахалинск

Месторождения углеводородов (УВ) в терра-аквальных и аквальных бассейнах Дальнего Востока обнаружены в отложениях от нижнего-среднего эоцена до верхнего миоцена. В большинстве изученных бассейнов выделяются два региональных стратиграфических уровня нефтегазонакопления: нижне-среднемиоценовый и верхнемиоценовый. С осадочным комплексом, сформированным в палеоцен-среднеэоценовый климатический оптимум [1], связано Средне-Кунжикское газоконденсатное месторождение и Георгиевское нефтяное месторождение. В отложениях олигоцена открыты месторождения нефти и газоконденсата в Пограничном прогибе и Западно-Камчатском НГБ. Несмотря на общие черты строения осадочных комплексов и этапов развития бассейнов, флюиды месторождений и нефтегазопроявлений различаются по физико-химическим свойствам, групповому и углеводородному составам, отражающим как природу исходного материала, так и последующие изменения, происходящие в процессе миграции и существования залежей. Для характеристики использованы, как опубликованные геохимические данные [2, 3], так и полученные автором в последние годы. Особое внимание уделено изучению состава нефтей из проявлений в скважинах Западно-Сахалинского бассейна и органического вещества (ОВ) углистых пород и углей.

Анализ нефтегазоносных систем предусматривает установление стратиграфической, географической и временной протяженности системы. Стратиграфическая протяженность показывает связь между УВ материнских пород и коллектора. В бассейнах с установленной нефтегазоносностью по степени определенности могут быть выделены известная и гипотетическая системы. Для первой на основе геохимической корреляции нефть – нефтематеринская порода должна быть установлена нефтепроизводящая толща, для второй – геохимические данные не позволяют провести однозначную корреляцию между ними. В аквальных частях бассейнов правомерно определять только спекулятивную систему на основе геолого-геофизических данных. Географическая протяженность системы отображает площадное распространение очага генерации УВ и связанные с ним месторождения УВ и нефтепроявления в критический момент для системы. Критическим моментом для всех рассмотренных бассейнов считается тектоническая активность плиоцен–четвертичного времени, определившая формирование их структуры.

Флюиды, характеризующиеся высоким отношением пристан/фитан (Pr/Ph), установлены в Западно-Сахалинском, Западно-Камчатском и Анадырском бассейнах (Табл.). Источником УВ этих флюидов являются угленосные толщи. Высокие и повышенные значения этого отношения установлены в углистых аргиллитах найбутинской свиты юго-западного Сахалина. Подобные показатели приводятся для пород этой свиты и гагаринской свиты Анадырского бассейна [4]. В «пристановых» нефтях, а также углей и углистых породах содержание n-алканов в 5–6 раз превышает содержание ациклических изопреноидов. Флюиды с низким отношением пристан/фитан (от менее 1 до 2) генетически и пространственно связаны с кремнистыми отложениями (Табл.). Сходными алкановыми показателями, отражающими смешанный состав исходного ОВ,

Таблица. Биомаркерные параметры состава нефтей и ОВ пород

№	Месторождение, площадь (№ скважины)	Pr/Ph	Pr/n-C ₁₇	Ph/n-C ₁₈	Изопр./n-алк.*	STER/PENT	C30H/C29SR	C31HS R	MPI 1 (%Ro)
О. Сахалин									
1	Окружное (1)	1.84	3.23	1.82	0.72	0.92	1.07	0.54	0.9
1a	Хузинское (1)	1.87	3.26	1.77	0.76	0.56	1.55	0.56	0.86
2	Восточно-Кайганское (1)	1.30	1.86	1.41	0.46	1.03	0.83	0.56	0.91
2a	Восточно-Кайганское (2)	1.70	2.91	1.66	0.56	1.57	0.53	0.55	0.78
3	Полярнинское (1)	1.49	0.86	0.80	0.40	1.02	1.82	0.49	0.7
4	Уфское (2)	2.39	12.20	6.67	2.5	0.22	0.72	0.59	0.94
5	Маячная (1)	3.13	1.69	0.59	0.3	0.29	1.50	0.56	0.83
6	Угловская (4)	1.71	1.30	0.82	0.42	0.76	1.46	0.60	0.87
7	Ковровская (3)	0.87	0.64	1.01	0.38	0.51	1.39	0.55	0.75
8	Георгиевское (1)	9.36	4.64	0.41	0.15	0.22	2.92	0.58	-
9	Южно-Невельская (16)	8.4	2.37	0.25	0.21	0.52	2.02	0.58	0.69
10	Южно-Невельская (1СП)	-	-	-	-	0.09	0.35	0.61	-
11	Шебунинская (1)	7.08	3.62	0.40	0.25	0.09	3.39	0.63	0.89
12	Южно-Луговое (1)	-	-	-	-	0.12	4.22	0.59	0.76
Западная Камчатка									
13	Средне-Кунжикское (1)	7.93	2.85	0.30	0.20	0.19	3.22	0.59	0.68
Анадырская впадина									
14	Верхне-Эчинское (16)	7.30	1.10	0.14	0.15	0.20	2.71	0.58	0.91
14a	Верхне-Эчинское (13)	6.98	1.13	0.15	0.16	0.20	2.57	0.57	0.79
Хатырский прогиб									
15	Угловое (37)	3.36	1.19	0.40	0.39	0.39	1.48	0.58	0.83
О. Сахалин (битумоиды)									
16	Малкинская (1), аргиллит	9.95	4.0	0.32	0.17	0.09	4.05	0.59	-
17	р. Сара, аргиллит	5.12	4.17	0.72	0.15	0.07	-	0.46	-
18	р. Найба, уголь	3.51	2.55	0.77	0.27	0.06	-	0.47	-

* Ациклические изопреноиды/n-алканы в насыщенной фракции; - Параметры не рассчитывались из-за низких концентраций или отсутствия в образцах исследуемых соединений

характеризуются нефти Углового месторождения и нефть Маячной площади Набильского прогиба. По нашим данным (отношение пристан/фитан) нефть Углового месторождения не относится к «пристановым», как считалось ранее [5].

По распределению регулярных стеранов в Северо-Сахалинском бассейне выделены три типа нефтей (рис. 1 а). Нефти I типа генетически и пространственно связаны с олигоценовыми и миоценовыми силицитами (Окружное, Восточно-Кайганское, Полярнинское, Эхабинское). Нефти и конденсаты II и III типов распространены соответственно в окобыкайско-нутовском и уйнинско-дагинском комплексах. На рисунке 1 б показано распределение стеранов в нефтях, охарактеризованных в таблице. Среди них

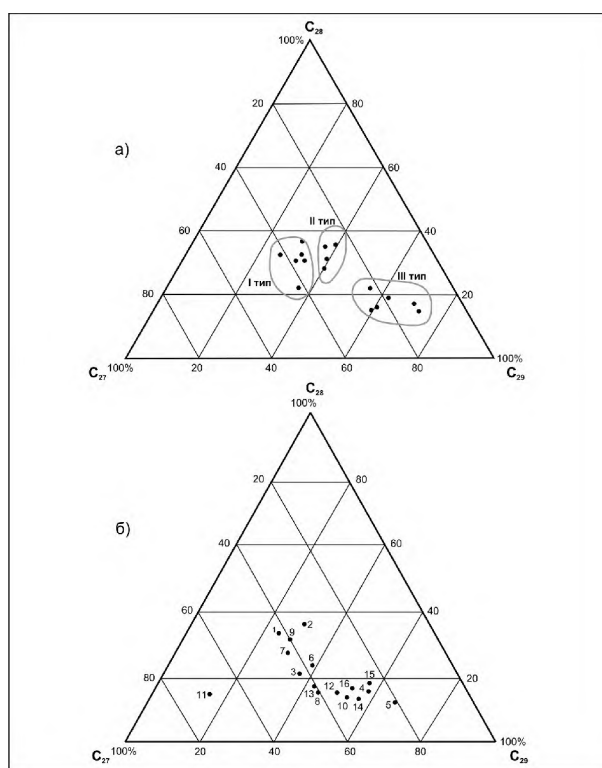


Рис. 1. Диаграмма распределения регулярных стеранов в нефтях Северо-Сахалинского бассейна (а) и нефтях и битумоидах бассейнов Дальнего Востока (б).

нет нефтей, подобных II типу и III типу с высоким относительным содержанием стерана C_{29} , свидетельствующем о «гумусовой» природе исходного ОВ. Нетипичное соотношение стеранов в «пристановой» нефти Шебунинской площади является, вероятно, результатом хроматографического эффекта, приводящего к уменьшению концентрации исходного биологического эпимера C_{29} стерана при миграции. Точка, соответствующая этой нефти, значительно отклоняется от теоретически рассчитанной линии равновесия (рис. 2).

По показателю зрелости $MPI\ 1\ (\%R_o)$ (Табл.) высокие значения R_o , (градации MK_2 - MK_3) характеризуют нефти Окружного и Восточно-Кайганского месторождений, относящиеся к нефтям ранней генерации [2, 3]. Такое несоответствие обусловлено учетом особенностей катагенеза в кайнозойских бассейнах.

Таким образом, в Северо-Сахалинском бассейне на основе прямых корреляционных зависимостей между составом УВ флюидов и нефтематеринскими отложениями выделены три известные нефтегазоносные системы. Региональные уйнинскодагинская и окобыкайско-нутовская системы, соответствующие нефтегазоносным комплексам, характеризуются разобщенной географической протяженностью, как в пределах острова, так и на шельфе. Нефтегазоносная система, связанная с кремнистыми отложениями имеет локальное распространение.

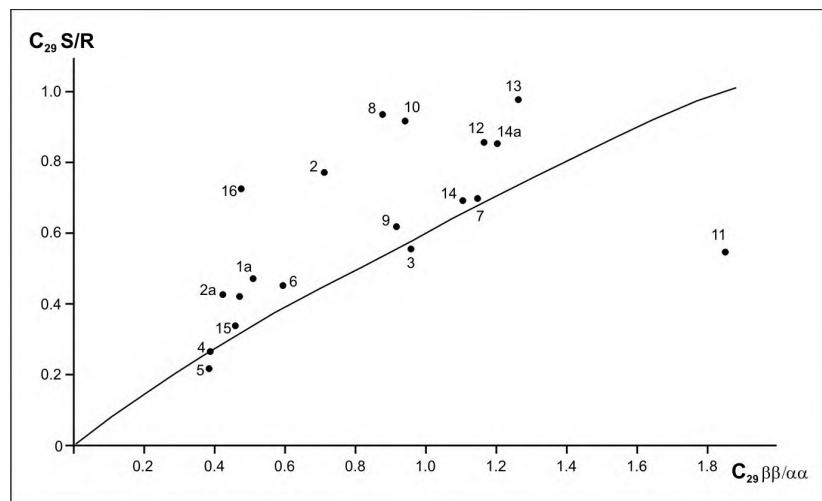


Рис. 2. Соотношение эпимеров стеранов – индекс зрелости и миграции нефтей.

В Западно-Сахалинском бассейне выделена известная палеоцен-эоценовая система (южная часть) и гипотетическая олигоцен-миоценовая система.

В Западно-Камчатском бассейне в палеоцен – эоценовой системе установлено 4 типа нефтей, источником которых является ОВ разного вещественно-фациального состава [6]. Угли и углистые породы широко распространены в разрезе снатольской свиты, а материнские породы «морской нефти» пока не выявлены. В гипотетической эоцен-олигоценной системе нефтематеринскими являются алевролиты и аргиллиты, обладающие близким по исходному составу ОВ.

В Хатырском бассейне выделена одна известная миоценовая система. В Анадырском бассейне известная майницко-собольковская система включает Верхне-Телекайское месторождение, а гипотетическая эоцен-автакульская – Верхне-Эчинское и Ольховое. Широкая стратиграфическая и географическая протяженность этой системы определяются отсутствием корреляции нефть – материнская порода.

Литература

1. Гладенков Ю.Б. Биосферная стратиграфия (проблемы стратиграфии начала XXI века). М.: ГЕОС, 2004. 120с.
2. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.
3. Попович Т.А., Кравченко Т.И. Генетические особенности углеводородного состава нефтей Северо-Сахалинского нефтегазового бассейна // Геология нефти и газа. 1995. № 1. С. 40–44.
4. Баженова Т.К., Шапиро А.И. Алифатические углеводороды синбитумоидов как показатель фациально-генетического типа органического вещества // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2008. http://www.ngtp.ru/1/28_2008.pdf
5. Гурко Н.Н., Васильева В.Ф., Кондакова Т.Н и др. Нефти и конденсаты осадочных бассейнов Чукотки и Камчатки //Тихоокеан. Геология. 1986. № 4. С. 111–116.
6. Geochemical and petrological evidence for Tertiary terrestrial and Cretaceous marine potential petroleum source rocks in the western Kamchatka coastal margin, Russia // Organic Geochemistry. 2006. Vol. 37. P. 304–320.

И.Л. Жуланова, А.М. Гагиева, Н.И. Третьякова

**ОМОЛОНСКИЙ МАССИВ КАК ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН: ВНУТРЕННЕЕ
СТРОЕНИЕ, ЭВОЛЮЦИЯ, ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА**

*ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,
г. Магадан*

1. Омолонский массив (ОМ) выделяется в современной структуре Северо-Востока Азии (СВА) как элемент с наиболее полно документированной историей развития. В его пределах вскрыты метаморфические, осадочные, вулканогенные и интрузивные образования, в совокупности представляющие практически всю глобальную геохронологическую шкалу, начиная с раннего архея. Самая характерная особенность ОМ – наличие раннедокембрийского кристаллического фундамента и несогласно залегающего на нем чехла слабо деформированных позднерифейских, палеозойских и нижне-мезозойских (домеловых) отложений. В мелу ОМ представлял собой область размыва, локально затронутую тектоно-магматическими процессами, связанными с формированием окраинно-континентального Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В небольшом объеме проявлялся, предположительно, палеогеновый базитовый магматизм. В центральной части ОМ (верховья р. Кедон) установлены плейстоценовые (?) щелочные базальты.

2. Долгие годы ОМ интерпретировался как срединный, т.е. располагающийся внутри мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой области, и считался главным источником сведений о ранних стадиях ее развития. С переходом от концепции геосинклиналей и платформ к тектонике литосферных плит представления о срединных массивах Северо-Востока Азии кардинально изменились. Сейчас наиболее популярны аккреционные модели, в которых СВА предстаёт агломератом сгруженных у края древнего континента террейнов, группирующихся в разновозрастные и разнотипные орогенные пояса. ОМ трактуется при этом как фрагмент разрушенной периферии древнего континента (кратонный террейн), механически сопряженный с композитным Колымо-Омолонским супертеррейном – продуктом среднеюрской амальгамации террейнов тихоокеанской и арктической принадлежности (рис. 1) [1, 2]. Иными словами, с мобилистских позиций Омолонский кратонный террейн видится как элемент тектонически пассивный. По смыслу это близко классическому определению ОМ как “остаточного” – возникшего в результате разрушения Северо-Азиатского кратона при заложении мезозойских подвижных поясов [3], с той разницей, что в аккреционных моделях совершенно иначе понимается природа ныне окружающих массив (террейн) складчатых (орогенных) поясов.

3. Комплексное геолого-петрологическое и изотопно-геохронологическое изучение кристаллического фундамента позволило интерпретировать ОМ как крупный фрагмент (сектор) раннеархейского мигматит-гранулитового мегасвода, чье становление было обусловлено двумя этапами гранитизации (чарнокитизация, затем плагиогранитизация с верхней границей 3,8 млрд лет) древнейшего гранулит-базитового субстрата. В раннем протерозое (2,3–1,6 млрд лет назад) мигматит-гранулитовые комплексы центральной части мегасвода испытали калиевую гранитизацию, сопровождавшуюся формированием относительно небольших гранито-гнейсовых куполов, высокая текто-

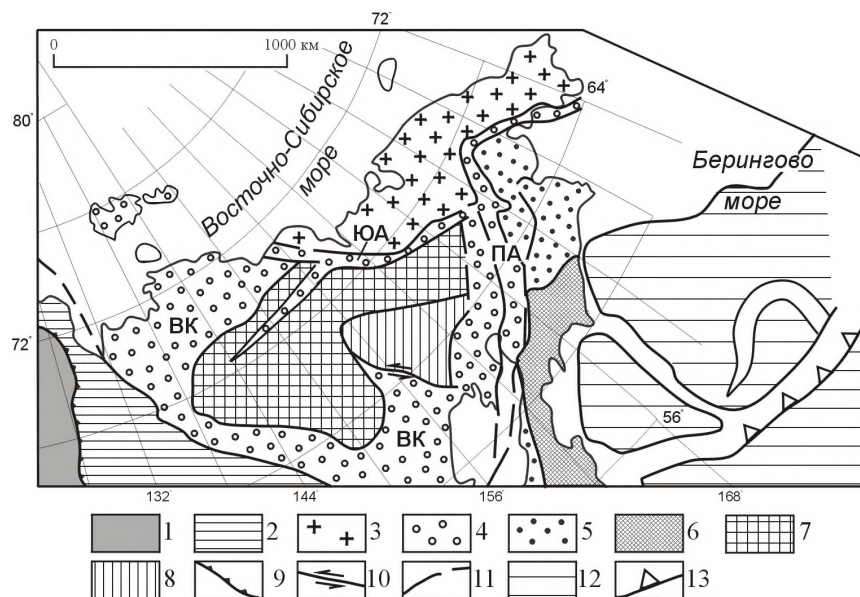


Рис. 1. Карта кратонов и орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии (фрагмент), по [1]. 1–2 – Северо-Азиатский кратон: 1 – Сибирская платформа, 2 – опущенная окраина кратона, Верхоянский складчато-надвиговый пояс; 3–6 – орогенные пояса: 3 – Чукотский средне-позднеюрский, 4 – Верхояно-Колымский (ВК), Южно-Анхойский (ЮА), Пенжинско-Анадырский (ПА) позднеюрско-раннемеловые, 5 – Корякский позднемеловой, 6 – Олюторско-Камчатский раннекайнозойский; 7 – Колымо-Омолонский супертеррейн; 8 – Омолонский фрагмент кратона (кратонный террейн); 9 – надвиги; 10 – сдвиги; 11 – разломы; 12 – океаническая кора; 13 – зона субдукции.

ническая активность которых и обеспечила перманентную тенденцию к воздыманию соответствующей части раннеархейского мегасвода [4, 5].

4. Стратиграфический разрез нижнего архея фундамента ОМ, эндогенные процессы и геохронологические рубежи его раннедокембрийской истории хорошо коррелируются с аналогичными характеристиками фундамента Сибирской платформы [б. С. 9–29]. Но этот факт, вопреки широко распространённому мнению, не может служить доказательством их бывшего структурного единства, поскольку отражает в первую очередь события глобального масштаба, которые так или иначе проявлены в раннем докембрии всех континентов Земли. Специфика тектонической природы ОМ нагляднее всего вырисовывается при анализе истории формирования его чехла, который может рассматриваться как самостоятельный осадочный бассейн – достаточно автономная депрессионная структура, характеризующаяся определённым единством развития [7].

5. Современная структура ОМ гетерогенна. В ней ясно обособлены центральная часть – Юагирская глыба, где кристаллический фундамент приближен к эрозионной поверхности, и в разной степени прогнутые периферические элементы: Коркодонская “перикратонная” зона, окаймляющая Юагирскую глыбу с юго-запада и севера, и Намындыкано-Моланджинская окраинная зона, составляющая северо-восточную часть массива. Юагирская глыба, в свою очередь, подразделяется на относительно стабиль-

ные Кедонское и Рассошинское поднятия, разделённые Доломнанской поперечной зоной (рис. 2)*. Главным признаком единства чехла ОМ является чёткая корреляция между вариациями строения его отдельных участков (стратиграфическая полнота разрезов, вещественный состав отложений, мощность) и особенностями их кристаллического фундамента.

6. С наибольшей очевидностью взаимосвязь структур фундамента и чехла проявляется в тектонических элементах высоких порядков, составляющих Юкагирскую глыбу. Центрами активного воздымания выступают при этом раннепротерозойские гранито-гнейсовые купола, сконцентрированные в юго-западной части Кедонского поднятия. Ярче всего их влияние проявлялось в допозднепалеозойское время, когда движения носили отчетливый знакопеременный характер. За воздыманием, продолжавшимся вплоть до начала позднего рифея, последовала деструкция кристаллического цоколя, предопределившая заложение на будущем ОМ первых седиментогенных впадин. Наиболее разнообразный деструктивный парагенез (бластомилониты, малые интрузии базитов, Fe-Mg-Ca метасоматиты, в т.ч. промышленно значимые железистые кварциты) установлен в наиболее крупных выступах (куполах) фундамента Кедонского поднятия – Ольдянинском и Коаргычанском, испытавших максимально интенсивную раннепротерозойскую гранитизацию. Ещё более тесно основной магматизм и начало осадконакопления сближены на Рассошинском поднятии, где покровы базальтов фациально замещают пестроцветные терригенные отложения низов чехла, датируемых кембрием [8]. В то же время прогибание участков с наиболее интенсивно гранитизированным фундаментом было недолгим и уже к концу рифея на большей части территории ОМ вновь сменилось воздыманием. Именно эта двукратная инверсия режима, связанная со свойствами фундамента, и обусловила четкое обособление нижнего яруса, выделяемого большинством исследователей в структуре чехла ОМ [3].

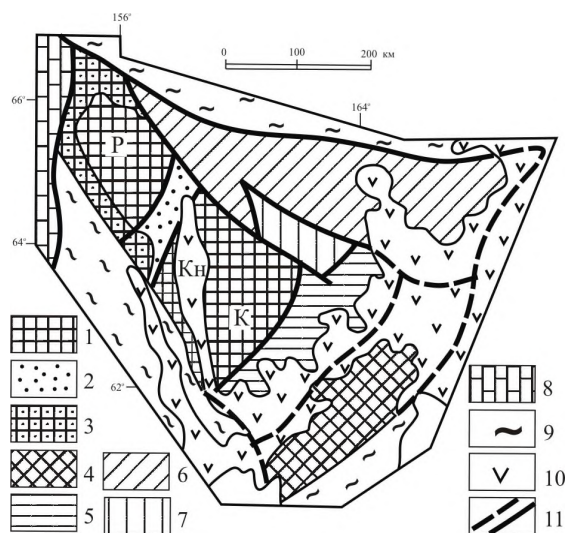


Рис. 2. Схема блокового строения Омолонского массива, по [3], с изменениями. Омолонский массив – 1–7: 1–3 – Юкагирская глыба: 1 – Рассошинское (Р) и Кедонское (К) поднятия, 2 – Доломнанская поперечная зона, 3 – Коркодонская “перикратонная” зона; 4 – Тайгоносский блок; 5 – Гижигинская межглыбовая зона; 6 – Намындыкано-Моланджинская зона; 7 – Хуличанская впадина. Структуры обрамления – 8–9: 8 – Приколымское поднятие, 9 – мезозойские складчатые зоны. 10 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и оперяющий его Конгинский (Кн) вулcano-плутонический ряд; 11 – главные разломы.

* Гижигинская (межглыбовая, по [3]) зона и Тайгоносский блок, структурно принадлежат, по мнению авторов, Кони-Танюерерской складчатой системе мезозоид.

7. Тесную связь с раннепротерозойскими гранито-гнейсовыми куполами обнаруживает раннепалеозойский гранитоидный и щелочной интрузивный магматизм, строго ограниченный пределами Кедонского и Рассошинского поднятий. Не менее четко с ареалом раннепротерозойских гранито-гнейсов Юкагирской глыбы совпадает ареал средне- и позднедевонских субэвральных вулканитов, преимущественно кислого состава (кедонская серия).

8. Богатую палеотектоническую информацию дает сопоставление истории развития в среднем палеозое Юкагирской глыбы и Намындыкано-Моланджинской окраинной зоны, где выделяются примыкающая к Юкагирской глыбе Гыданская подзона и сменяющая её к северо-востоку Ушурэчанская. Подзоны обнаруживают противоположную направленность осадконакопления: в Гыданской континентальные отложения вверх по разрезу сменяются морскими, в Ушурэчанской – морские постепенно вытесняются континентальными. При этом Гыданская подзона характеризуется антидромной направленностью вулканизма, Ушурэчанская – гомодромной. Отсюда следует, что центром тектонической активности на среднепалеозойском этапе развития Омолонского массива выступала Юкагирская глыба.

9. Девонский магматизм был последним проявлением эндогенной активности раннепротерозойских гранито-гнейсовых куполов фундамента ОМ. После этого они развивались в режиме, хорошо согласующемся с моделью автоколебательных движений, свойственных интенсивно гранитизированным структурам раннего докембрия (воздымание, вызванное разогревом недр, богатых ^{40}K , ^{87}Rb , U, Th, прекращается вследствие размыва и охлаждения апикальных частей куполов, накопление термоизолирующего чехла ведет к новому разогреву и воздыманию и т.д.) [9].

Литература

1. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22. № 3. С. 7–41.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. // под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
3. Мерзляков В.М., Терехов М.И., Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф. Тектоника Омолонского массива // Геотектоника. 1982. № 1. С. 74–85.
4. Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 304 с.
5. Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.
6. Решения III Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России / Ред. Т.Н. Корень, Г.В. Котляр. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.
7. Беленицкая Г.А. Осадочные бассейны Земли // Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том “Тектоника и геодинамика”. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. С. 98–112.
8. Гагиев М.Х., Каченко В.И. Кембрий Северо-Востока России // Очерки по стратиграфии Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2000. С. 43–57.
9. Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л.: Недра, 1979. 189 с.

И.К. Иванова

АДАМАНТАН И ЕГО ГОМОЛОГИ В ГАЗОВЫХ КОНДЕНСАТАХ ВИЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

ФГБУН Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

Детально исследованы стабильные газовые конденсаты из триасовых отложений Средневиллюйского месторождения (горизонт Т1-III, глубина залежей 2455–2463 м). Исследуемые конденсаты имеют невысокую плотность – 728,2–789,6 кг/м³. Выход бензиновых фракций составляет 64–90% мас. Групповой состав одного из конденсатов отражен в табл. 1. Методом хромато-масс-спектрометрии во фракции идентифицировано 154 индивидуальных углеводородов (УВ). Основными УВ, преобладающими в конденсате, являются: метилциклогексан и *n*-+*m*-ксилолы.

Сканированием хроматограммы по фрагментарным ионам (*m/z* 136, *m/z* 135, *m/z* 149, *m/z* 163 и *m/z* 177, рисунок 1) позволило обнаружить мостиковые УВ в составе исследуемых конденсатов. Следует отметить необычный порядок их элюирования. Все метилзамещенные (в голове моста) адамантаны имеют значительно более низкие тем-

Таблица 1. Групповой углеводородный состав дистиллятной фракции (н.к. – 300°С) конденсата Средневиллюйского месторождения (% мас.)

Сумма насыщенных УВ, в т.ч.:	41,16
<i>n</i> -алканов	17,92
изоалканов (2 и 3-метил)	5,51
изопренанов	1,44
циклоалканов (моно-и бициклических)	16,29
Сумма ароматических УВ, в т.ч.	22,86
моноядерных	17,77
биядерных	7,94
гибридных	2,15

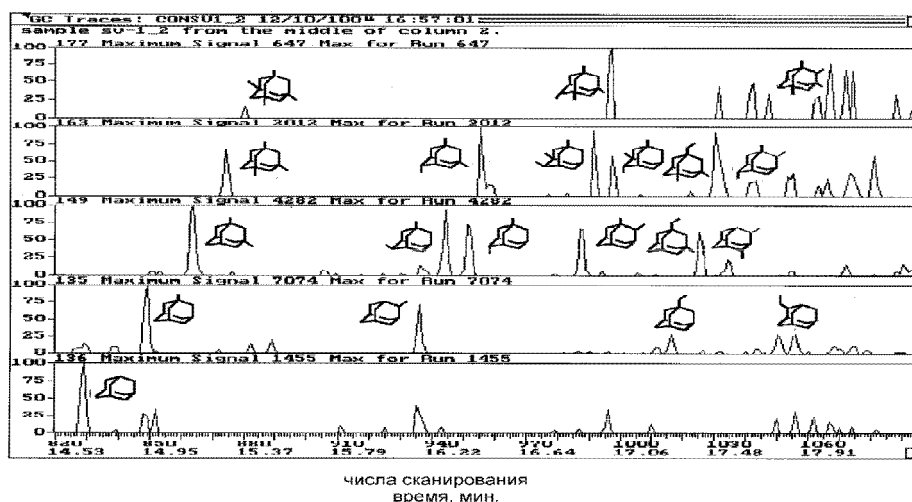


Рис. 1. Масс-фрагментограммы адамантанов конденсата Средневиллюйского месторождения.

пературы кипения, чем УВ, где хотя бы один из заместителей не расположен в голове моста. Разница в температурах кипения таких адамантанов настолько велика, что 2-метиладамантан (C_{11}) элюируется позднее 1,3,5,7-тетраметиладамантана (C_{14}).

Из рисунка 1 видно, что адамантановые УВ представлены гомологическим рядом от $C_{10}H_{16}$ до $C_{14}H_{24}$. Наибольшим заместителем, связанным с адамантановым ядром, является этильный радикал. В составе адамантанов преобладают 1-метиладамантан и 2-метиладамантан, составляющие соответственно 15,79% и 11,05%. На долю углеводородов C_{10} - C_{12} приходится 72,63%, C_{13} - C_{14} – 27,37%.

В работе [2] показано, что адамантаны состава C_{10} - C_{13} присутствуют и в молодых, и в древних нефтях морского и континентального генезиса, в зрелых и незрелых нефтях, генерированных как глинистыми, так и карбонатными толщами. Также отмечается, что количество адамантана в различных нефтях находится в прямой зависимости от химической природы нефти. Наиболее высоким содержанием адамантана характеризуются нефти нафтенового типа. Напротив, в парафинистых нефтях доля адамантана значительно ниже [1]. Однако, вместе с тем, следует отметить необычный состав конденсата “Моллакер”, насыщенные УВ которого представлены, главным образом, н-алканами и адамантанами [3].

Поскольку адамантаны, находятся в нефтях и конденсатах в незначительных количествах, то они представляют собой сугубо научный интерес. Со времени открытия адамантана вопрос о его происхождении в нефти и конденсатах волновал многих исследователей, поскольку в исходных биоорганических соединениях адамантаны, как правило, отсутствуют. И после разработки Шлейером синтетического метода получения адамантана путем изомеризации гидрированного димера циклопентадиена в присутствии кислот Льюиса, Ланда с сотрудниками [4] высказали предположение, что источником адамантана в нефти служат полициклические УВ, при этом природные глины и алюмосиликаты могут играть роль катализаторов их превращения в адамантан. А также, вероятно, мостиковые УВ могут являться маркерами по глубинам превращения органического вещества, т.к. тетра-, пента- и гексамантаны были обнаружены в глубоководных (6800 м) газовых конденсатах Мексиканского залива [5], что наводит на мысль об усложнении адамантанового скелета с глубиной залегания.

Литература

1. Багрий Е.И. Адамантаны: Получение, свойства, применение.-М.: Наука, 1989. 264 с.
2. Гордадзе Г.Н., Арефьев О.А. Адамантаны генетически различных нефтей // Нефтехимия. 1997. Т. 37. №5.
3. Соколова И. М., Макаров В.В., Кульджаев Б., Абрютина Н.Н. Углеводородный состав газового конденсата Моллакер // Нефтехимия. 1990. Т. 30. № 6. С. 723.
4. Landa S., Kamycek Z., Kamyckova J. // Erdol und Kohle-Erdgas-Petrochem. 1961. Bd.14. №11. P. 904–905.
5. Lin R. and Wilk Z.A. Natural occurrence of tetramantane ($C_{22}H_{28}$), pentamantane ($C_{26}H_{32}$) and hexamantane ($C_{30}H_{36}$) in a deep petroleum reservoir// Fuel. 1995. V.74. №10. P. 1512.

С.А. Касаткин¹, А.И. Обжиров²

**РАЗЛОМНАЯ ЗОНА НОСАППУ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГАЗОГИДРАТОВ
(ОХОТОМОРСКИЙ РЕГИОН)**

¹ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

²ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Проявления газогидратов в Охотоморском регионе известны в районе Сахалинского северо-восточного склона с 1991 г. Там же, на шельфе, локализованы многочисленные нефтегазовые залежи. В связи с этим, установлена взаимосвязь формирования газогидратов в верхних слоях донных морских осадков в районе зон разломов и потоков пузырей метана. Обычно источником метана являются нефтегазосодержащие слои, залегающие глубоко в осадочной толще, из которых по зонам разломов при сейсмотектонической активизации метан мигрирует вверх, и в донных осадках образует газогидраты. На этой основе разработаны методы поиска газогидратов и нефтегазовых залежей [6].

Однако, в последние годы в южной части Охотского моря и Татарском проливе были открыты новые источники пузырей метана (газовые факелы) и газогидраты [7]. Нахождение вне известных нефтегазовых месторождений, а также на зашельфовых глубинах, вызывает особый интерес и позволяет предполагать их abiогенное происхождение, вызванное мантийными источниками, что вполне согласуется с теорией углеводородной дегазации Земли [1, 5].

В то же время, данные сейсмической томографии [3] показывают, что в районе центрального и южного Сахалина находится субдуцирующий слэб Тихоокеанской плиты, который, по сути, перекрывает поток мантийных углеводородных флюидов.

Между тем, 14 августа 2012 года в Охотском море в 168 км от берегов Сахалина (49.784° с.ш., 145.126° в.д.) на глубине 625.9 км произошло землетрясение с магнитудой 7.7 балла [4], после чего, участники международной экспедиции LV59, находящиеся в этом районе, стали свидетелями резкого повышения интенсивности подводных газовых факелов. Таким образом, обнаружилась явная взаимосвязь глубинной тектонической активности в пределах слэба и увеличение потока пузырей метана, выходящих из морского дна. Учитывая этот факт, были проанализированы местоположения всех сильных (M_e≥5) землетрясений Охотоморского региона, зарегистрированных в каталоге геологической службы США [4] с 1977 по 2010 гг., где также приведены данные расшифровок фокального механизма. Важными результатами этих расшифровок являются, прежде всего, ориентировки главных нодальных плоскостей разрывов с направлением (типом) смещений, пространственные положения осей сжатия, растяжения и средней оси деформаций в очаге землетрясения. Особое внимание было уделено распределению очагов сдвигового типа – с крутонаклонным погружением средней оси деформаций и близгоризонтальным лево- и правосторонним смещением в плоскости разрыва, поскольку именно сдвиги могут формировать структуры растяжения в слэбе, обеспечивающие проницаемость мантийных флюидов [2].

Полученные результаты распространения очагов сдвиговых землетрясений и их детальный анализ выявили следующие закономерности. Правые сдвиги имеют преимущественно СВ простирание и распространены вдоль Курильских островов и на глубинах до 200 км. Подавляющее большинство левых сдвигов концентрируется в

южной части Курильских островов и прослеживается в ССЗ направлении по зоне субдукции до глубины 680 км.

Совокупность простираний ССЗ левых и СВ правых сдвигов образуют сопряженную систему по отношению к генеральному ЗСЗ направлению движения Тихоокеанской плиты (рис. 1).

Тем не менее, весьма любопытным представляется аномальное проявление левых сдвигов в южной части Курильских островов. Оказалось, что это обусловлено наложением на зону субдукции разломной зоны Носаппу, которая простирается более чем на 1000 км от западной окраины возвышенности Шатского до Курильского желоба [9, 10]. Изначально эта зона сформировалась как трансформный разлом типа хребет-

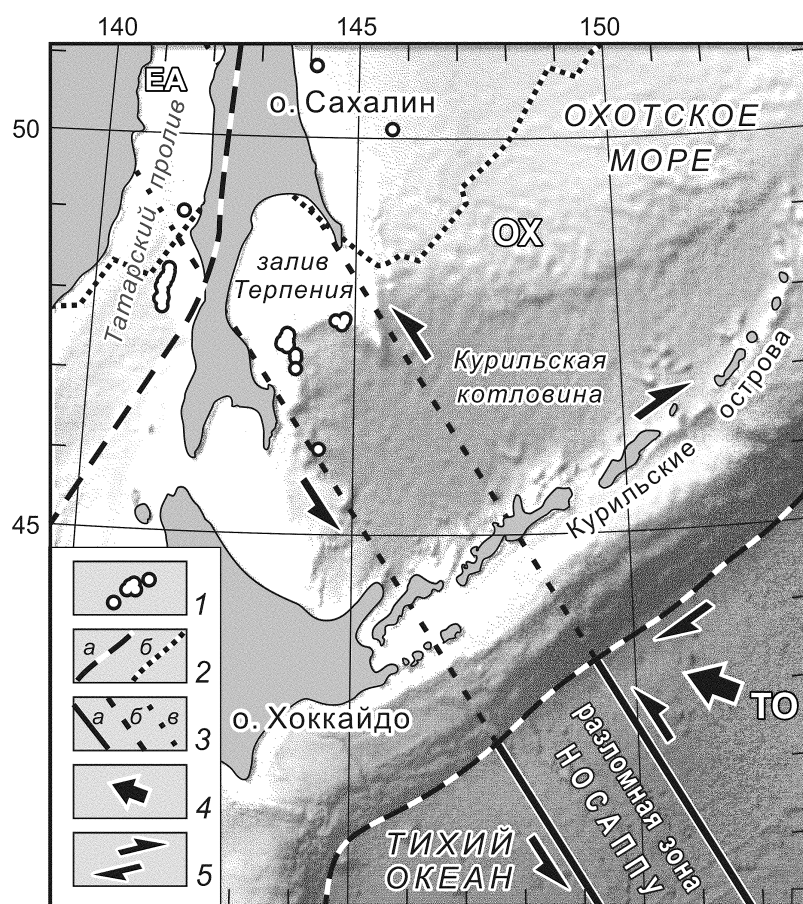


Рис. 1. Распределение очагов пузырей метана и газогидратов и главные структуры Охотоморского региона 1 – области выходов пузырей метана и газогидратов; 2 – границы плит (а): Евразийской (ЕА), Охотской (ОХ) и Тихоокеанской (ТО) и нижняя граница зоны субдукции (б); 3 – сместители разломной зоны Носаппу: на поверхности плиты (а) и предполагаемые в зоне субдукции (б) и стагнации (в); 4 – направление движения Тихоокеанской плиты; 5 – направление главных сдвиговых смещений: вдоль Курильских островов (правые сдвиги) и разломной зоны Носаппу (левые сдвиги).

хребет между плитой Изагаи и Тихоокеанской плитой в период поздней юры и раннего мела. Согласно данным палеомагнитных исследований, суммарная амплитуда левостороннего смещения по разломной зоне Носаппу составляет около 150 км [11]. Следовательно, в условиях субдукции разломная зона Носаппу является наиболее ослабленной структурой слэба, по сместителям которой и в настоящее время происходят продольные «клавишные» движения с доминантой левосторонних смещений ССЗ простираения (рис. 1, 2).

Структуры сосдвигового растяжения, где, вероятно, мантийные флюиды и проходят сквозь «холодный» слэб, фиксируются на сейсмотомографических профилях [3] в зоне стагнации в виде небольших участков пониженных скоростей P -волн, которые совпадают с направлением главных сместителей зоны Носаппу [2].

Таким образом, разломную зону Носаппу следует рассматривать в качестве глубинной флюидоконтролирующей структуры, обеспечивающей проницаемость восходящих флюидов из нижней мантии (рис. 2). А в земной коре, контроль флюидодинамической активности осуществляется уже глубинными разломами, в основном, субмеридионального простираения [8]. Этим сочетанием разрывных структур слэба и земной коры, по-видимому, и объясняется общая тенденция северо-западного распространения газовых факелов и газогидратов в южной части Охотского моря и Татарском проливе (рис. 2).

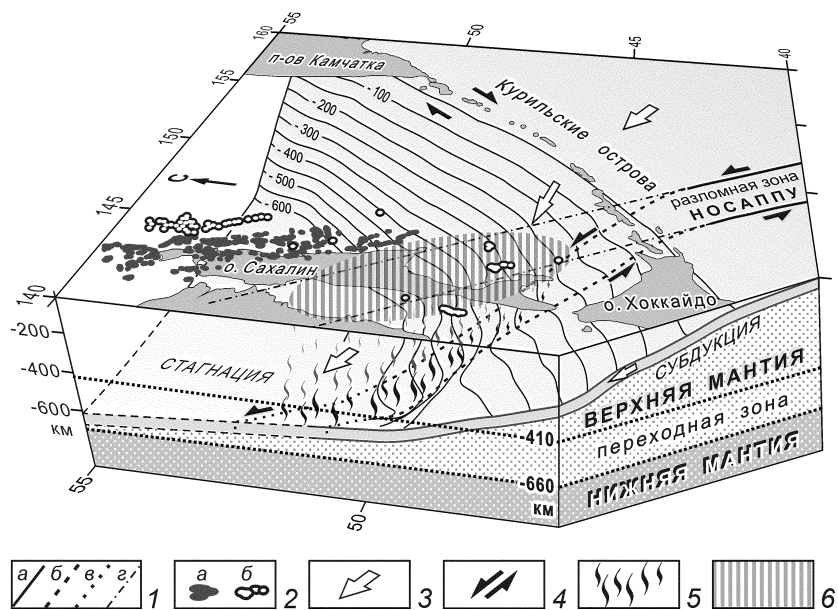


Рис. 2. Область вероятного выхода мантийного флюидного потока на поверхность за счет сдвиговых дислокаций по разломной зоне Носаппу и распределение очагов пузырей метана и газогидратов.

1 – сместители разломной зоны Носаппу: на поверхности плиты (а), предполагаемые в зоне субдукции (б), стагнации (в) и их проекция на поверхность (г); 2 – области нефтегазовых залежей (а) и выходов пузырей метана и газогидратов (б); 3 – направление движения Тихоокеанской плиты; 4 – направление главных смещений: вдоль Курильских островов (правые сдвиги) и разломной зоны Носаппу (левые сдвиги); 5 – мантийный флюидный поток; 6 – область выхода флюидного потока на поверхность.

Приведенные доказательства флюидоконтролирующего значения разломной зоны Носаппу, по мнению авторов, необходимо учитывать для поиска новых газовых факелов, газогидратов и нефтегазовых залежей.

Литература

1. Дмитриевский А. Н., Валяев Б. М. Углеводородная дегазация через дно океана: локализованные проявления, масштабы, значимость // Дегазация Земли и генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2002. С. 7–36.
2. Касаткин С.А. Современные сдвиговые дислокации в сейсмофокальной зоне Охотоморского региона и значение разломной зоны Носаппу в формировании Северо-Сахалинской нефтегазоносной области // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Т.2. М.: ИФЗ РАН, 2012. С. 309–312.
3. Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л., Бушенкова Н.А., Яковлев А.В. Форма слэбов в зонах субдукции под Курило-Камчатской и Алеутской дугами по данным региональной томографии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 6. С. 830–851.
4. Сайт геологической службы США (USGS): <http://neic/usgs/gov/>
5. Соколов Б. А. Новые идеи в геологии нефти и газа. М.: МГУ, 2001. 480 с.
6. Обжиров А.И. Геология и методы поиска газогидратов // Вестник инженерной школы ДВФУ. 2012. № 1 (10). С.90–93.
7. Обжиров А.И., Шакиров Р.Б. Комплексные геолого-геофизические исследования газогидратов в Охотском море // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 4. М.: ГЕОС, 2012. С.122–136
8. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2009. 276 с.
9. Nakanishi M., Tamaki K., Kobayashi K. Mesozoic Magnetic Anomaly Lineations and Seafloor Spreading History of the Northwestern Pacific // Journal of Geophysical Research. 1989. V. 94, No.B11. P. 15437–15462.
10. Nakanishi M. Topographic expression of the five fracture zones in the northwestern Pacific ocean // Geophysical monograph series. 1993. V. 77. P. 121–136.
11. Ogawa Y., Hirano, N. En echelon knolls in the Nosappu Fracture Zone, NW Pacific: A possible leaky transform fault zone // Shipboard Scientific Party Kr03-07. American Geophysical Union. Fall Meeting 2003. Abstract #V21D-0553.

А.Х. Ким

**ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЗАПАДНО-КАМЧАТСКОГО
ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА**

ООО «РН-КрасноярскНИПИнефть», г.Красноярск

Западно-Камчатский осадочный бассейн является одной из крупных структур Охотоморского региона, занимая значительную часть акватории и участок сопредельной суши Западной Камчатки. Он имеет вытянутую, несколько изогнутую серповидную форму. Структура бассейна представлена серией антиклинальных и синклинальных зон различного генетического типа, а также межбассейновыми и внутривбассейновыми поднятиями.

В строении бассейна, как и всей Западной Камчатки, выделяются два структурных этажа: нижний – мезозойско-раннекайнозойский фундамент и верхний, сложенный преимущественно эоцен-четвертичными осадочными отложениями. Ярусы разделены между собой, поверхностью углового несогласия.

Рельеф поверхности фундамента характеризуется значительными перепадами глубин. На поднятиях глубина поверхности составляет от нескольких десятков метров до 2 км, во впадинах – от 5 до 10 км. Нередко поднятия отделены от впадин системой крупных сбросов, образующих уступы высотой до 6 км.

Выходы фундамента на поверхность морского дна, в пределах исследуемого района, отмечаются на поднятиях: Морошкинском (район м. Хайрюзова), Утхолокском (м. Утхолокский, Южный), Омгонском (м. Омгон), Лесновско-Паланском (к северу от м. Кинкильский) и в районе м. Кахтанинский.

По данным бурения и изучения береговых разрезов фундамент Западной Камчатки сложен породами различного вещественного состава и возрастного диапазона (от юрского до позднемел-раннеэоценового). Акваториальная часть его предположительно сложена акустически однородными магматическими, метаморфическими (метаморфизованными) образованиями или толщей, сложенной осадочными и вулканогенными образованиями, сохранившими остатки слоистости.

Вопрос отнесения к образованиям фундамента нижней части вскрытого разреза в скважинах в Воямпольском прогибе остается нерешенным.

Верхний структурный этаж бассейна представлен кайнозойскими осадочными породами перекрывающими фундамент. Их пликвативная и дизъюнктивная дислоцированность значительно слабее, чем образований нижнего структурного яруса. Пликвативные складки развиты главным образом вблизи разрывных нарушений, нередко имеющих долгоживущий характер и докайнозойское заложение.

Основанием для расчленения осадочного чехла акваториальной части Западно-Камчатского осадочного бассейна послужили Решения рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов [3].

В строении осадочного чехла выделяют пять сейсмокомплексов (снизу вверх: E, D, C, B+A). Эти комплексы разделяются четырьмя сейсмогоризонтами (снизу вверх: 3, 2, 1 и 1а), которые в пределах суши, соответствуют региональным стратиграфическим несогласиям.

Мощность чехла варьируется в различных пределах: от выхода фундамента на морское дно до 10 км во впадинах Воямпольского, Шелиховского и Пьягинско-Тайгоносского прогиба. Вещественный состав чехла изучен в многочисленных скважинах и стратотипических разрезах п-ова Камчатка и в скважинах Примагаданского шельфа.

Сейсмокомплекс Е по данным бурения на Примагаданском шельфе скв. Магаданская-1 (инт. 2505–2905 м), сложен переслаиванием конгломератов, аргиллитов с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов. В нижней части разреза установлены пропластки и линзы угля. На суше п-ова Камчатка он представлен континентальными, прибрежно-морскими и мелководно-морскими отложениями внутреннего шельфа, сложенными песчаниками, конгломератам, алевролитами и аргиллитами и угленосными отложениями снатольской, ковачинской, аманинской и гакхинской свит. По данным сейсмофациального анализа формирование комплекса Е в пределах изученного участка происходило в различных обстановках осадконакопления, от прибрежно-морских (фаций внутреннего шельфа) до относительно глубоководных (фаций внешнего шельфа).

Геохимическая характеристика палеогеновых отложений свидетельствует о повышенном содержании рассеянного органического вещества (РОВ) смешанного состава со значительным участием гумусовых компонентов в нижней части и сапропелевых в верхней части комплекса. Учитывая достаточно высокую степень зрелости РОВ, рассматриваемые отложения могут быть источником как газовых, так и нефтяных углеводородов (УВ). Отложения, в основном, вышли из главной зоны нефтеобразования (ГЗН) и реализовали свой нефтематеринский потенциал.

Сейсмокомплекс D в пределах шельфа вскрыт в скв. Магаданская-1 (инт. 1525–2505 м), где представлен терригенно-кремнистой толщей. В основании разреза залегает пачка кремнистых аргиллитов и алевролитов с кремнистым цементом, выше по разрезу – пачка перекристаллизованных опок с подчиненными прослоями кремнистых аргиллитов. Формирование отложений здесь происходило в морских относительно глубоководных условиях. Состав керогена по данным микроскопического анализа определяется как смешанный гумусово-сапропелевый. Достаточно высокие концентрации $C_{орг}$ (от 0,55 до 2,23%) и повышенная доля сапропелевых компонентов в составе ОВ свидетельствует о высоком нефтематеринском потенциале комплекса D.

Сейсмокомплекс С распространен лишь в Колпаковском, Ичинском и Шелиховском прогибах. В Воямпольском прогибе он полностью размыт в позднемиоцен-четвертичный период. На шельфе он вскрыт в скв. Магаданская-1 (инт. 920–1525 м) и представлен опоками, содержащими мощные (до 25–100 м) прослои опоквидных глин и алевролитов. В составе пород по данным петрографических исследований присутствуют гелифицированные и углефицированные растительные остатки. Состав керогена в нижней части комплекса характеризуется повышенной долей сапропелевых компонентов (60–85%), количество которых в верхней части разреза уменьшается до 10–25%. Содержание $C_{орг}$ изменяется от 0,68 до 2,2%.

В целом сейсмокомплекс обладает хорошими нефтематеринскими свойствами и на более высоких уровнях зрелости может быть источником значительного количества УВ.

Сейсмокомплекс В+А широко распространен в Колпаковском, Ичинском и Шелиховском прогибах. На Примагаданском шельфе комплекс вскрыт в интервале 165–920 м, где он представлен двумя литологическими пачками. Нижняя (520–930 м), сло-

женная уплотненными диатомидами с редкими пропластками туфодиатомитов и опоквидных алевролитов, сформировалась в обстановке открытого морского бассейна. Состав ОВ отличается несколько повышенным содержанием инертита (5–20%), количество сапропелевых компонентов изменяется от 0 до 20%. Концентрация $C_{\text{орг}}$ снижается в среднем до 0,81%, при колебаниях от 0,6 до 1,07%. Битуминозность пород рассматриваемой толщи в целом ниже, чем в нижележащем комплексе.

В целом, комплекс характеризуется смешанным типом органического вещества. В силу своего высокого гипсометрического положения он ещё не реализовал свой нефтегазоматеринский потенциал.

Исследуемый район расположен в пределах Охотско–Западно–Камчатского нефтегазоносного бассейна (НГБ), входящего в Охотскую нефтегазоносную провинцию (НГП) [2, 5]. Охотско–Западно–Камчатский НГБ включает в себя серию нефтегазоносных суббассейнов (НГСБ) и возможно нефтегазоносных суббассейнов (ВНГСБ). В качестве элементов нефтегеологического районирования более мелкого порядка в пределах НГСБ и ВНГСБ выделены очаги нефтегазообразования и сопряженные с ними зоны возможного нефтегазонакопления (ЗВНГН). ЗВНГН представляют собой антиклинальные зоны различного генетического типа, в границах которых могли существовать благоприятные условия для формирования и сохранения залежей УВ.

В настоящее время промышленная нефтегазоносность в Охотско–Западно–Камчатском НГБ выявлена только в наземной части Колпаковского прогиба. На территории прогиба открыто четыре небольших по запасам газоконденсатных месторождения УВ: Кшукское, Нижне-Квакчикское, Средне-Кунжикское и Северо-Колпаковское. Продуктивными в разрезах месторождений являются три интервала: среднеэоценовый (снатольская свита), олигоценый (утхолокская свита) и средне-верхнемиоценовый (этолонская и эрмановская свиты). Основной тип коллекторов – поровый. Нефтегазопроизводящими являются терригенные, верхнемеловые и эоцен-олигоценые породы, а также миоценовые, кремнистые и кремнисто-глинистые породы [1].

Оценка перспектив нефтегазоносности Западно-Камчатского осадочного бассейна обосновывается следующими данными:

1. Бассейн находится в области устойчивого осадконакопления и прогибания. Влияние дельтовых систем на процесс осадконакопления.

2. По глубинной зональности катагенетическая модель палеоген-неогеновых отложений Западной Камчатки близка к аналогичной модели палеогеновых отложений Сахалина. Отложения комплекса Е и наиболее погруженные части комплекса D находятся в главной зоне газообразования (ГЗГ).

3. Наличие в отложениях кайнозоя глинистых и глинисто-кремнистых морских нефтематеринских толщ большой мощности, прошедших главную фазу нефтегазогенерации; наличие регионального коллектора (снатольская, утхолокская и эрмановская свиты), экранированного региональным флюидоупором (ковачинская и вивентекская свиты).

4. Исследуемый объект расположен в пределах Охотско-Западно-Камчатской нефтегазоносной области (НГО) [2].

Нефтегазовый потенциал Западно-Камчатского региона (суша и шельф) оценивается в 3,7 млрд т нефтяного эквивалента [5]. А геологические прогнозные локализованные ресурсы углеводородов исследуемого района оцениваются в 1,5 млрд. т. нефтяного эквивалента.

Проведенные исследования позволяют считать, что связаны с шельфом. Предполагается, что выявленные здесь зоны возможного нефтегазоаккумуляции могут содержать месторождения нефти и газа, сопоставимые с месторождениями сахалинского шельфа.

Литература

1. Васильев Б.И., Сигова К.И., Обжиров А. И., Югов И. В. Геология и нефтегазоносность окраинных морей северо-запада Тихого океана. – Владивосток: Дальнаука, 2001. 309 с.
2. Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т.5. Арктические и дальневосточные моря. Кн.2. Дальневосточные моря, их континентальное и островное обрамление. /Под ред. В.К. Ротмана. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. 303с.
3. Решения рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России - Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. М., «ГЕОС», 1998.
4. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря. /Веселов О.В., Ильев А.Я., Кононов В.Э., Кочергин Е.В., Патрикеев В.Н., Семакин В.П., Сеначин В.Н., Агеев В.Н., Васюк И.Б., Волгин П.Ф., Грецакая Е.В., Злобина Л.М., Жигулев В.В., Корнев О.С., Кочергин А. В., Куделькин В.В. – Владивосток. ДВО РАН, 2004, 160с.
5. Топливо-Энергетическая сырьевая база Дальневосточного экономического района России. Перспективы и пути освоения. Монография в 3-х частях. Атлас /Под ред. Орлова В.П., Белонина М.Д., Григоренко Ю.Н./, Санкт-Петербург, ВНИГРИ, 1998, часть I – 44 с., часть – II 93с., часть – III- 241с, Атлас-97с.

Г.Л. Кириллова

ПИТАЮЩИЕ ПРОВИНЦИИ БУРЕЙНСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА В
МЕЗОЗОЕ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Буреинский угленосный бассейн заложился в позднем триасе на краю Буреинского массива (рис. 1). Он неплохо изучен геологами различных специальностей [1–11, 13–18], а недавно все геолого-геофизические данные синтезированы в виде монографии [12]. Восточно-Азиатская континентальная окраина в позднем мезозое располага-

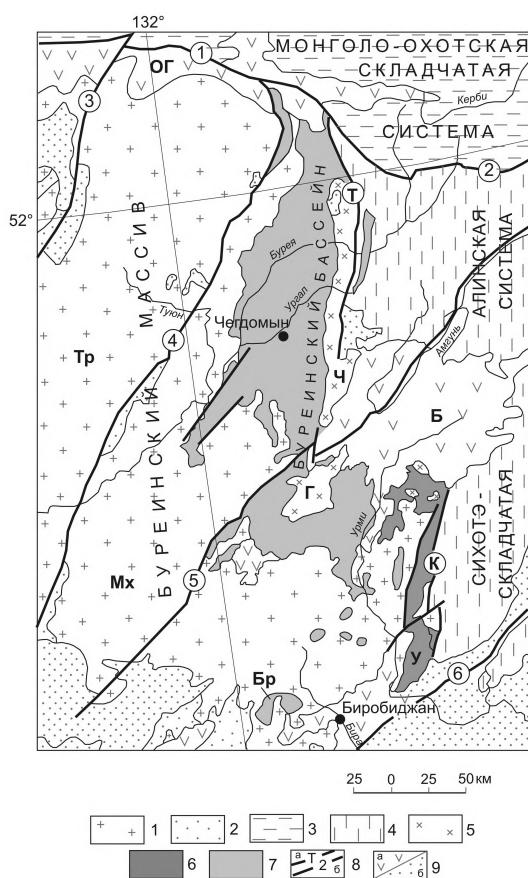


Рис. 1. Структурное положение Буреинского бассейна.

1 – Буреинский массив, блоки: Тр – Туранский, Мх – Малохинганский; 2 – фрагменты чехла массива; 3 – Монголо-Охотская складчатая система; 4 – Сихотэ-Алинская складчатая система; 5 – краевое поднятие, блоки: Ч – Чегдомынский, Г – Гуджалский; 6 – Урмийский краевой прогиб; 7 – Буреинский бассейн; 8 – глубинные разломы краевого шва (а): Т – Тастахский, К – Куканский; прочие глубинные разломы (б): 1 – Южно-Тукурингрский, 2 – Пауканский, 3 – Сюгдулкинский, 4 – Мельгинский, 5 – Хинганский, 6 – Харпийский; 9 – меловые и кайнозойские формации орогенных и плитных комплексов: а – вулканогенные (Б – Баджалский, ОГ – Огоджинский ареалы), б – осадочные.

лась в 600 км западнее ее современного положения вдоль Буреинского массива субмеридионального простирания. По восточному краю массива на его сочленении с Сихотэ-Алинским орогенным поясом формировались краевые прогибы (рис. 1): Урмийский (D_1 - T_2) и Буреинский (T_3 - K_1). Последний со времён В.З. Скоророда, обнаружившего в 1935 г. на р. Бурее пласты угля, известен как Буреинский каменноугольный бассейн. Верхнетриасово-среднеюрская последовательность, сформировавшаяся на пассивной континентальной окраине, представлена циклично переслаивающимися морскими шельфовыми кластическими образованиями мощностью до 9000 м [9, 21]. Выше по разрезу она сменяется континентальной угленосной последовательностью мощностью около 4000 м, сформировавшейся в течение рифтогенного этапа развития бассейна [10, 21].

Задачей настоящего исследования было определение возможных источников сноса обломочного материала для Буреинского бассейна. Для этого наряду с традиционными методами фациального анализа, петрографии, литохимии использовано определение возраста обломочных цирконов из нижнемелового светло-серого аркозового песчаника, отобранного в центральной части бассейна по р. Солони в 10 км южнее пос. Чегдомын (рис. 1).

В лаборатории университета Хиросима, Япония, было проведено датирование обломочных цирконов (около 120 зерен), извлеченных из этого песчаника, с использованием LA-ICP-MS [19].

Интерпретируя гистограмму (рис. 2), можно сказать, что самые древние источники сноса имеют возраст около 1800–1900 млн лет – палеопротерозой. Породы близкого возраста распространены в современном структурном плане как к западу (Буреинский массив), так и к востоку (Чегдомынский блок Буреинского массива) от Буреинского бассейна. В Туранском блоке (рис. 1) они объединены в нятыгранскую свиту мощностью до 200 м [4].

Следующий кластер (850–980 млн лет) соответствует породам позднего рифея. Источником циркона могли быть породы позднерифейской туранской серии мощнос-

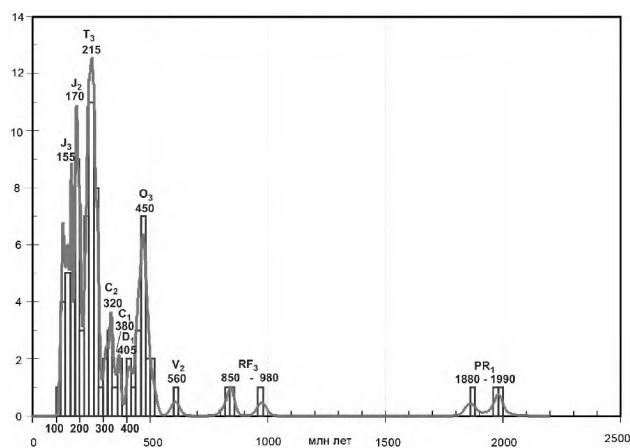


Рис. 2. Гистограмма распределения возрастов обломочных цирконов из образца раннемелового песчаника (р. Солони).

тью до 2500 м. Она обнажена в Туранском хребте Буреинского массива и составляет основание его чехла. В ее составе преобладают разнообразные метаосадочные породы с подчиненным количеством вулканитов, туфов, известняков [4].

Источником цирконов крупного ордовикского возрастного пика (450 млн лет) служили, видимо, ордовикские интрузии Буреинского массива, принадлежащие трем гранитным комплексам: биробиджанскому в Малохинганском блоке, Гуджальском и Сынчугинском выступах Буреинского массива, кивилийскому и суларинскому в Туранском блоке [4].

Цирконы венда (560 млн лет) могли поступать из вендской мельгинской свиты (Мельгинский прогиб Буреинского массива). Палеопротерозойские, рифейские и вендские цирконы являются, видимо, продуктами рециклинга, этим и объясняется их небольшое количество.

Небольшие пики циркона в раннем девоне (405 млн лет) и раннем карбоне (360 млн лет), видимо, связаны с перемывом осадочных пород сынчугинской серии (D_{1-2}) и ниагдинской толщи (C_1) Урмийского прогиба Буреинского массива [7].

Более значимый пик в среднем карбоне (320 млн лет) связан с разрывом гранитоидов тырмо-буреинского комплекса, широко распространенных на Буреинском массиве [4].

Самый значимый пик в позднем триасе (215 млн лет) связан, видимо, с процессами коллизии блоков Янцзы и Сино-Корейского (позднеиндосинийская орогения). Вдоль сuture Циньлин-Дабе, северо-восточный конец которой достигал южного Приморья, на это время реконструируются [4, 9] эксгумация, воздымание и эрозия крупных блоков, продуцировавших обилие кластического материала, устремившегося вдоль сuture на северо-восток. Другим источником цирконов могли служить субщелочные гранитоиды харинского комплекса (P_2-T_1).

В средней юре на Восточно-Азиатской активной континентальной окраине завершился один из главных этапов аккреции [9], после которого последовало воздымание и разрыв аккреционной призмы. Кроме того, в это время воздымался коллизионный ороген на севере вдоль Монголо-Охотской сuture. С этими событиями, видимо, и следует связывать среднеюрский пик циркона (170 млн лет).

Позднеюрский пик (155 млн лет) связан с завершением раннеяншанской орогении, рифтогенезом, когда последовало воздымание плечей рифтов и их разрыв.

Таким образом, проведенное исследование детритовых цирконов показало возможности метода датирования обломочных цирконов при палеогеографических реконструкциях, хотя и не позволяет дать однозначного ответа о расположении источников сноса.

Распределение возрастных спектров детритовых цирконов в исследованном образце песчаника указывает на то, что до позднего триаса преобладали недалекие западные источники сноса в пределах Буреинского массива, представленные как интрузивными, так и осадочными породами. С позднего триаса доминировали, видимо, источники сноса, расположенные в пределах Сихотэ-Алинского и Монголо-Охотского орогенных поясов.

Исследования выполнены при поддержке грантов 12-1-П27-06, 12-И-СУ-08-009, 12-05-91158-ГФЕН.

Литература

1. Анойкин В.И. Государственная геологическая карта РФ. 1:200 000. Изд-е второе. Буреинская серия. Лист М-53-VIII. Чегдомын. СПб.: Картф-ка ВСЕГЕИ, 2003. 123 с.
2. Анойкин В.И. Государственная геологическая карта РФ. 1:200 000. Изд-е второе. Серия Буреинская. Лист М-53-XIV. Сулук. СПб.: Картф-ка ВСЕГЕИ, 2004. 102 с.
3. Геология Буреинского бассейна / Н.П. Херасков, Т.Н. Давыдова, Г.Ф. Крашенинников, Д.Д. Пенинский. М.-Л.: ГОНТИ, 1939. 173 с.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1: 1000 000 (Третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-53 - Хабаровск / А.Ф. Васькин, В.А. Дымович, А.Ф. Атрашенко и др. СПб.: Изд-во картф-ки ВСЕГЕИ, 2009.
5. Гресов А.И., Обжиров А.И., Коровицкая Е.В. Метаноносность и перспективы освоения ресурсов метана угольных пластов угольных бассейнов юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28. № 2. С.103–116.
6. Давыдова Т.Н., Гольдштейн Ц.Л. Литологические исследования в Буреинском бассейне. М.: Гостоптехиздат, 1949. 287с.
7. Забродин В.Ю. Палеогеография Буреинского краевого прогиба в юрском периоде (Дальний Восток) / Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26. № 5. С.77–87.
8. Забродин В.Ю. Зона сочленения Буреинского массива с Сихотэ-Алинской складчатой системой // Бюлл. МОИП. Отд. Геол., 2010. № 1. С.1–22.
9. Кириллова Г.Л. Позднемезозойские-кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника. 2005. № 5. С.62–82.
10. Кириллова Г.Л. Этапы позднемезозойского и кайнозойского рифтогенеза на юго-востоке России и в сопредельных регионах в связи с проблемой нефтегазоносности // Докл. РАН. 2008. Т. 419. № 1. С.104–107.
11. Кириллова Г.Л., Крапивенцева В.В. Мезоцикличность верхнетриасово-юрских отложений Буреинского бассейна: тектоника, эвстатика, секвенс-стратиграфия (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31. № 4. С.38–54.
12. Г.Л. Кириллова, В.В. Крапивенцева, В.Ю. Забродин и др. Буреинский осадочный бассейн: геолого-геофизическая характеристика, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / отв. ред. Г.Л. Кириллова. – Владивосток: Дальнаука, 2012. 360с. (Серия «Осадочные бассейны Востока России» /гл. ред. А.И. Ханчук; т. 4).
13. Крапивенцева В.В. Угленосная формация Буреинского бассейна. М.: Наука. 1979. 148с.
14. Марков В.А. Геохимические критерии оценки перспектив нефтегазоносности впадин Советского Приамурья: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1966. 18с.
15. Подолян В.И., Шишкин В.С., Пензин Ю.П., Седых А.К. Буреинский каменноугольный бассейн // Угольная база России. Т. V. Кн. 1. Угольные базы и месторождения Дальнего Востока (Хабаровский край, Амурская область, Приморский край, Еврейская АО). М.: ЗАО «Геоинформарк», 1997. С.253–286.
16. Рейнлиб Э.Л. Тектоника Буреинского прогиба // Тихоокеан. геология. 1987. № 6. С.78–84.
17. Шарудо И.И., Москвин В.И. Дзэнс-Литовская О.А. Литология и палеогеография Буреинского прогиба в позднем мезозое. Новосибирск: Наука, 1973. 68с.
18. Щербаков В.С. Геологическое строение и перспективы Верхнебуреинской впадины: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1967. 28с.
19. Katsube A., Hayasaka Ya., Miyamoto T., Sakaguchi A., Takahashi Yo., Kirillova G.L.. Detrial zircon chronology of Mesozoic sediments from Khabarovsk area, Russian Far East, and SW Japan // JpGU Mecting, 2012. С.43.
20. Maruyama S., Seno T. Orogeny and relative plate motions, an axample of Japanese Islands // Tectonophysics. 1986. V. 27. P.305–329.
21. Ren J. et al. The tectonics of China from a global view a guide to the Tectonic map of China and adjacent regions. Beijing: Geol. Publ. House, 1999. 32p.

В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев

**О ФОРМИРОВАНИИ ПЕСЧАНЫХ МАССИВОВ УСТЬ-СЕЛЕНГИНСКОЙ ЧАСТИ
БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ (НЕОТЕКТОНИКА, ЛИТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ)**

ФГБУН Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Выявление обстановок морфо- и седиментогенеза песчаных толщ восточного побережья оз. Байкал является одной из фундаментальных проблем плейстоценовой истории Байкальской Сибири, так как от принципиального решения этих задач зависит определение сущности формирования и эволюции рельефа региона. Особенностью распространения толщ является их принадлежность речным долинам и межгорным впадинам, которые дренируются реками байкальского направления стока.

Усть-селенгинская часть Байкальской впадины расположена между поднятиями хребтов Хамар-Дабан и Морской, которые обрамляют ее с юга и востока. Западный край ее примыкает к озеру Байкал, а северную оконечность венчает многоорукавная дельта р. Селенги. Днище выполнено мощной толщей кайнозойских отложений – от палеоцена до голоцена. Речные и озерно-дельтовые пески относятся к двум террасовым комплексам – высокому: VI (высота 40–50 м), V (30–35 м), IV (18–25 м) террасовые уровни и низкому: III (12–15 м), II (10–12 м), I (7–8 м) надпойменные террасы. Распределение мощностей отложений придельтовой части долины реки полностью отражает осадконакопление в ходе поднятий водоприемного бассейна оз. Байкал.

Фофоновская (шестая) эрозионно-аккумулятивная терраса Селенги исследована в 40-метровом ее уступе на восточной окраине с. Фофоново. Мощность песков здесь около 25–30 м, коренной цоколь на 10–15 м состоит из гранито-гнейсов и гранитов фофоновской кристаллической перемычки. Вскрытая до глубины 5.3 м толща на интервале 0.0–3.2 м имеет вторичную оловую проработку. Ниже по разрезу залегают осадки аквального генезиса, которые по структурно-текстурным свойствам подразделяются на три литологических горизонта. Первый и третий горизонты (интервалы 3.2–3.6 и 4.5–5.3 м соответственно) представлены субгоризонтально-слоистыми песчаными алевритами (средневзвешенный размер частиц, $x=0.13$ мм). Второй горизонт (3.6–4.5 м) сформирован мелкозернистыми алевропесками ($x=0.16–0.18$ мм) субгоризонтальной текстуры. Значения коэффициента вариации песков ($v=0.50–0.77$) устанавливают аквальный характер среды осадконакопления и относятся к комплексному лимно-аллювиальному генотипу. Песчаные алевриты и алевропески аккумуляровались в неглубоких (до 1.5 м) озерных проточных водоемах. Палеопотоки, транспортировавшие в эти озера рыхлые наносы, характеризовались равнинным типом естественных блуждающих русел (число Фруда, $Fr=0.02–0.03$) с площадью водосбора >100 км² в благоприятных условиях состояния ложа и свободного течения воды (коэффициент шероховатости, $n=44.25–46.91$) при близком впадении в конечный водоем (число Лохтина, $\Lambda=1.96–2.22$). Диапазон зерен и высокое содержание алевритов указывает на отложение осадков на литорали озерных водоемов с преобладанием прибрежных фаций лимнической макрофашии.

Пятая эрозионно-аккумулятивная терраса среднелепистоценового возраста (первая половина, РТЛ-дата (ГИН СО РАН-856) – 243 ± 25 тыс. л.н., самаровское время) распространена вдоль северного макросклона хребта Хамар-Дабан. Разрез ее детально изучен в приустьевой части р. Вилуйка (п. Селенгинск).

Верхняя толща уровня мощностью до 6 м выполнена песчаным материалом субгоризонтально-слабонаклонного залегания (четыре литологических горизонта). Первый горизонт мощностью 1.3 м представлен тонкозернистым бестекстурным песком эолового генезиса. Второй горизонт (интервал 1.3–3.5 м) сложен мелкозернистым алевропеском ($x=0.15-0.20$). Третий горизонт (3.5–5.5 м) сформирован алевритово-мелкозернистым ($x=0.22-0.26$) и средне-мелкозернистым ($x=0.28$) песком наклонной и дельтовой (S-образной) текстуры. Четвертый горизонт (5.5–6.0 м) состоит из наклонно- и S-образнослоистого мелкозернистого алевропеска ($x=0.17$ мм). Коэффициент вариации определяет происхождение данных отложений ($v=0.69-0.84$), как аквальное: меньшие значения относятся к области совмещенного аллювиально-лимнического генезиса, большие – области однонаправленных постоянных потоков с сезонным изменением объема текучих вод. Условия среды седиментации толщи характеризуются наличием неглубоких устойчивых слабопроточных озеровидных объектов (1.4–2.2 м) с палеопотоками равнинного типа ($Fr<0.1$), имеющими постоянное, сравнительно чистое русло ($n=41-43$) в его придельтовом положении ($\Lambda=1.72-2.10$).

Вскрытая до глубины 11 м нижняя толща представлена алевритово-псаммитовым материалом, структурно-текстурные отличия которого позволяют разделить его на 5 литологических горизонтов. Первый горизонт (интервал 3.2–5.5 м) выполнен алевритово-мелкозернистыми песками ($x=0.23$). Второй горизонт (5.5–6.1 м) сложен мало-мощными наклонно-слоистыми алевритово-средне-мелкозернистыми песками ($x=0.39$). Третий горизонт (6.1–7.3 м) представлен алевритово-мелкозернистыми песками с наклонной текстурой ($x=0.27$). Отложения четвертого горизонта (7.3–9.2 м) состоят из алевритово-мелкозернистого песка и алевропеска ($x=0.20-0.24$). Пятый горизонт (9.2–12.2 м) сформирован субгоризонтальным и слабоволнистым мелкозернистым алевропеском ($x=0.14-0.15$ мм). Коэффициент вариации по всей толще составляет $v=0.66-0.86$ и подтверждает водное происхождение осадков, которые принадлежат сектору перекрытия аллювиального и лимнического генезиса ($v<0.8$) большей части разреза, а также отдельным прослоям речного происхождения ($v>0.8$). Местом аккумуляции субстрата являлся стационарный озеровидный проточный водоем глубинами 1.3–2.2 м с наличием сети палеопритоков. По числу Фруда они относились к равнинному ($Fr<0.1$) типу постоянных, достаточно оформленных русел с водосборной площадью >100 км², свободным течением воды в комфортных придельтовых условиях состояния ложа ($n=39-46$; $\Lambda=1.57-2.13$).

Байкало-кударинская (IV) надпойменная терраса р. Селенги (финал среднего неоплейстоцена) распространена вдоль северо-восточного макросклона Морского хребта и вытянута полосой 1–3 км ширины в придельтовой части усть-селенгинской части впадины. Разрез террасы глубиной 16 м, состоящей из песчаного материала семи литологических горизонтов, изучен в 3 км восточнее с. Байкало-Кудара.

Первый горизонт (интервал 0.75–3.75 м) сложен мелкозернистыми песками ($x=0.2-0.22$ мм) субгоризонтальной слоистости. Значения коэффициента вариации n попадают в поле от 0.34 до 0.39 и подтверждают лимнический генезис отложений. Накопление песков совершалось в неглубоких (до 1.15 м) озерных проточных водоемах в прибрежной и прибрежно-приглубой полосе акватории. Второй – шестой горизонты (интервал 3.75–14.5 м) выполнены мелкозернистым алевропеском ($x=0.16-0.17$), алевритово-мелкозернистым ($x=0.18-0.19$) и мелкозернистым ($x=0.2-0.23$ мм) песками субгоризонтальной и наклонной текстуры. Слабоподвижное русло равнинного типа ($Fr<0.1$) этого водотока находилось в естественных, благоприятных условиях состоя-

ния ложа со свободным течением воды ($n > 42$) в условиях близкой дельты с делением единого русла на ряд отдельных потоков ($\Lambda = 1.91 - 2.06$). Седьмой слой (интервал 14.5–16.0 м) сформирован неясно-слоистым песчаным алевритом ($x = 0.1 - 0.14$ мм). Коэффициент вариации по всей толще составляет от 0.81 до 0.90 и подтверждает аллювиальное происхождение изучаемых отложений. Палеодинамические характеристики определяют осадкообразовательный процесс водотоками равнинного ($Fr = 0.01 - 0.02$) типа с постоянными руслами в благоприятных условиях состояния ложа и течения воды ($n > 46$) при близком впадении в конечный водоем ($\Lambda = 2.1 - 2.5$).

Толща третьей террасы (поздний неоплейстоцен – каргинский возраст: 45000±4500 – ГИН СО РАН-775; 35000±5000 л.н. – ГИН СО РАН-776) имеет двучленное строение. Нижняя часть разреза сложена косослоистыми галечниками и крупно-грубозернистыми песками с гравийными включениями. Осадки верхней части, вскрытой до глубины 8 м в районе п. Ильинка, представлены широким тонкообломочным разнообразием – от песчаных алевритов ($x = 0.08 - 0.10$), алевропесков ($x = 0.16 - 0.17$), алевритовых песков ($x = 0.18 - 0.20$) до средне-мелкозернистых алевритовых песков ($x = 0.22$ мм). Величина коэффициента вариации n по всей толще составляет 0.54–0.76 и свидетельствует об аквально-лимническом происхождении изучаемых осадков области совмещенного аллювиально-лимнического генезиса. Накопление осадков террасы происходило в озеровидных, неглубоких (до 2 м) водоемах при наличии разветвленной фулькирующей сети протоков р. Пра-Селенги со слаботурбулентным гидрологическим режимом. Водотоки относились к равнинному ($Fr < 0.1$) типу постоянных русел в обычных условиях состояния ложа ($n = 42.8 - 50.7$). Фациальная причастность осадков третьей террасы неоднозначна – алевритово-песчаные разновидности аккумуляровались в акватории озерного водоема (лимническая макрофагия), а средне-мелкозернистые пески приносились мигрирующими потоками с пониженными скоростями движения воды (речная макрофагия).

Вторая надпойменная терраса (позднекаргинская, 27000±3500 – ГИН СО РАН-779 и раннесартанская, 22000±5500 л.н. – ГИН СО РАН-777 эпохи) как и третья, состоит из двух толщ. Низы сложены слоистым псефитово-псаммитовым материалом, верхи – песчано-алевритовыми осадками. В строении основания террасы, изученного в приустьевой части р. Итанца принимают участие гравийно-галечно-песчаные смеси ($x = 9.55$ мм). Показатель коэффициента вариации $v = 1.25$ принадлежит полю однонаправленных постоянных потоков с сезонным колебанием водности ($v > 0.8$). Здесь получили развитие крупные горные потоки ($Fr = 0.47$) с извилистым крупногалечным строением ложа и беспокойным быстрым течением ($n = 22.9$).

Верхняя толща мощностью 7 м, изученная в карьере на р. Ловцова южнее п. Ильинка, наращивает разрез отложений II террасы и сложена массивной лессовидной супесью (залегание 0.0–1.8 м), субгоризонтально- и слабоволнисто-слоистым песчаным алевритом (1.8–3.2 м, $x = 0.12 - 0.14$), ритмично-тонкослоистыми субгоризонтально-волнистыми алевритово-мелкозернистыми песками (3.8–5.2 м, $x = 0.17$) и субгоризонтально-наклонными мелкозернистыми песками (5.2–7.0 м, $x = 0.19$ мм). Текстура субгоризонтально-волнистая, выдержана по простиранию. Условия среды седиментации – аквальные: речные – $v > 0.8$ на интервале 1.8–3.2 м, смешанные, озерно-речные $0.4 < v < 0.8$ на интервале 3.2–5.9 м и озерные $v < 0.4$ на интервале 5.9–7.0. Аккумуляция верхней части толщи совершалась в мелководных (1.0–1.5 м) проточных озерных бассейнах со слаботурбулентным гидрологическим режимом водотоков, имевшим равнинный ($Fr < 0.1$) тип естественных русел в благоприятном состоянии ложа и беспрепятствен-

ного течения воды ($n > 40$). В фациальном отношении осадки принадлежат прибрежным озерным и русловым нестрепневым фациям.

Первая надпойменная терраса финально-неоплейстоцен-раннеголоценового возраста описана в береговом уступе к северу от с. Татаурово. Характерна двучленность строения – сверху залегают тонкообломочные породы – песчаные алевриты ($x=0.07$), мелкозернистые алевропески ($x=0.1$) и пески ($x=0.19$), ниже, с глубины 2.5 м – галечники с малыми валунами и гравийно-песчаным заполнителем ($x=13.5$ мм). По коэффициенту изменчивости аккумуляция алевритово-песчаных частиц происходила в водной среде – при постепенном замещении неглубоких (0.8–1.1 м) озеровидных условий на нединамичные речные. Нижняя толща накапливалась в крупном стационарном русловом потоке горно-грядового типа ($v=1.46$, $Fg=0.46$).

Таким образом, осадки высоких террасовых уровней (VI – IV-й) аккумуляровались в маловодных проточных стационарных озерных водоемах со слабым волнением и придонным течением (субгоризонтально-слоистые алевритово-тонкопесчаные разновидности береговых и прибрежных фаций лимнической макрофации) и поступательных слабо мобильных подпорных речных потоках в дельтовых и придельтовых условиях положения русла (наклонно- и косослоистые мелко-среднезернистые пески русловых и пойменных фаций речной макрофации). Продолжительный период озерных условий осадконакопления во впадине следует соотносить, в первую очередь, с ингрессиями вод Байкала (не менее 3-х) в прилегающие понижения его горного обрамления на фоне охвативших Прибайкалье дифференцированных движений 3-х фаз тектонической активизации – от позднеприморской (800–700 тыс. лет) до хубсугульской (600–300 тыс. лет) и тыйской (150–100 тыс. лет) [1, 2].

Низкие надпойменные террасы (III – I-я) имеют общие черты строения. Для них характерно наличие двух толщ – нижней, песчано-грубообломочной аллювиальной и верхней, алевритово-псаммитовой смешанного аллювиально-озерного и лимнического происхождения. На основании выявленных особенностей протекания седиментации на протяжении от каргинского времени позднего неоплейстоцена до границы с голоценом, во впадине установлено несколько мелководных проточных озерных водоемов, гидродинамическая ситуация накопления осадков в которых была примерно равной. Реки, транспортировавшие рыхлый материал, также неоднократно претерпевали существенные изменения своего гидрологического режима – от горно-грядового типа до равнинного. В полном соответствии с вышеуказанным положением находится фациальная природа исследуемых отложений, принадлежащая двум основным макрофациям – речной (русловые и пойменные фации) и озерной (береговые и прибрежные фации). Одной из возможных причин возникновения лимнических обстановок образования осадков были кратковременные поднятия уровня вод Байкала.

Эта черта свойственна и другим впадинам центральной части Байкальской рифтовой зоны, открытых к озеру (Котокельская, Нижнетуркинская, Налимовская, Усть-Баргузинская) – в строении низких надпойменных террас присутствуют толщи лимнического генезиса, что указывает на одни и те же региональные неотектонические и палеоклиматические факторы седиментогенеза.

Литература

1. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2001. 252 с.
2. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск, Изд-во «Наука», Сиб. отделение, 2000. 288 с.

В.В. Крапивенцева

СОСТАВ, ЦИКЛИЧНОСТЬ, КАТАГЕНЕЗ СРЕДНЕ- ВЕРХНЕЮРСКИХ И МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КЫНДАЛСКОГО ГРАБЕНА БУРЕЙНСКОГО БАССЕЙНА В СВЯЗИ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Степень геологической изученности Кындальской грабен-синклиналильной зоны Буреинского бассейна (ББ) или Кындальского грабена (КГ) в целом все еще низка и, в основном, более или менее изучена лишь верхняя часть его осадочного выполнения до глубины 600 м. Более изучена восточная прибортовая часть грабена в зоне Ургальского разлома, где располагаются пять глубоких параметрических и структурно-параметрических скважин (с СВ на ЮЗ – 4П, 2П, 1ПР, 1С, 1А), вскрывших континентальные меловые отложения на полную мощность и, частично, тремя скважинами (4П, 2П, 1С) – средне-верхнеюрские отложения талынджанской свиты [2]. По этим скважинам и были изучены состав, цикличность, катагенез и нефтегазоносность отложений Кындальского грабена. Кроме того, 12-ю структурными скважинами в этой зоне полностью или частично вскрыты и изучены ниже-верхнемеловые отложения кындальской и иорекской свит. По этим материалам проведено сопоставление плотностных, фильтрационных характеристик и отражательной способности витринита углей с установлением на этой основе катагенеза этих отложений. Изучение катагенеза средне-верхнеюрских и нижнемеловых отложений грабена по глубоким скважинам проведено только по петрофизическим данным [2].

Рассмотрение изменения глубин залегания, мощности, литологического состава, угленосности, туфогенности, цикличности и катагенеза средне-верхнеюрско-меловых отложений КГ по разрезам пяти глубоких скважин в его восточной части позволяет сделать следующие выводы.

Для отложений всех свит (с талынджанской по кындальскую включительно) характерно унаследованное залегание с постепенным их погружением с СВ на ЮЗ до р. Ургал в ее центральной части, а далее – с более резким воздыманием глубин их залегания до р. Солони в Солонийской структуре и затем опять – с заметным погружением в юго-западном направлении к Адниканской структуре. Перепады в глубинах погружения свит от Солонийской к Адниканской структуре (в 100–365 м), их мощностей с изменением литологического состава отложений свидетельствуют о блоковом строении восточной части Кындальского грабена, ограниченного с востока Ургальским разломом с серией более мелких разломов и наличием поперечных, менее выраженных разломов в среднем течении р. Дубликан и протяженного поперечного разлома по р. Солони [2].

В изменении мощностей свит на востоке КГ (с СВ на ЮЗ) по разрезам глубоких скважин отмечаются определенные закономерности. По большинству скважин в стратиграфическом разрезе мощности свит несколько возрастают от ургальской к кындальской свите. Кроме того для отложений талынджанской, ургальской чемчукинской и кындальской свит отмечается, хотя местами и неравномерное, возрастание их мощности (по большинству скважин) с СВ на ЮЗ, а для отложений чагдамынской и иорекской свит, наоборот, – их мощности возрастают с ЮЗ на СВ [2].

В изменении литологического состава пород по разрезам глубоких скважин отмечается преобладание в составе свит (кроме иорекской и кындальской) в северо-восточной части грабена песчаников (62–73 %), а для вышележащих иорекской и кындальской – гравелитов и конгломератов (47–58 %), что свидетельствует об устойчивом и длительном – с верхней юры до среднего сеномана – формировании здесь отложений руслово-пойменного комплекса фаций. В направлении с северо-востока на юго-запад (к центральной части рр. Ургал и Солони) наблюдается закономерное уменьшение в составе отложений свит песчаников (до ~ 37–58 %) с возрастанием доли алевролитов (до 29 %), кроме иорекской и кындальской свит, где несколько большую роль (~ 22–36 %) играют аргиллиты. Далее в юго-западном направлении (от р. Ургал к р. Солони) в составе талынджанской, ургальской, чагдамынской свит преобладают озерные отложения, представленные аргиллитами (от ~ 42 до 61 %), а выше – в разрезах чемчукинской и, особенно, иорекской свит – возрастает роль песчаников (до 56 %), характеризующих прибрежно-озерный и пойменный комплексы фаций. В юго-западном направлении к Адниканской структуре в составе свит (от ургальской к кындальской) отмечается более или менее равномерное переслаивание песчаников и алевролитов, с подчиненным содержанием аргиллитов, количество которых несколько возрастает в отложениях кындальской свиты. В целом на площади восточного борта Кындальского грабена по стратиграфическому разрезу отмечается устойчивый режим осадконакопления с унаследованным характером изменения мощностей свит и их состава.

Наиболее угленосными на востоке грабена являются отложения ургальской свиты, в которой общая мощность пластов, прослоев углей и углистых аргиллитов (в северо-восточной части грабена) достигает 66 м (13.1 %), уменьшаясь далее с СВ на ЮЗ, но несколько снова возрастая (также до 13 %) в Адниканской структуре. Для отложений ургальской и талынджанской свит по Солонийской структуре (в районе правобережья р. Солони) отмечается возрастание количества пластов углей и углистых аргиллитов, суммарная мощность которых составляет 43 м в ургальской и 80 м – в талынджанской свитах [2].

Туфогенность верхнеюрско-нижнемеловых и ниже-верхнемеловых отложений по разрезам глубоких скважин наибольшим образом проявилась на северо-востоке центральной части грабена в отложениях всех свит – от ургальской до кындальской включительно. Это свидетельствует о длительно существовавших, унаследовано от средне-верхнеюрского времени (с келловой-оксфорда), процессах вулканизма, происходивших, по-видимому, к северу или к северо-востоку от Буреинского бассейна и отдаленно проявившихся в осадочных отложениях бассейна в виде прослоев кислых туфов, туффитов и других туфогенных пород. Однако во времени и пространстве эти процессы происходили в бассейне неравномерно, что существенным образом отразилось в количественном содержании туфов и туфогенных пород в составе отложений отдельных свит [5].

На северо-востоке центральной части грабена (по скв. 4П) суммарная мощность туфовых прослоев в отложениях ургальской свиты составляет 14 м (2.8 %), увеличиваясь выше по разрезу – в составе пород чагдамынской свиты – до 52 м (10.7 %), а в чемчукинской – до 63 м (12 %). Несколько юго-западнее (по скв. 2П) суммарное содержание туфов и туффитов в отложениях свит уменьшается и составляет: в ургальской свите – 10 м, в чагдамынской – 36 м, чемчукинской – 10 м. На левобережье р. Ургал в пос. Ургал количество туфов в ургальской свите несколько увеличивается (до 18 м –

4.1 %), уменьшаясь до полного отсутствия в составе отложений чагдамынской и чемчукинской свит и возрастая выше по разрезу – в иорекской и кындальской свитах. Далее, к юго-западу, также в зоне Ургальского разлома, в отложениях свит прослоев туфов и туффитов не отмечалось.

По материалам структурных скважин, вскрывших в основном отложения кындальской, реже – иорекской свит, отмечается более широкое проявление следов вулканизма в виде многочисленных туфовых прослоев различной мощности по всему восточному борту Кындальского грабена, вплоть до р. Солони, где суммарная их мощность достигает 42 м (9.2 %), а в междуречье рр. Ургал-Солони – 47 м. К северу от центральной части Кындальского грабена в бассейне верхнего течения р. Кындалы (по скв. 54, 57), в составе второй и третьей пачек кындальской свиты общей мощностью 170–180 м, роль туфов возрастает, составляя в сумме 70–80 % от их мощности, что также свидетельствует о том, что поступление пеплового материала в бассейн осадконакопления происходило, во-видимому, с севера и северо-востока, т. к. в южной части Кындальского грабена следов вулканизма не отмечено. К западу, востоку и северо-востоку от Кындальского грабена, в Западной и Центральной зонах ББ в отложениях ургальской, чагдамынской и чемчукинской свит также отмечается значительное присутствие туфов и туфогенных пород, а в составе минеральной части углей – пепловой пирокластики, что обуславливает их высокую зольность, особенно характерную для углей ургальской свиты [5].

В отношении цикличности верхнеюрско-меловых отложений отмечаются следующие особенности. Одновременно с увеличением мощности отложений – от ургальской к кындальской свитам по глубоким скважинам на востоке грабена отмечается увеличение количества циклов 5-го порядка – от 8 до 10 – в ургальской, 11–18 – в чагдамынской, 12–18 – в чемчукинской, 18–22 – в иорекской и 15–23 – в кындальской свитах. При этом наибольшее количество циклов в отложениях чагдамынской, чемчукинской и иорекской свит отмечается на северо-востоке центральной части грабена (по скв. 4П и 2П), где мощности свит несколько больше [2].

В составе циклов 5-го порядка наибольшее количество угольных пластов отмечается в циклах ургальской, а наименьшее – в циклах иорекской свит, при этом большей угленосностью в целом характеризуются отложения ургальской, несколько в меньшей степени – чагдамынской и чемчукинской свит на северо-востоке грабена, что обусловлено не только большей их мощностью, но и преобладанием в составе циклов этих свит песчаников и в целом – отложений руслово-пойменного комплекса, способствующих быстрейшему образованию торфяно-болотных фаций с учетом определенного тектонического режима, благоприятного для угленакопления. Вместе с этим для отложений свит на северо-востоке грабена (в зоне Ургальского разлома) характерно большее участие в их составе прослоев туфов и туффитов (по скв. 4П и 2П), что также способствовало заиливанию и зарастанию торфяных болот наземной растительностью и, в конечном счете, обусловило большую их угленосность.

Из анализа петрофизических данных (плотности и пористости насыщения) и по отражательной способности витринита (R_0 и R_a) следует, что катагенез отложений кындальской и иорекской свит в КГ при залегании их на небольшой глубине (до ~ 500 м для отложений кындальской и до ~ 700 м для иорекской свит) по данным структурных скважин находится в пределах градаций $ПК_3$ – $МК_1$, что отвечает палеотемпературам углефикации от 60–70 до 110°C. Такие палеотемпературы характеризуют вер-

хнюю зону газообразования (ВЗГ) и верхнюю часть главной зоны нефтеобразования (ГЗН) [1, 3, 4, 6].

При увеличении глубин залегания этих отложений и их мощности, в направлении с СВ на ЮЗ катагенез отложений кындальской и иорекской свит (по петрофизическим данным) находится в пределах градаций $МК_1 - МК_2$ и $МК_2$ соответственно, что отвечает изменению палеотемператур от 110 до 170°C. Отложения чемчукинской, чагдамынской и ургальской свит в КГ находятся, в основном, в зоне среднего мезокатагенеза, отвечающей градации $МК_2$ и ГЗН [3, 4]. На юго-западе КГ в Адниканской структуре (по скв. 1А) катагенез отложений чемчукинской и чагдамынской свит возрастает до градации $МК_3$, а для ургальской свиты – до $МК_2 - МК_3$ и $МК_3$ (по Солонийской структуре, скв. 1С), а на Адниканской структуре на глубине 2600–2998 м (по скв. 1А) достигает градации $МК_3 - МК_4$, что отвечает палеотемпературам 180–195°C (для градации катагенеза $МК_3$) и 195–220°C для градации $МК_3 - МК_4$ [1, 6]. Палеотемпературы до 180°C характеризуют для этих свит конец ГЗН, а для ургальской свиты на юго-западе КГ при палеотемпературах > 180°C отвечают главной зоне газообразования [1, 4]. Это обусловлено более напряженным тектоническим режимом в южной части Кындальского грабена – нахождением Адниканской структуры в зоне Адниканского надвига [2].

Средне-верхнеюрские отложения талынджанской свиты, вскрытые частично глубокими скважинами на глубинах 2945–3006 м (скв. 4П) и 3004–3102 м (скв. 2П), находятся в пределах градаций катагенеза $МК_2 - МК_3$. Далее к юго-западу в Солонийской структуре по р. Солони они вскрыты на глубине 2890–3459 м и при плотности пород 2.60–2.65 г/см³ отвечают градациям катагенеза $МК_3 - МК_4$ находясь в ГЗГ [3, 4, 6].

Установленные градации катагенеза меловых и средне-верхнеюрских отложений КГ и отвечающие им зоны нефтегазообразования подтверждаются наличием нефте- и газопроявлений, приуроченных к этим зонам, а также промышленной газоносностью отложений кындальской свиты по скв. 1А, где уже установлены притоки метанового газа дебитом 55.5 и 98 тыс. м³/сут [2]. Эти обстоятельства повышают, наряду с другими факторами, перспективность этих отложений в отношении их промышленной нефтегазоносности.

Литература

1. Аммосов И.И., Горшков В.И., Гречишников Н.П., Калмыков Г.С. // Палеогеотермические критерии размещения нефтяных залежей. М.: Недра, 1977. 156 с.
2. Буреинский осадочный бассейн: геолого-геофизическая характеристика, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / отв. ред. Г.Л. Кириллова. – Владивосток: Дальнаука, 2012. – 360 с. (Серия «Осадочные бассейны Востока России» / гл. ред. А.И. Ханчук; т. 4).
3. Вассоевич Н.Б. Происхождение нефти // Вест. МГУ. Сер. геол. 1975. № 5.С. 3–23.
4. Вассоевич Н.Б., Корчагина Ю.И., Лопатин Н.В. и др. Главная фаза нефтеобразования // Вест. МГУ. Сер. геол. 1969. № 6. С. 3–27.
5. Крапивенцева В.В. Угленосная формация Буреинского бассейна. М.: Наука. 1979. 148 с.
6. Лопатин Н.В. Образование горючих ископаемых. М.: Недра, 1983. 192 с.

А.И. Малиновский

**ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ИСТОЧНИКИ ПИТАНИЯ И ОБСТАНОВКИ
ФОРМИРОВАНИЯ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОГО
ПРОГИБА**

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Выяснение палеогеодинамических и палеогеографических обстановок формирования древних осадочных бассейнов активных континентальных окраин зоны перехода от Тихого океана к Евразийскому континенту, а также связанных с ними крупных месторождений нефти, газа и других полезных ископаемых – одна из фундаментальных проблем современной геологии.

Одним из интереснейших бассейнов подобного типа является мел-кайнозойский Западно-Сахалинский прогиб. Прогиб располагается на территории Западно-Сахалинских гор и в акватории Татарского пролива. Восточным его ограничением является Тымь-Поронайский надвиг, западным – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс. Южным продолжением прогиба считается прогиб Исикари на о-ве Хоккайдо.

Отложения прогиба надвинуты по поверхности Тымь-Поронайского разлома на кайнозойские осадочные образования Тымь-Поронайской и Сусунайской депрессий. Прогиб выполнен мел-неогеновыми преимущественно морскими терригенными отложениями суммарной мощностью более 15 км. По данным С.В. Зябрева [1] для прогиба характерно асимметричное строение с крутым восточным и пологим западным бортом, с осевой частью, находящейся в акватории Татарского пролива вблизи Сахалина.

Район изучения включает южную часть Западно-Сахалинского прогиба. Здесь обнажены в разной степени дислоцированные и хорошо датированные разрезы от альба до маастрихта, с размывом, но без углового несогласия перекрывающиеся терригенными кайнозойскими отложениями. Таким образом, можно предполагать, что меловые и кайнозойские образования накапливались в пределах одного палеобассейна, вытянутого в меридиональном направлении на расстояние (с учетом продолжений на о. Хоккайдо) не менее, чем на 1100 км при ширине до 100 км.

Меловые отложения общей мощностью около 4900 м представлены преимущественно морскими терригенными и вулканогенно-осадочными породами (алевролитами, песчаниками, гавелитами, конгломератами, туфами, тефроидами) айской, найбинской, быковской и красноярковской свит [2].

Айская свита (альб) сложена чередованием разнозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Иногда отмечаются тонкие прослои органогенно-обломочных известняков и туффитов, а также редкие карбонатные конкреции и прослои. Мощность – до 600 м.

Найбинская свита (верхний альб – нижний сеноман) разделена на две подсвиты: существенно песчаниковую и существенно алевролитовую. Первая сложена разнозернистыми песчаниками с редкими тонкими прослоями алевролитов, аргиллитов и конгломератов, а также пачками их ритмичного переслаивания. Вторая состоит из алевролитов и аргиллитов, содержащих редкие прослои песчаников и тачки чередования песчаников и алевролитов. Мощность свиты – от 600 до 850 м.

Быковская свита (верхний сеноман – нижний кампан) разделяется на три подсвиты. Нижняя подсвита сложена переслаивающимися песчаниками и алевролитами, часто содержащими карбонатные конкреции и прослои. Средняя подсвита состоит в основном из алевролитов и аргиллитов с редкими маломощными прослоями песчаников и кислых туфов, а также с карбонатными конкрециями и прослоями. Верхняя подсвита представлена в основном алевролитами и аргиллитами с прослоями и линзами песчаников, пачками тонкого переслаивания алевролитов и песчаников, а также многочисленными карбонатными конкрециями. Мощность свиты – от 1900 до 2700 м.

Красноярковская свита (верхний кампан – даний?) расчленена на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена переслаивающимися песчаниками и алевролитами, часто туфогенными, отдельными горизонтами и линзами конгломератов и гравелитов, прослоями туфов и тефроидов, а также многочисленными карбонатными конкрециями. Верхняя подсвита состоит из туфопесчаников, туфоалевролитов, туфов, туффитов, редких горизонтов гравелитов, карбонатных конкреций. Мощность – 800–900 м.

По породообразующим компонентам песчаники мела Западно-Сахалинского прогиба относятся к полимиктовым. По классификации [3] песчаники относятся к кварц-полевошпатовым и полевошпатово-кварцевым грауваккам. Среди обломков преобладают эффузивы (до 35%), кварциты (до 30%), полевые шпаты (до 25%), кварц (до 40%). Такой набор породообразующих компонентов позволяет предполагать, что главным источником кластики были размывавшиеся кислые и основные вулканиты, терригенные и метаморфизованные породы. Заметную роль играли и синхронные вулканические процессы. Палеогеологическая интерпретация породообразующих компонентов [4] свидетельствует, что песчаники накапливались либо в бассейне сопряженном с континентальной окраиной, осложненной сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам типа Калифорнийского залива, либо в бассейне, связанном с окраинно-континентальной магматической дугой.

По тяжелым обломочным минералам заметны существенные различия между отложениями айской, найбинской и быковской свит и вышележащими образованиями красноярковской свиты. Для первых характерно преобладание в тяжелой фракции минералов сиалической (гранитно-метаморфической) ассоциации – циркон, гранат, турмалин, апатит, ругил, анатаз. В сумме их содержание достигает 80% всех минералов. Главным среди этих минералов является циркон: в отдельных пробах его содержание достигает 80%. Значительно меньше апатита (до 30%), граната и турмалина (до 8%). Фемические минералы находятся в подчиненном количестве. В отложениях красноярковской свиты сиалическая ассоциация также преобладает, но общее количество сиалических минералов значительно меньше (в сумме в отдельных пробах до 25%, а циркона до 20%). Вместе с тем, здесь значительно увеличивается содержание минералов фемической ассоциации (орто- и клинопироксен, амфибол, хромит, магнетит), в сумме составляющих до 50%). Анализ ассоциаций тяжелых минералов песчаников Западно-Сахалинского прогиба на дискриминационной диаграмме MF-MT-GM [5] показывает, что в обоих случаях на осадконакопление главное влияние оказывала размывавшаяся зрелая континентальная окраина (пассивная или трансформная), в строении которой участвовали кислые изверженные и возможно метаморфические породы. Кроме того, на втором этапе формирования прогиба, на седиментацию влияли размывавшиеся вулканические породы, а также синхронные вулканические процессы, формировавшие фемическую ассоциацию тяжелых минералов.

По химическому составу песчаники мела Западно-Сахалинского прогиба довольно однородны, отмечаются лишь незначительные колебания содержания некоторых оксидов в отдельных пробах. По своим геохимическим параметрам песчаники занимают промежуточное положение между аркозами и граувакками и характеризуются: 1) невысоким уровнем зрелости, свидетельствующей об их образовании за счет преимущественно механического разрушения материнских пород при подчиненной роли химического выветривания, 2) довольно невысокой фемичностью, промежуточной между граувакками и аркозами, 3) высокой титанистостью, свидетельствующей о значительной роли в их составе примеси основной и средней вулканокластки, и 4) относительно невысокой нормативной щелочностью, отражающей высокое содержание глинистого цемента, обломков основных эффузивов и глинисто-алевритового матрикса. Генетическая интерпретация химического состава песчаников [4] свидетельствует, что большинство песчаников Западно-Сахалинского прогиба соответствует либо приближается к полям активных континентальных окраин, которые включают в себя осадочные бассейны, сопряженные со сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам. Часть точек на диаграмме смещено в сторону полей бассейнов, которых сопряжены с островными дугами, развитыми на зрелой континентальной коре (например, Японские острова).

Таким образом, можно сделать вывод о том, основным источником обломочного материала, поступавшего в седиментационные бассейны Западно-Сахалинского прогиба в альбе – раннем кампане, вероятно была размывавшаяся зрелая континентальная окраина, в строении которой участвовали кислые изверженные и возможно метаморфические породы. Вместе с тем, дополнительным источником материала, особенно начиная с позднего кампана, были размывавшиеся эффузивные породы, а также синхронные вулканические процессы. Реконструируемые по вещественному составу обстановки осадконакопления соответствуют обстановкам бассейнов активных континентальных окраин (наиболее вероятно бассейнов, осложненными сдвиговыми деформациями по трансформным разломам).

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 12-05-00119-а и проекта ДВО РАН № 12-1-0-ОНЗ-07.

Литература

1. Зябрев С.В. Глубоководные отложения, палеогеография и палеотектоника Западно-Сахалинского прогиба: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск. 1992. 25 с.
2. Опорный разрез меловых отложений Сахалина (Найбинский разрез) / Под. ред. З.Н. Поярковой. Л.: Наука. 1987. 196 с.
3. Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–102.
4. Maunard J.B., Valloni R., Yu H.S.. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Trench-Forearc Geology. Sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins. London, Edinburgh, Melbourne: Oxford. 1982. P. 551–561.
5. Nechaev V.P.. Evolution of the Philippine and Japan Seas from the clastic sediment record // Marine Geology. 1991. V. 97. P. 167–190.

Ю.Ф. Манилов, М.Г. Дубачева

**ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ ФУНДАМЕНТА АМУРО-ЗЕЙСКОГО
ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Амуро-Зейский осадочный бассейн является перспективным объектом юга Дальнего Востока России для поисков промышленных скоплений углеводородов. В современном виде бассейн состоит из систем грабенов и горстов и входит в состав Восточно-Азиатского грабенового пояса [1].

Одной из важнейших характеристик перспективности того или иного является мощность заполняющих осадков. Малый объем бурения слабая изученность территории сейсмическими и электроразведочными методами оставляет много белых пятен во внутренней структуре бассейна. Часть неопределенностей призвана решить настоящая работа. Для этого было необходимо привлечь информацию других геофизических методов, обладающими достаточной кондиционностью и информативностью. Гравиметрия вполне отвечает этим требованиям. К положительными сторонам гравиметрии можно отнести: широкий охват территории разномасштабными съемками, высокую информативность в отношении крупных крутопадающих объектов. Однако имеют место ряд отрицательных моментов. Среди них следует отметить сложность извлечения глубинной информации в связи с наложением полей разноглубинных и разнородных источников.

Для корректного разделения разноглубинных источников использовалась апробированная ранее методика [2] комплексного анализа геофизических и геологических материалов с применением ГИС-технологий и специализированных пакетов обработки данных. Основным инструментом обработки данных геопотенциальных полей являлась компьютерная технология «КОСКАД 3D», предназначенная для обработки трехмерной цифровой геоинформации методами вероятностно-статистического анализа [3]. Широко использованные в комплексе линейные оптимальные фильтры позволяют представить исходное гравитационное поле набором составляющих с последовательным уменьшением доли низких частот. Функциональное наполнение комплекса «КОСКАД 3D» дало возможность выполнить 2D и 3D- моделирование.

Анализ гравиметрических материалов в сопоставлении с геологическими и петрофизическими позволяет утверждать, что одна часть локальных аномалий в пределах бассейна отражает его внутреннюю структуру, а другая связана с конкретными геологическими объектами. Для уточнения природы локальных аномалий и определения глубин залегания гравитирующих источников верх-ней коры построены карты глубин основных гравитирующих объектов высокочастотных составляющих поля силы тяжести.

Полученные карты размещения гравитирующих источников вместе с картами локальных аномалий высокочастотных составляющих поля силы тяжести легли в основу изучения морфологии кровли фундамента. Опорной информацией для определения мощности стратифицированных отложений являются данные МТЗ и бурения. В результате комплексной обработки получены карты мощности осадочных отложений (рис. 1).

В пределах Амуро-Зейского бассейна наибольшей глубиной до поверхности фундамента отличаются впадины: Ушумунская, Дмитриевская и Лермонтовская с мощностью чехла до 3.5 км. Более 3 км рыхлые отложения занимают в Белогорской и Спасовской впадинах. В восточной части бассейна мощность чехла меньше. Наиболее глубокие

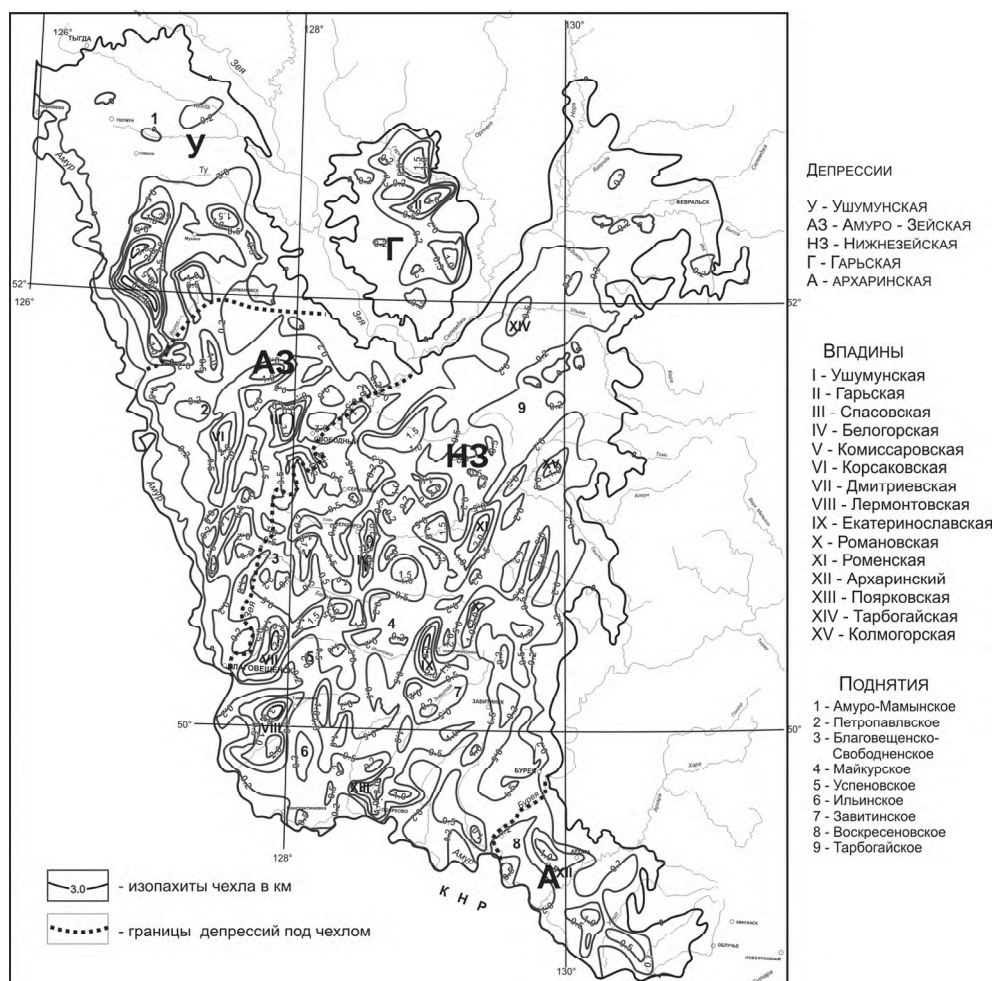


Рис. 1. Карта мощности чехла Зее-Буреинского осадочного бассейна

на этой территории Екатеринославская (более 2.5км), Романовская (около 2.5 км), Гарьская (более 2 км) впадины.

На предложенной карте хорошо видны поднятия, разделяющие депрессионные структуры. Мощность чехла над поднятиями значительно уступает соседним впадинам. Примечательно, что системы поднятий и впадин последовательно сменяют друг друга, образуя своеобразную полосчатую структуру северо-восточной направленности.

Литература

1. Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 3–13.
2. Манилов Ю.Ф. Особенности глубинного строения юго-восточной части Аргуно-Мамыньского массива (по геофизическим данным) // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29. № 6. С. 39–48.
3. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации / М: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании». 2010. 114 с.

С.А. Медведева

ЛИТОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЗОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ
ПОРОД БУРЕЙНСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН

Буреинский осадочный бассейн (ББ) расположен на северо-восточной окраине Цзямусы-Ханкайско-Буреинского массива и ограничен с востока Чегдомынским выступом. Стратиграфический разрез юрских отложений в центральной части ББ состоит из нижнеюрской дешской (J_1dl), среднеюрских синкальтинской (J_2sn), эпиканской (J_2ep), эльгинской (J_2el), чаганыйской (J_2cp), талынжанской ($J_{2-3}tl$) и верхнеюрской дубликанской (J_3db) свит. Меловой разрез сложен солонийской (K_1sn), чагдамынской (K_1ug), чемчукинской (K_1um), иорекской (K_1jr) и кындальской ($K_{1-2}kn$) свитами.

Осадочное выполнение бассейна представлено переслаиванием конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, их известковистых и туфогенных разностей, туфов и туффигов кислого состава. В верхней части разреза наблюдаются прослой и линзы углистых пород, углей и бентонитовых глин. Возраст отложений подтвержден определениями ископаемой фауны и флоры. Мощности юрских отложений варьируют по латерали от 4300 до 7500 м, меловых – от 2500 до 3500 м.

Опробование коренных выходов пород было проведено в выемках и карьерах БАМа и автомобильных дорог вдоль левобережья р.Солони, правобережий рек Эльганджя, Чегдомын, Умалта в 2009 и 2011 гг. Литологическая и петрографическая характеристики пород приводились ранее [5]. Исследования образцов, отобранных автором в 2011 г., не противоречат ранее приведенным описаниям, они расширили фактологическую базу. Нами принята петрографическая классификация В.Д. Шутова [8] и более общая по [7]. На классификационной тригонограмме фигуративные точки песчаников располагаются в поле полевошпатовых граувакк, граувакковых аркозов и аркозов. Подавляющее количество обломков пород в граувакках представлено гранитами, основными, средними и кислыми эффузивными породами, следовательно, граувакки следует относить к петрокластическим грауваккам [7]. Поскольку состав большинства обломков пород кислый, граувакки являются кислыми.

Валовый химический состав юрских терригенных пород в ББ нами изучен впервые. В 70-х годах XX века изучался состав углей, вмещающих пород и вулканитов меловой угленосной толщи [4]. Валовый химический состав определен в Лаборатории рентгеноспектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН (г.Магадан) рентгенофлуоресцентным методом (аналитики Т.Д. Борходоева и В.И. Мануилова).

В 48 пробах песчаников оксиды содержатся в количестве (в масс. %): SiO_2 – 62.4–78.2, TiO_2 – 0.08–0.88, Al_2O_3 – 11–15.8, Fe_2O_3 – 1.0–7.0, MgO – 0.07–3.37, CaO – 0.1–3.7, Na_2O – 1.32–4.9, K_2O – 1.45–5.0. Состав известковистых разностей пород в данной работе не приводится.

В песчаниках дешской и дубликанской свит определены самые высокие содержания SiO_2 , в них же – наименьшие содержания TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO .

Для систематики песчаников были использованы общепринятые литохимические классификации [6, 9, 10].

На классификационной диаграмме Ф. Петтиджона с соавторами [6] для разделения аркозов и граувакк в координатах K_2O-Na_2O большинство фигуративных точек песчаников попадает в поле граувакк, меньшинство – в поле аркозов.

Большинство проб ниже-среднеюрских песчаников с дешской по чаганыйскую свиты по величине *натриевого модуля* $HM = Na_2O/Al_2O_3$ являются граувакками ($HM = 0.21-0.37$), меньшинство – аркозами ($HM = 0.17-0.20$) [9]. Большинство проб песчаников дубликанской, солонийской и чагдамынской свит – аркозы (HM от 0.11 до 0.20), песчаник чемчукинской свиты – граувакка ($HM = 0.24$). В целом отмечается соответствие петрографических и литохимических типов песчаников.

В более поздней классификации Я.Э. Юдович и М.П. Кетрис [10] терригенные породы разделены на силиты и сиаллиты (таблица).

По значению *гидролизатного модуля* – $GM = (TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$ изученные песчаники относятся к типу силитов, подтипу истинных силитов (содержания MgO меньше 3%), алевропелиты – к типу сиаллитов. Граничным значением между ними является значение GM 0.30.

Большинство песчаников находится в интервале значений GM 0.20–0.30 (класс миосилитов), единичные значения достигают 0.33 (тип сиаллитов, класс гипосиаллитов). Песчаники дешской свиты, а также часть песчаников синкальгинской и дубликанской свит относятся к классу нормосилитов (GM от 0.18 до 0.20). Чем ниже GM , тем выше зрелость породы. Высокие цифры GM в характеризуемых песчаниках свидетельствуют об их слабой зрелости.

Величина *титанового модуля* $TM = TiO_2/Al_2O_3$ изученных песчаников варьирует от 0.014 до 0.059, чаще от 0.22 до 0.50. Пониженные значения TM отмечены в граувакковых песчаниках дешской свиты, аркозовых песчаниках синкальгинской, дубликанской свит.

Высокие значения *модуля нормированной щелочности* – $NKM = (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ (более 0.4) означают, что в породах доминируют полевые шпаты или продукты их изменения. Значения NKM находятся в интервале 0.43–0.52 (повышенно-щелочные силиты по [9]), иногда NKM варьируют от 0.54 до 0.64.

Таблица. «Сиаллитовый стандарт» – подразделения сиаллитов и сиферлитов [10]

Класс	ГМ	ТМ	ЖМ*	ФМ	НКМ	АМ	ЩМ
Гипо-	0.30–0.33	≤0.030	≤0.30	≤0.10	≤0.20	<0.20	<0.30
Нормо-	0.34–0.48	0.030–0.070	0.30–0.55	0.11–0.20	0.21–0.40	0.20–0.35	0.30–1.50
Супер-	0.49–.55	0.071–0.100	0.56–0.70	0.21–0.25	0.41–0.45	0.36–0.40	1.51–3.00
Гипер-	нет	>0.100	0.71–0.75	>0.25	>0.45	>0.40	>3.00

Примечание.* – Только для сиаллитов.

Градации силитов [10]

Гипо-(мио)	0.20–0.30	≤0.020	≤0.20	≤0.03	≤0.20	≤0.05	≤0.20
Нормо-	0.11–0.20	0.021–0.080	0.21–0.70	0.04–0.10	0.21–0.50	0.06–0.20	0.21–0.80
Супер-	0.051–0.10	0.081–0.120	0.71–1.0	0.11–0.15	0.51–0.70	>0.20	0.81–2.50
Гипер-	≤0.05	>0.120	>1.0	>0.15	>0.70	нет	>2./50

Интенсивность процесса химического выветривания породы показывает *натриевый модуль* $НМ = Na_2O/Al_2O_3$, который у изученных песчаников высок (0.19-0.40), и позволяет судить о слабом химическом выветривании пород в областях сноса, которые представляли собой, вероятно, горную область. Исключением являются песчаники дубликанской, солонийской и чагдамынской свит, $НМ$ которых составляет 0.11-0.15, до 0.22, и говорит о большей интенсивности химического выветривания. Рельеф в областях денудации был более сглаженным.

Согласно значениям *алюмокремниевого модуля* $АМ = Al_2O_3/SiO_2$ большинство песчаников - это суперглиноземистые силиты ($АМ$ 0.2–0.23), иногда нормоглиноземистые ($АМ$ 0.14–0.20). Песчаники дешской, талынджанской и дубликанской свит – нормоглиноземистые силиты ($АМ$ 0.15–0.20). Суперглиноземистость также фиксирует слабую зрелость песчаников.

По значениям *железного модуля* $ЖМ = (Fe_2O_3 + FeO + MnO)/(TiO_2 + Al_2O_3)$ от 0.20 до 0.35 и *фемического модуля* – $ФМ = (Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO)/SiO_2$ от 0.04 до 0.10 большинство исследованных песчаников является норможелезистыми и нормофемическими породами. Часть из них является гипожелезистыми (величина $ЖМ$ 0.12-0.20) и гипофемическими ($ФМ$ от 0.02 до 0.040), в основном это песчаники дешской, дубликанской и чагдамынской свит.

Значения *щелочного модуля* $ЩМ = Na_2O/K_2O$ высоки и варьируют от 0.70 до 2.9, большинство песчаников относится к супернатровым. Нормонатровыми являются песчаники дубликанской и чагдамынской свит, имеющие $ЩМ$, в основном, менее 0.80, редко до 0.91.

В 18 пробах алевропелитов оксиды содержатся в количестве (мас. %): SiO_2 – 61.9–67.5, TiO_2 – 0.50–0.78, Al_2O_3 – 13.5–18.4, Fe_2O_3 – 1.9–6.1, MgO – 0.34–2.1, CaO – 0.22–4.2, Na_2O – 0.44–3.3, K_2O – 1.47–3.9.

В соответствии с «сиаллитовым стандартом» [10] по $ГМ$ (0.29–0.37) алевропелиты отвечают типу сиаллитов, классам гипо- и нормосиаллитов. Они являются нормотитановыми, норможелезистыми, гипо- и нормофемическими, нормоглиноземистыми, нормо- и суперщелочными, нормонатровыми истинными сиаллитами.

Калиевый модуль $КМ = K_2O/Al_2O_3$ геологами-нефтяниками используется при характеристике нефтегазоносных толщ. Величины $КМ$ в песчаниках дубликанской, солонийской и чагдамынской свит колеблются от 0.23 до 0.41, в других свитах в целом они ниже и составляют 0.13–0.28. Значение $КМ$ в алевропелитах варьирует от 0.11 до 0.23.

По [9] интерпретация $КМ$ следующая: 1) < 0.10 – преобладание хлоритов при низких значениях $ЩМ$ и плагиоклазов – при высоких; 2) 0.10–0.30 – гидрослюды + хлорит (\pm плагиоклаз); при низком $ЩМ$ – гидрослюды + хлорит; 3) 0.30–0.90 – гидрослюды + ортоклаз; 4) > 0.90 – либо ортоклаз + неглиноземистые калийсодержащие силикаты (например, стильпномелан), либо при высоком $ЩМ$ – ортоклаз + плагиоклаз, что характерно только для аркозов. Следовательно, гидрослюды, хлорит и плагиоклазы присутствуют в большинстве изученных песчаников; гидрослюды и ортоклаз – в песчаниках дубликанской, солонийской и чагдамынской свит. Для юрских алевропелитов характерны гидрослюды и хлорит.

Глинистые минералы участвуют в процессах миграции микронефти из нефтематеринских толщ. По [1, 2] разбухающие глинистые минералы с наибольшей вероятностью обеспечивают нефтеобразование в осадочной толще, неразбухающие – газообразование.

Основными глинистыми минералами дисперсной фазы юрских терригенных пород являются хлорит и иллит (гидрослюды), реже каолинит, то есть неразбухающие минералы. Иногда отмечаются смектиты, возможно наличие смешанослойных минералов (те и другие обладают разбухающими свойствами). Предполагается, что юрские осадочные толщи могли продуцировать, в основном, газ.

Предыдущими исследованиями было установлено, что в вышележащих позднеюрско-нижнемеловых отложениях прослой бентонитовых глин состоят из разбухающего А1 монтмориллонита (преобладает) с примесью каолинита и гидрослюды (иллита) в различных соотношениях [3, 4]. Разбухающие глинистые минералы этих отложений участвовали, вероятно, в миграции микроневфти, выбросы и проявления которой зафиксированы в меловой кындальской свите при бурении скважин в Кындалском грабене.

Выводы

По составу песчаники кислые и соответствуют гранитоидным породам. По классификациям Ф. Петтиджона [6] и Я.Э. Юдовича [9] песчаники относятся к грауваккам, реже к аркозам.

По классификации Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [10] изученные песчаники - это гипо- и нормотитановые, гипо- и норможелезистые, гипо- и нормофемические, нормо- и суперглиноземистые, нормо- и супернатровые, щелочные истинные нормосилиты и истинные миосилиты. Миосилиты преобладают. Алевропелиты - это нормотитановые, норможелезистые, гипо- и нормофемические, нормоглиноземистые, нормо- и суперщелочные, нормонатровые истинные гипо- и нормосиллиты. Преобладают нормосиллиты.

Породы в целом незрелые. В горной области сноса преобладало физическое выветривание.

Из нефтематеринских толщ при благоприятных условиях могли мигрировать нефть и газ при преобладании последнего.

Работа выполнена в рамках интеграционного проекта УрО, СО, ДВО РАН «Субдукционные и орогенные осадочные бассейны Северной Евразии: индикаторные литологические и изотопно-геохимические характеристики отложений, минералогия», грант ДВО РАН 12-И-0-08-002.

Литература

1. Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А., Хаин В.Е. Геология и геохимия нефти и газа. М.: Изд-во МГУ, 2000. 384 с.
2. Бурлин Ю.К., Конохов А.И., Карнюшина Е.Е. Литология нефтегазоносных толщ. М.: Недра, 1991. 286 с.
3. Давыдова Т.Н., Гольдштейн Ц.Л. Литологические исследования в Буреинском бассейне. М.: Гостоптехиздат, 1949. 287 с.
4. Крапивенцева В.В. Угленосная формация Буреинского бассейна. М.: Наука, 1979. 148 с.
5. Медведева С.А. Предварительные данные о петрографии и редкоземельных элементах юрских терригенных пород рр. Солони и Эльганджа (Буреинский осадочный бассейн, Дальний Восток) // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии: VII Косыгинские чтения. Хабаровск: ИГиГ ДВО РАН, 2011. С. 519–522.
6. Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
7. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеев Э.И. и др. СПб.: Недра, 1998. 352 с.
8. Шутов В.Д. Классификация песчаников. // Литология и полезные ископаемые. 1967. №5. С. 86–103.
9. Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Ленинград: Наука, Ленинградское отделение. 1981. 276 с.
10. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

Г.И. Мишукова, Н.Л. Пестрикова, В.Ф. Мишуков

ИЗМЕНЧИВОСТЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОТОКОВ МЕТАНА НА ГРАНИЦЕ ВОДА–АТМОСФЕРА НА АКВАТОРИЯХ ЯПОНСКОГО, ОХОТСКОГО МОРЕЙ И ОТКРЫТОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

*ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

Изучение пространственного распределения метана в водной среде является важным для определения источников и механизмов, влияющих на его содержание. Особую актуальность имеет расчет потоков метана на границе вода–атмосфера, так как, несмотря на незначительное содержание в атмосфере, метан играет исключительно важную роль в формировании климатических условий всей нашей планеты. Он активно участвует в фотохимических реакциях в стратосфере и способствует разрушению озонового слоя, кроме этого является одним из парниковых газов [1].

Цель настоящей работы – исследование пространственного распределения метана в поверхностном слое морской воды и его потоков на границе вода–атмосфера при непрерывном определении концентрации метана на больших акваториях за небольшой промежуток времени.

Отбор проб морской воды осуществлялся на ходу движения судна с помощью заборного устройства на глубине 4 м от поверхности моря. Газохроматографическое определение состава газовой фазы производилось на борту судна.

Для расчета растворенного в морской воде метана использовалось уравнение, приведенное в работе [3].

Данные о положении эпицентров времени и магнитудах землетрясений за 2010–2011 гг. для учета влияния сейсмической ситуации района в момент проведения экспериментальных исследований взяты на сайте U.S. Geological Survey, National Earthquake Information Center. World Data Center for Seismology [5].

Расчет потоков метана проводился по методологии, описанной в работе [1, 2].

$$F = K^{\text{общ}} \Delta C, \quad (1)$$

где $K^{\text{общ}}$ – суммарный коэффициент газообмена на границе вода–воздух при коэффициенте молекулярной диффузии метана в морской воде (D_w , $\text{см}^2 \text{с}^{-1}$), температуре воды, солености и скорости ветра (U , м с^{-1}) в момент измерения равен:

$$K^{\text{общ}} = K_t + K_o + K_n, \quad (2)$$

где $K_t = 2\{D_w/\pi t^*\}^{1/2}$ – термический коэффициент газообмена [1]; $K_o = \{D_w S\}^{1/2}$ – коэффициент газообмена для обрушений волн; $S = 4.5 \cdot 10^{-6} U^{3.31}$ (с^{-1}); $K_n = 2\{D_w M\}^{1/2}$ – коэффициент газообмена для схлопывания пузырьков; $M = 2.76 \cdot 10^{-5} U^{3.74}$ (с^{-1}).

Разность концентраций метана в морской воде (ΔC) рассчитывается как разность между измеренной концентрацией метана и равновесной концентрацией, которую имел бы атмосферный метан в морской воде при данной температуре, солености и при атмосферном давлении.

Динамика коэффициента газообмена в зависимости от скорости ветра и сравнение вклада коэффициентов газообмена метана на границе вода–атмосфера определена по экспериментальным данным для 750 гидрометеорологических условий.

Обнаружено, что в океанических условиях при скоростях ветра до 3 м с^{-1} общий коэффициент газообмена в основном обусловлен термической конвекцией. Начиная с

4 м с⁻¹ определяющую роль в газообмене на границе вода–воздух играет механизм схлопывания пузырьков, а рост коэффициента газообмена пропорционален скорости ветра в степени 1.87.

Максимальное значение потока метана 126 Моль/км² сут. наблюдалось при разности концентраций 36 нмоль л⁻¹ при скорости ветра 9 м с⁻¹, и очень высокие 102 Моль/км²·сут. при разности концентраций 8 нмоль л⁻¹ в южной части хребта Витязь при штормовой скорости ветра 19 м с⁻¹. Последующие значения имеют меньшую величину и сопровождаются возрастанием разности концентраций при уменьшении скорости ветра. Положение максимума скорости выделения метана смещается в сторону больших скоростей ветра при уменьшении разности концентраций. При малых скоростях ветра и небольших потоках метана в атмосферу происходит повышение концентрации метана в приповерхностных водах за счет его переноса из глубинных источников. При повышении скорости ветра и увеличении потока метана концентрация газа в морской воде быстро падает до равновесных значений, если нет быстрого подвода метана из нижележащих слоев, и, соответственно, поток метана уменьшается до минимальных значений.

Большая изменчивость потоков метана на границе вода–атмосфера на изучаемой акватории связана с неоднородным пространственным распределением метана в поверхностном слое воды (рис. 1).

Для района работ в Японском море диапазон концентраций метана составил от 3 до 36 нмоль л⁻¹ (среднее значение: 7 нмоль л⁻¹). При движении от г. Владивосток на восток вдоль южного побережья Приморского края отчетливо выделяется участок с повышенными концентрациями метана (от 10.2 до 36.3 нмоль л⁻¹). Далее по направлению на северо-восток на профиле м. Поворотный – пр. Лаперуза концентрации метана снижаются от 10,7 до 4,8 нмоль л⁻¹, а затем медленно возрастают до 11–13 нмоль л⁻¹ на входе в пролив Лаперуза. При обратном движении на акватории Японского моря был

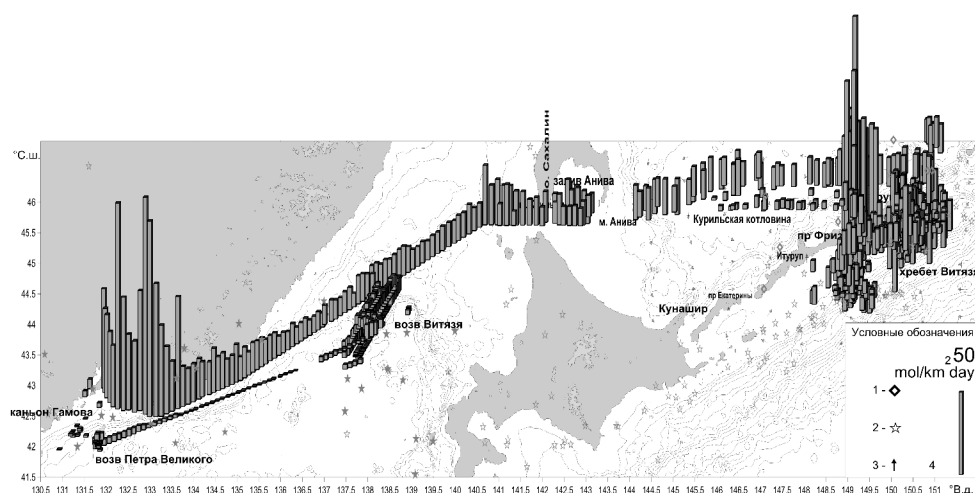


Рис. 1. Распределение потоков метана на границе вода–атмосфера; Условные обозначения: 1 – подводные вулканы [4], 2 – эпицентры землетрясений 2010 г. и за 2008–2009 г.г. для Японского моря [5], 3 – направление поверхностных течений, 4 – потоки метана (моль/км² сут).

выполнен полигон в районе возвышенности Витязь. Здесь неоднородный характер распределение метана, обусловлен, по-видимому, наличием подводных источников метана. На полигоне зарегистрированы концентрации метана от 3,4 до 7,6 нмоль л⁻¹; (среднее значение: 5,6 нмоль л⁻¹). Можно выделить область пониженных концентраций метана преимущественно в северной части полигона и область повышенных концентраций метана в южной части относительно северной. На полигоне в Японском море в районе возвышенности Петра Великого концентрации метана изменялись в диапазоне от 4,1 до 8 нмоль л⁻¹, (среднее значение: 6 нмоль л⁻¹), а в пределах каньона Гамова – от 4,5 до 5,1 нмоль л⁻¹ (среднее значение: 5 нмоль л⁻¹).

Сравнение данных на маршруте туда и обратно в центральных районах Курильской котловины показало, что большинство значений концентраций метана превышали равновесные в 1,5–2 раза, а поток при скоростях ветра 8 м с⁻¹ составил 7 до 15 моль/км² сут, на обратном маршруте в октябре резко снизился с 12 до 2 моль/км² сут. когда скорость ветра заметно ослабела с 8 м с⁻¹ до 2 м с⁻¹. Изменение температуры воды в сентябре и октябре было одинаковым и составило 7–18 °С.

Анализ полученных результатов показывает неоднородность распределения метана на поверхности в пределах Тихоокеанского полигона. На значительной части акватории наблюдаются значения, близкие к равновесным около 3 нмоль л⁻¹, но повышенные значения фиксируются в трех частях полигона до 13 нмоль л⁻¹: район пролива Фриза, в южной и центральной частях хребта Витязь.

Ранее нами для залива Петра Великого Японского моря [1] была разработана модель расчета полей течений и распространения примеси в морской среде и было показано, что адвективный перенос вод обуславливает формирование полей метана в поверхностных морских водах. Используя указанную модель для условий Охотского моря был проведен расчет квазистационарной структуры течений для августа при воздействии летнего муссона при скоростях ветра в диапазоне 6–10 м с⁻¹ юго-восточного направления для летнего сезона. Результаты расчета показали, что в районе исследований наблюдается сложная структура течений с формированием многочисленных циклонических и антициклонических вихрей. В южной части Курильской котловины формируется круговорот вод с движением водных масс против часовой стрелки, который севернее о. Уруп переходит в течение северного направления. Благодаря круговороту в южных проливах от Елизаветы до Буссоль происходит вынос охотоморских вод в Тихий океан. В центре циклонического вихря в Курильской впадине в зоне конвергенции морских вод наблюдаются повышенные концентрации метана в диапазоне 7–10 нмоль л⁻¹, а по периферии круговорота от 3 до 7 нмоль л⁻¹. Это широко известное в океанологии явление, когда в зоне конвергенции концентрируются различные загрязняющие соединения, такие как нефтяные углеводороды и плавающий пластиковый мусор.

С тихоокеанской стороны Курильских островов формируется цепочка антициклонических вихрей, в центральной зоне которых происходит подъем глубинных морских вод с последующей их дивергенцией вблизи морской поверхности. Подъем обедненных растворенным метаном глубинных вод вызывает снижение содержания метана в центральной области вихря и, таким образом, происходит блокировка выноса метана в открытый океан, при концентрировании метана в прибрежных областях. Кроме этого, можно ожидать, что основные подводные источники метана находятся также в зоне шельфа и склона Курильских островов, как это наблюдалось на северо-восточном

побережье о.Сахалин [1], что вызывает повышенное содержание метана именно в прибрежных морских водах.

Распределение метана в поверхностном слое хорошо согласуется со схемой направления течений.

Нарушение структуры земной коры в момент землетрясений, вероятно, способствовало выходу метана из подземных источников и проявилось в увеличении концентраций метана. В изучаемом регионе на момент проведения исследований отмечается высокая сейсмическая активность. К югу от Тихоокеанского полигона с 4 по 20 сентября зафиксировано 10 случаев землетрясений (на рисунке эпицентры землетрясений оконтурены эллипсом).

Для исследования пространственного переноса метана также была использована модель расчета полей течений и распределения примеси. В качестве координат 4 подводных источников метана взяты координаты эпицентров землетрясения в Японском море. Поле распространения метана носит неоднородный характер и хорошо согласуется с результатами расчетов. Непрерывное выделение метана в морскую среду из источника южнее г. Находка на период 17–18.09.2010 под влиянием суммарных течений образует ареал распространения, северная часть которого и зарегистрирована в экспериментальных данных в виде повышенных концентраций метана от 20 до 36 нмоль·л⁻¹. Следует отметить, два других источника и в центральной части залива Петра Великого, возможно, вызывают увеличение содержания метана на станциях южнее о. Аскольд. Моделирование на период 9–10.10.2010 показало, что образуется ветвь переноса водных масс, которая распространяется в южном направлении и формирует повышенные неоднородные концентрации метана в районе возвышенности Петра Великого. Данный расчет проводился при слабых южных ветрах, которые обусловили перенос водных масс от источников в северном направлении, что способствовало возрастанию концентрации метана в районе каньона Гамова по экспериментальным данным.

В целом, исследуемая область характеризуется неравномерным распределением потоков метана на границе вода–атмосфера. Это связано с рядом особенностей и условий района – гидрологических, геологических и сейсмотектонических.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ № 12-05-31179 по проекту «Исследование газовых гидратов и выходов природного газа в Охотском море» и российско-японского гранта РФФИ № 12-05-92104 ЯФ_a

Литература

1. Мишукова Г.И., Обжиров А.И., Мишуков В.Ф. Метан в пресных и морских водах и его потоки на границе вода–атмосфера в Дальневосточном регионе. Владивосток: Дальнаука. 2007. 159 с.
2. Michoukov V., Mishukova G. White caps and bubble mechanisms of gas exchange between ocean and atmosphere // Proceedings of the 2nd International Sym “CO2 in the Oceans” Ed. Y. Nojiri, Publ: Environ. Agency of Japan. 1999. P. 517–520.
3. Wiessenburg D.A., Guinasso N.L. Equilibrium Solubility of Methane, Carbon Dioxide, and Hydrogen in Water and Sea Water // Journal of Chemical Engineering Data. 1979. Texas: Department Oceanographu Universitu A&M Vol. 24, № 4. P. 356–360.
4. Сервер Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН http://www.kscnet.ru/ivs/grant/grant_05/kurily/index.html
5. U.S. Geological Survey, National Earthquake Information Center. World Data Center for Seismology. – http://neic.usgs.gov/neis/bulletin/neic_edau_1.html

А.И. Обжиров**ИСТОЧНИКИ МЕТАНА, ОБРАЗУЮЩИЕ ГАЗОГИДРАТЫ В ОХОТСКОМ МОРЕ**

*ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

Введение

Лаборатория газогеохимия ТОИ ДВО РАН с 1984 года выполняет исследования газогеохимических полей и газогидратов в морских донных осадках, выясняет их геологические и геофизические закономерности распространения в Охотском море, изучает потоки пузырей метана из донных отложений в водную толщу, которые обычно сопряжены с полями газогидратов и оказывают влияние на окружающую среду.

Основной целью является изучение условий формирования и разрушения подводных газогидратов в Охотском море как базы для внедрения новых технологий и технического решения поисков субмаринных газогидратов и добычи из них метана.

Методика работ заключается в выполнении комплекса геологических, геофизических, гидроакустических, газогеохимических, океанологических, батиметрических исследований [1–4] и анализе имеющихся и получении новых в экспедициях данных, на основе которых выполняется поиск газогидратосодержащих площадей, оценка объема газогидратов и потока метана, разработка научной основы извлечения метана из газогидратов.

С 1998 года экспедиционные работы по изучению газогидратов и потоков метана в Охотском море выполняются по международным проектам – Российско-Германскому (КОМЕКС, 1998–2004), Российско-Японско-Корейскому (ХАОС, 2003–2006 и СА-ХАЛИН, 2007–2012, 2013–2017 гг.).

Результаты исследований

Для формирования газогидратов необходим газ, вода, низкая температура и высокое давление. В морях обычно район перехода из шельфа в склон осложнен зонами разломов, по которым при сейсмо-тектонической активизации могут поступать углеводороды как мантийные, так и из более глубоких горизонтов нефте-газосодержащих пород, в том числе угленосных отложений. В этом заключается очень важная закономерность – сопряженность процессов формирования нефтегазовых месторождений и газогидратов. При этом газогидраты играют роль покрышки и консервации метана и тяжелых углеводородов.

Тектонический режим островного склона о-ва Сахалин контролируется системой надвигов и взбросов, ориентированных в направлении СЗ-ЮВ. Разломы существуют по всему склону от бровки шельфа до глубин ~ 1000 м. Эти разломы являются активными, поскольку они пересекают осадочную толщу, достигая морского дна и образуя на склоне уступы. Характер распределения очагов газовой разгрузки на восточно-сахалинской окраине предполагает, что они коррелируют с определенными тектоническими зонами (рис. 3). Очевидно, что в северной части исследованного района все участки газового просачивания локализируются в пределах надвигов, образованных при СВ-ЮЗ сжатии. Анализ данных акустического профилирования показал хорошую сопоставимость между обнаруженными гидроакустическими аномалиями и морфоло-

гическими особенностями склона. Найденные факелы располагаются на трех участках морского дна: возле бровки шельфа, в средней и нижней части склона, при этом большая их часть концентрируется в пределах глубин 600–900 м (рис. 1).

Одним из главных вопросов в изучении условий формирования и разрушения газогидратов в Мировом океане является выяснение источников метана, который образует газогидрат в условиях его стабильности при низкой температуре и высоком давлении. До сих пор идет дискуссия, метан, какого генезиса является основным гидрат образующим – или микробный или термогенный метан. Отмечу, что это один из важных вопросов, так как от его решения зависит масштаб газогидратообразования и количество содержания в них метана.

В результате исследований [3] выяснено главное. Основное количество метана, который образуют газогидраты, является термогенный метан нефтегазодержащих пород и других источников недр – угольный метан, глубинный метан литосферы. Термогенный метан проникает к поверхности по зонам разломов и в условиях низкой температуры и высокого давления формируют газогидраты. При этом на поверхности метан частично перерабатывается микробами в связи с чем, изотопное отношение метана облегчается и его $\delta^{13}\text{C}$ изменяется в среднем от -55 до -65‰. Этот вывод очень важен тем, что газогидраты взаимосвязаны с нефтегазовыми залежами, являются хорошими покрывками и консервантами метана. В этом случае запасы метана в газогидратах могут быть очень значительными.

В работе [5] представлен пример формирования газогидратов в районе нефтегазовых залежей на Аляске. Газогидраты обнаружены в районе нефтегазовых месторождений Прадхо Бей и Купарук Ривер. В этом регионе формирование слоев газогидратов взаимосвязаны с нефтегазовыми залежами (рис. 2а). На этих месторождениях газ из нефтегазодержащих пород по зоне разлома поднимается вверх и в зоне, благоприятной по давлению и температуре для образования газогидратов, формируются слои га-

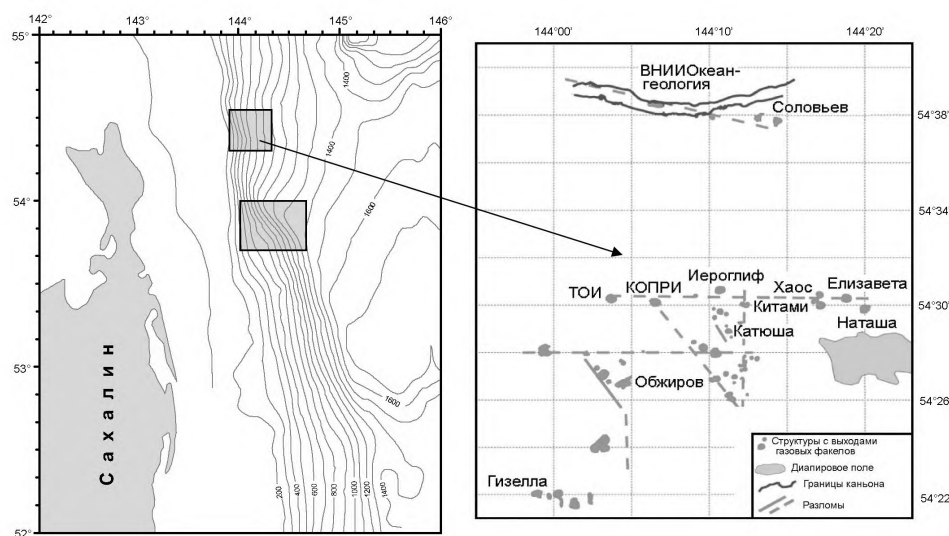


Рис. 1. Распределение структур, приуроченных к зонам разломов, где обнаружены газогидраты и потоки пузырей метана из донных отложений в воду в Охотском море

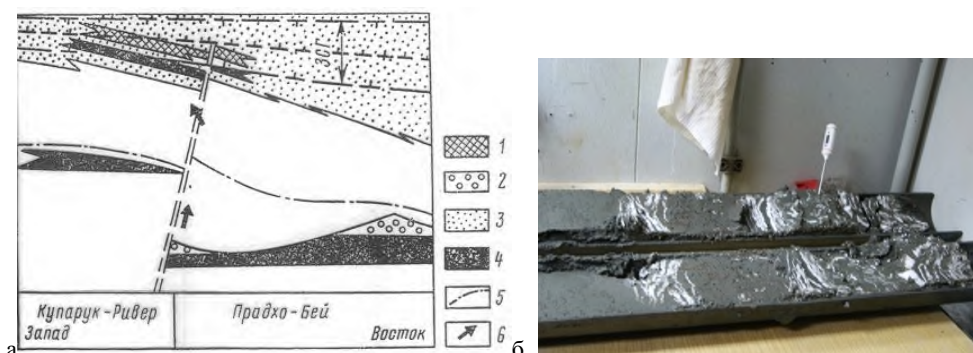


Рис. 2а. Схематический разрез [11] гидратсодержащего района месторождений Купарук-Ривер и Прадхо-Бей (Аляска). 1 – гидратсодержащие отложения; 2 – газовые шапки месторождений; 3 – свита Сагаванирктоток (ЗСТГ – зона стабильности газогидрата); 4 – нефтегазсодержащие отложения; 5 – подошва морских сланцев; 6 – направление движения газа.

Рис. 2б. Газогидраты в Охотском море (светлые слои внутри донных илистых осадков).

зогидратов. Газогеохимическими исследованиями в Восточно-Сибирском море [4] в донных осадках обнаружена аномалия метана (19.4 мл/л) на глубине моря 41 м в зоне разлома. Это показывает, что и в морях Арктики идут те же процессы, как в Охотском море.

В поднятых колонках осадков газогидраты представлены, главным образом, тонкими прослойками и линзами среди неслоистых осадков мощностью от 1 мм до 1–2 см, расположенными субгоризонтально или наклонно (Рис. 2б), реже отмечается необычная субвертикальная и волнистая текстура, которая образуется в потоке метана из недр в зонах разломов.

На широтах 52° – $54^{\circ}36'$ в колонках воды, начиная с поверхности и до дна, зафиксированы аномальные концентрации метана. Особенно они высокие на широте $54^{\circ}03,7'$. В этом районе проходит разлом «Лаврентьев» и вся колонка воды (станция LV36-75С) насыщена метаном. На поверхности его концентрация достигает 1650 нл/л, в придонном слое (380 м) – 9200 нл/л. В промежуточных слоях в этом районе обнаружены еще большие концентрации метана – 19000 нл/л на глубине 150 м и 14000 нл/л на глубине 300 м. К северу и югу от этой станции концентрации метана в водных колонках в этом районе несколько ниже, но так же аномально-высокие – 500–5000 нл/л.

Аномалии метана здесь связаны с его потоками из донных осадков, содержащих газогидраты и нефте-газовые залежи. Пути миграции газа (метана) являются зоны разломов, которые в период сейсмо-тектонической активизации раскрывают недра и разрушают нефтегазовые залежи и газогидраты. Причем часто источником метана является свободный газ, накапливающийся под непроницаемыми газогидрат-содержащими отложениями. При этом, когда поток метана достигает поверхности и попадает в условия низкой температуры и высокого давления, в верхних слоях донных осадков образуются вновь газогидраты, которые можно отобрать гравитационной трубкой на глубинах от первых метров поверхности осадка до глубины проникновения трубки в осадок (6–9 м). Именно благодаря сейсмо-тектонической активизации восточного Сахалинского склона Охотского моря в настоящее время (с 1988 года по настоящее вре-

мя), здесь обнаружено более 500 потоков метана и 17 площадей, где отобраны газогидраты [1–3].

Заключение

В результате выполненных работ в экспедициях в Охотском море были выявлены некоторые закономерности в распределении метана в водных колонках и донных осадках. Наиболее важные из них следующие:

1. На восточном Сахалинском шельфе и склоне Охотского моря в водной толще обнаружено более 500 выходов пузырей метана, которые мигрировали из донных отложений. Концентрации метана в воде внутри них превышают 10000–20000 нл/л. За пределами потока пузырей метана его концентрация снижается в 100–200 раз. В районе потоков метана обнаружено 17 полей газогидратов.

2. В донных осадках Охотского моря обнаружены обширные поля газогидратов. В районе их распространения концентрация метана в колонках осадков достигает 50–500 мл/л, что превышает фон в 10000 раз и более. В среднем мощность газогидратсодержащих осадков составляет около 200 м.

3. Основной причиной увеличения количества выходов метана в воде восточного склона и шельфа Сахалина Охотского моря является активизация сейсмо-тектонических процессов в этом регионе. Это связано с тем, что в зонах разломов увеличивается тепловой поток, уменьшается давление, что приводит к разрушению газогидратов и образованию больших количеств метана, который в виде пузырей поступает из недр в воду и атмосферу. Кроме того, при активизации зон разломов происходит более интенсивная миграция газа (метана) из-под подошвы газогидратов и нефтегазовых залежей и (или) нефтегазоносных пород к поверхности.

4. В районе выходов пузырей метана формируются морфоструктуры нарушенных донных осадков. Как на глубине моря, так и на шельфе эти структуры напоминают грязевые вулканы и покмаки.

5. Данные по аномальным газогеохимическим полям метана можно использовать для расчета потока метана из недр в воду и из воды в атмосферу в районе западной части Охотского моря. Эти сведения важны для исследования глобальных процессов изменения (потепления) климата. В этой связи применение мониторинга как метода исследования газогеохимических полей в водной толще различных акваторий является перспективным инструментом для фундаментальных и прикладных геолого-геохимических исследований на море.

6. Осадочная толща Сахалинского северо-восточного склона Охотского моря имеет все характерные особенности, присущие районам газовой разгрузки: большое количество гидротроилита, биотурбация осадков, сильная газонасыщенность и запах сероводорода, карбонатные конкреции различной степени литификации, большое количество раковин хемосимбиотной фауны моллюсков, прослойки, линзы и массивные залежи газовых гидратов.

Литература

1. A.Obzhairov, R. Shakirov, A. Salyuk, E. Suess, N. Biebow and A. Salomatin. Relations between methane venting, geological structure and seismo-tectonics in the Okhotsk Sea // *Geo-Marine Letters*. 2004. V. 24, N. 3. P. 135 – 139.
2. Обжиров А.И., Салюк А.Н., Шакиров Р.Б. и др. Потоки метана и газогидраты в Охотском море. // *Наука и техника в газовой промышленности*. Москва: ООО «Газпром». 2004. № 1–2, С. 20–25.
3. Обжиров А.И. и др. Мониторинг метана в Охотском море. *Дальнаука*, 2002, 250с.
4. Р.Б.Шакиров, А.В.Сорочинская, А.И.Обжиров. Некоторые газогеохимические особенности осадков Восточно-Сибирского моря // *Региональные проблемы*. 2012. Том 15, № 1. С.33–40
5. Thomas D. Loranson, Timothy S. Collet, Robert B. Hunter. Gas geochemistry of the Mount Elbert gas hydrate stratigraphic test Well Alaska North slope implications for gas hydrate exploration in the Arctic // *Marine and Petroleum Geology*. 28 (2011) 343–360

Н.Л. Пестрикова, А.И. Обжиров

ГАЗОВЫЕ ГИДРАТЫ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ В ОХОТСКОМ МОРЕ

*ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

Газогидраты были известны химикам уже в начале XIX в. [15]. Нефтяная промышленность узнала о существовании газогидратов в 1930-х гг., когда было обнаружено, что их образование является причиной «закупорки» нефтепровода во время транспортировки природного газа [16, 15]. В начале 1960-х гг. советские геологи и геохимики А.А. Трофимук, Н.В. Черский, В.Г. Васильев, Ю.Ф. Макогон, Ф.А. Требин, основываясь на теоретических моделях и экспериментальных данных, установили ранее неизвестное свойство природных газов образовывать в земной коре при определенных термобарических условиях (температура – до 295 °К, давление – до 250 атмосфер) залежи в твердом – газогидратном – состоянии. Можно смело говорить, что это открытие, зарегистрированное в Государственном реестре открытий СССР в 1961 г. [2], явилось одним из наиболее выдающихся геологических событий XX в. В 1966 г. В.А. Соколов высказал предположение о возможности образования гидратов природных газов в породах дна морей и океанов [6].

Газогидраты представляют собой образования, состоящие из смеси газа и воды. Основным элементом гидратов является кристаллическая ячейка из молекул воды, внутри которой размещена молекула газа [1]. Достаточно значительные количества природного газа могут находиться в осадочных отложениях в форме газогидратов: одна объемная единица гидратов содержит газ, который способен занимать до 170 объемных единиц при нормальных условиях. В Мировом океане благоприятные термобарические условия для образования и существования скоплений газогидратов существуют, начиная с глубин около 300 – 400 м [3], что в сочетании с огромными площадями распространения осадочных отложений (особенно в пределах континентальных склонов) делает проблему изучения газогидратов в морских условиях особенно актуальной.

В настоящее время в Охотском море известны три района, где в донных отложениях присутствуют газогидраты: восточный сахалинский склон, Припарамуширский район Курильских островов, Курильская котловина [5, 10, 3, 12, 13, 14, 17, 8, 9 и др.]. Скопления газогидратов обнаружены в донных осадках в районе очагов газовой разгрузки, контролируются такими флюидопроводниками, как зоны разломов, диапиры и, возможно, грязевые вулканы.

К 2009 г. в районе северо-восточного сахалинского склона выявлены около 400 выходов природного газа (преимущественно метанового состава) из донных отложений в воду и 11 структур, где отобраны газовые гидраты. Газогидраты зафиксированы в приповерхностных слоях донных осадков в результате грунтового пробоотбора в разнообразных формах, но главным образом, в виде линз, слоев, прослоев, их фрагментов, в том числе секущих осадок слоев по направлению движения потока газа.

Изучение газовой составляющей осадков Охотского моря показало, что в осадках, не содержащих газогидраты, концентрации метана обычно возрастают с 200 см до 400–500 см и достигают 0,1–1,0 мл/л. В интервале 0–200 см они, как правило, не превышают 0,005–0,01 мл/л. Начиная с глубин 600–1000 см, концентрации метана уве-

личиваются в 10 раз по сравнению с вышележащим интервалом. В гидратсодержащих отложениях эта закономерность нарушается, так как гидратоносные горизонты содержат достаточно большой объем метана и могут встречаться на различной поддонной глубине. В газогидратсодержащем керне независимо от интервала концентрация метана увеличивается до 500 мл/л и более, достигая порой 3000 мл/л.

В водной толще северо-западного сектора Охотского моря концентрации метана резко возрастают, когда его источниками в осадочных отложениях являются газогидраты, пространственно расположенные вдоль активных разломных зон. Пузыри газа, поступающие из донных отложений в районе очагов газовой разгрузки, устремляются вверх и создают аномалии с максимальными значениями концентрации метана 20 000–200 000 нл/л у дна и 500–1000 нл/л по мере приближения к поверхности моря. В то время как в районе нефтегазоносных структур концентрации метана в придонной воде составляют 2500 нл/л при фоновых значениях в районе на 1–4 порядка ниже указанных величин.

В 2009 г. был изучен новый район подводной газовой разгрузки в Охотском море, расположенный южнее ранее открытых площадей газогидратопроявления и выходов природного газа из донных отложений в воду в пределах северо-западного сектора акватории [18]. Обнаружено около 200 газовых выходов. Выявлены аномалии метана в придонном слое воды порядка 1000–2000 нл/л. Исследованы осадочные донные отложения. Выявлены участки в пределах нового южного района перспективные на газогидратоносность (повышенные значения метана в осадке, наличие творожистой структуры при визуальном обследовании поднятого материала и пр.). Однако, в отличие от уже известной площади признаки присутствия газогидратов здесь тяготеют к более глубоким горизонтам отложений, проявления метана по величине меньше, чем в северной части. Возможно, это связано с более глубинным нахождением самих газогидратов в новом районе.

В 2010 г. [19] в пределах нового обширного района распространения газовых выходов, открытого в 2009 г. и расположенного южнее известной северной площади, обнаружены газогидратсодержащие отложения (на трёх станциях). Также зафиксировано около 200 выходов пузырей метана из донных отложений в воду. В донных осадках, отобранных в районе газовых выходов, обнаружена аномальная концентрация метана (200 мл/л), которая в 1000–10000 раз превышает фон. В придонном слое воды в районе газовых потоков отмечена концентрация метана 2000–4000 нл/л, что превышает фон в 100 раз и более. Выявленные в донных осадках слои газогидратов обнаружены на глубине около 2 м от дна. Мощность газогидратсодержащей толщи составляла почти 1 м. Мощность слоев газогидратов – от 2.0 до 0.5 см. Общее количество газогидратов в толще не превышало 20 %. Состав газа газогидратов: $\text{CH}_4 = 94.9\%$, $\text{C}_2\text{H}_6 = 0.0046\%$, $\text{C}_3\text{H}_8 = 0.00015\%$ и $\text{CO}_2 = 0.145\%$. Кроме того, геофизической съемкой выделены структуры с потоками газа и изменением поверхности дна с образованием неровностей, сформированных, вероятно, газо-флюидными потоками, поднимающимися из глубоких слоев осадочного чехла.

В 2012 г. впервые на юге Охотского моря в Курильской котловине обнаружены газовые гидраты (59 рейс на НИС «Академик М.А. Лаврентьев»). Газовые гидраты здесь вскрыты в донных осадках со стороны залива Терпения на глубине моря 1020 м. Несколько южнее площади, где были открыты газовые гидраты, на глубине 2200 м обнаружен мощный поток пузырей метана из донных отложений в воду, который дос-

тигает поверхности моря. Концентрации метана в придонной воде в районе исследования в пределах газовых выходов варьировали от 1000 нл/л до 2000 нл/л.

Как известно, присутствие газа в гидратном состоянии в непосредственной близости от морского дна возможно только при условии его постоянного поступления снизу [7]. Чем интенсивнее приток газа, тем на меньшей глубине от поверхности дна возможно образование газогидратов. Глубина моря в районах полей газогидратов, вблизи о. Сахалин и о. Парамушир, составляет от 385 до 1040 м (давление от 4 до 10 МПа), а температура у дна – в интервалах 2,2–2,3 °С и 1,7–2,2 °С, соответственно [5, 3, 8, 9].

Что касается источника метана газовых гидратов Охотского моря, то следует обратить внимание на то, что западный борт впадины Дерюгина расположен вблизи открытых и прогнозируемых нефтегазоносных площадей о. Сахалин и прилегающего к нему шельфа. Подобная картина типична для многих гидратсодержащих площадей Мирового океана, например, Мексиканский залив. Подток метана из нефтегазовых залежей в регионе рассматривается нами в качестве источника газа, поступающего в зону стабильности газогидратов, часть которого преобразуется в гидратную фазу, а другая часть разгружается в воду на морском дне в зоне нарушений. Изотопный анализ углерода метана газовых гидратов северо-западного сектора Охотского моря указал на смешанный характер их образования ($\delta^{13}\text{C}$ составляет -55 – -65 ‰). Для сравнения, основным источником метана газовых гидратов скопления Купарук Ривер – Прадхо Бей (Аляска) считаются катагенетические или ещё более глубинные углеводороды [4]. Значение $\delta^{13}\text{C}$ составляет от -37 ‰ до -80 ‰. Как показано в работе этих авторов, изотопный состав углерода метана здесь не укладывается в диапазоны, которые в традиционных представлениях соответствуют микробному метану. Для такого метана характерен экстремально изотопно-легкий состав метана по углероду (до -110 ‰). Убедительным доводом в пользу смешанного состава метана газовых гидратов северо-восточного сахалинского склона служит и тот факт, что благоприятные условия (P-T условия и источник вещества – микробная деятельность) для гидратообразования существуют практически вдоль всего восточного побережья о. Сахалин. Однако, обнаруженные скопления газовых гидратов тяготеют именно к участкам тектонических нарушений северо-западного сектора Охотского моря, по которым мигрируют газы из глубоких горизонтов донных отложений.

Таким образом, Охотское море является природным объектом, сочетающим в себе весь необходимый набор факторов и условий для реализации и существования процесса формирования-разрушения газовых гидратов.

Литература

1. Бык С.Ш., Макогон Ю.Ф., Фомина В.И. Газовые гидраты. М.: Химия, 1980. 296 с.
2. Газогидраты морей и океанов ждут изучения и освоения. Газогидраты. Скопления. Новости. 23 июля 2005 г. / Центр информационных технологий и систем органов исполнительной власти. ЦИТиС / Информационные системы в интересах ОГВ / ЕСИМО. – <http://www.citis.ru/info-systems/esimo/news/23-07-05/2/>.
3. Гинсбург Г.Д., Соловьев В.А. Субмаринные газовые гидраты. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. 199 с.
4. Дмитриевский А.Н., Валяев Б.М. Распространение и ресурсы метана газовых гидратов // Наука и техника в газовой промышленности: научно-технический журнал. М.: ООО «ИРЦ Газпром», 2004. С. 5–13.
5. Зоненшайн Л.П., Мурдмаа И.О., Баранов Б.В., Кузнецов А.П., Кузин В.С., Кузьмин М.И., Авдейко Г.П., Стунжас П.А., Лукашин В.Н., Бараш М.С., Валяшко Г.М., Демина Л.Л. Подводный газовый источник в Охотском море к западу от о-ва Парамушир // Океанология. 1987. Т. 27. Вып. 5. С. 795–800.

6. Зубова М.А. Гидраты природных газов в недрах Мирового океана. М. : Морская геология и геофизика (ВНИИЗарубежгеология), 1988. 61 с.
7. Матвеева Т.В., Соловьев В.А. Газовые гидраты Охотского моря: закономерности формирования и распространения // Журн. Рос. хим. о-ва им. Д.И. Менделеева. 2003. Т. 47, № 3. С. 101–111.
8. Комплексные геологические, гидрологические, газогеохимические и геофизические исследования в районе распространения газовых гидратов в Охотском море: заключит. отчет по результатам экспедиционных исследований по проекту «СНАOS-2» в 36 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев», 21 мая–10 июня 2005 г. / ТОИ ДВО РАН ; рук. Обжиров А.И. ; исполн. Николаева Н.А. [и др.]. Владивосток, 2005. 123 с.
9. Комплексные геологические, гидрологические, газогеохимические и геофизические исследования в районе распространения газовых гидратов в Охотском море: отчет по результатам экспедиционных исследований по проекту «СНАOS-3» в 39 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев», 24 мая–19 июня 2006 г. / ТОИ ДВО РАН ; рук. Обжиров А.И. ; исполн. Николаева Н.А. [и др.]. Владивосток, 2006. 62 с.
10. Обжиров А.И., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И. Эффект звукорассеивания придонной воды в краевых частях Охотского моря // Тихоокеанская геология. 1989. № 2. С. 119–121.
11. Шакиров Р.Б. Аномальные поля метана в Охотском море и их связь с геологическими структурами : автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / ТОИ ДВО РАН. Владивосток, 2003. 23 с.
12. Biebow N. and Huettner E. (Eds.) Cruise Reports: KOMEX I and II. RV Professor Gagarinsky, cruise 22, RV Akademik M.A. Lavrentyev, cruise 28. GEOMAR Report 82 INESSA. Kiel, Germany, 1999. 188 p.
13. Biebow N., Kulinich R., and Baranov B. (Eds.). Kurile Okhotsk Sea Marine Experiment (KOMEX II). Cruise Report: RV Akademik Lavrentyev, cruise 29. Leg 1-2. Kiel, Germany, 2002. 190 p.
14. Dullo W.-Chr., Biebow N., and Georgeleit K. (Eds.). SO178-KOMEX Cruise Report: RV SONNE. Mass exchange processes and balances in the Okhotsk Sea. Kiel, Germany, 2004. 125 p.
15. Gas Hydrates. Relevance to world margin stability and climatic change. In J.-P. Henriot and J. Mienert (Eds.). - UK, London: Geological Society, 1998. Special Publication. № 137. 338 p.
16. Hammerschmidt E. Formation of gas hydrates in natural gas transmission lines // Industrial Engineering Chemistry. 1934. V. 26. P. 851–855.
17. Matveeva T., Soloviev V., Shoji H., Obzhairov A. (Eds.). Cruise Report CHAOS-1: RV Academic M.A. Lavrentyev, cruises 31 and 32. SPb.: VNIIOkeangeologia, 2005. 164 p.
18. Shoji H., Jin Y.K., Obzhairov A. and Baranov B. (Eds.) Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2009, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 47. Published by the New Energy Resources Research Center Kitami Institute of Technology. Kitami, Japan, February, 2010. 136 p.
19. Jin Y.K., Shoji H., Obzhairov A. and Baranov B. (Eds.) Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2010, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 50. Published by Korea Polar Research Institute. Korea, January, 2011. 129 p. P. 34–37.

Н.А. Петровская**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ БАСЕЙНОВ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ***ОАО «Дальморнефтегеофизика», г. Южно-Сахалинск*

Восточно-Арктический шельф РФ рассматривается как последний крупный резерв углеводородных ресурсов страны. На шельфе Чукотского и Восточно-Сибирского морей располагаются Северо-Чукотский, Лонгско-Чукотский, Пегтымельский и Новосибирский осадочные бассейны (рис. 1). Бассейны различаются стратиграфическим диапазоном, формационным составом и мощностью комплексов выполнения. На основе произведенных прогнозных оценок наиболее значимые ресурсы сосредоточены в Северо-Чукотском и Новосибирском осадочных бассейнах.

Бассейны характеризуются слабой и неравномерной изученностью. Основной объём геофизических исследований проводился ОАО «Дальморнефтегеофизика».

В 1990–1991 гг. в Чукотском и Восточно-Сибирском морях отработано 8872 и 1540 пог. км геофизических профилей (СР МОВ ОГТ 60*, ГР, МР) соответственно. Глубина сейсмической записи составила 6–8 с. В 2010–2011 гг. в западной части Чукотского и в Восточно-Сибирском море проводились геофизические исследования (МОВ ОГТ 106*, ГР, МР) в объёме 10376 пог. км. На стыке морей отработано пять субмеридиональных профилей, в южной части Восточно-Сибирского моря – субмеридиональные и субширотные профили по сети 34ч50ч100Ч50 км. Глубина сейсмической записи 12 с.

Значительная часть исследуемой площади характеризуется континентальным типом общей мощностью от 27.5 до 40 км. Граница Мохо уверенно прослежена на юго-востоке Восточно-Сибирского моря в районе о. Врангеля и в западной части моря (Рис. 2а). Глубина залегания подошвы коры на этих участках варьирует от 29.2–37.2 до 29.7–32.2 км. На границе морей поверхность Мохо находится на глубине 37–39 км, а севернее и северо-восточнее выходит на глубину более 40 км. В зоне перехода к внешнему шельфу фиксируется подъём границы до 29 км. В американском секторе Чукотского моря поверхность Мохо погружена на 32–40 км [1]. Граница Конрада в Чукотском море не проявлена. В Восточно-Сибирском море на отдельных участках она находится на глубине от 18 до 24.5 км

В позднепалеозой-кайнозойском осадочном чехле Северо-Чукотского бассейна мощностью до 24 км выделены карбон-среднепермский, верхнепермско-среднеюрский, верхнеюрско-барремский, апт-верхнемеловой и кайнозойский комплексы, разделённые несогласиями ДМНГ-16 (PU), ДМНГ-14 (JU), ДМНГ-12 (BU) и ДМНГ-9 (mBU) (рис. 2 б). В строении чехла остальных бассейнов принимают участие апт-кайнозойские отложения суммарной мощностью до 10.5 км.

Обоснование возраста выделенных комплексов выполнено на основе данных глубокого бурения в американском секторе Чукотского моря [2] и межрегиональной стратиграфической корреляции палеозой-кайнозойских подразделений различных регионов Восточной Арктики.

Северо-Чукотский осадочный бассейн является одним из крупнейших бассейнов шельфа Восточной Арктики и приурочен к обширной области позднепалеозой-кайнозойского прогибания, осложнённой раннекайнозойской инверсией. Бассейн занимает



Рис. 1. Схема расположения осадочных бассейнов.

1 – сейсмический профиль; 2 – сейсмический разрез по линии; 3 – граница осадочного бассейна: а – уверенная, б – предполагаемая; бассейн и его номер: I – Северо-Чукотский, II – Лонгско-Чукотский, III – Пегтымельский, IV – Новосибирский, V – Чаунский; 5 – глубокая скважина; 6 – изобата, м.

акваторию Чукотского моря в российском и американском секторах и распространяется в восточную часть сопредельного Восточно-Сибирского моря. На юге ограничением бассейна являются кулисообразно сочленяющиеся Шелагское и Северо-Шелагское поднятия блокового типа и обширное Врангелевско-Геральдское поднятие. На севере Северо-Чукотским поднятием («бордерлендом») бассейн изолирован от глубоководного прогиба Вилькицкого [3], на северо-востоке ограничением бассейна является свод Барроу. На юго-востоке в российской части шельфа через серию ступенчатых сбросовых уступов высотой до 2.0 км бассейн контактирует с Чукотским поднятием. Западное замыкание бассейна по сейсмическим данным не определено. Им, вероятно, является установленное по гравиметрическим данным Жаннетское поднятие и изученное отдельными сейсмическими профилями Барановское конседиментационное поднятие.

Лонгско-Чукотский бассейн прослеживается от мыса Коцебу на Аляске и далее на северо-запад, занимая пролив Лонга и мелководную часть Восточно-Сибирского моря западнее мыса Биллингса. Северным ограничением бассейна служит межбассейновое дугообразное Врангелевско-Геральдское поднятие.

Юго-западные краевые участки бассейна с маломощным садочным чехлом занимают Ванкаремскую низменность, Колючинскую губу, а также впадину Селавик в устье р. Кобук на Аляске. В структуре бассейна выделены прогиб Шмидта, выполненный апт-кайнозойскими отложениями мощностью 4.5–5.0 км.

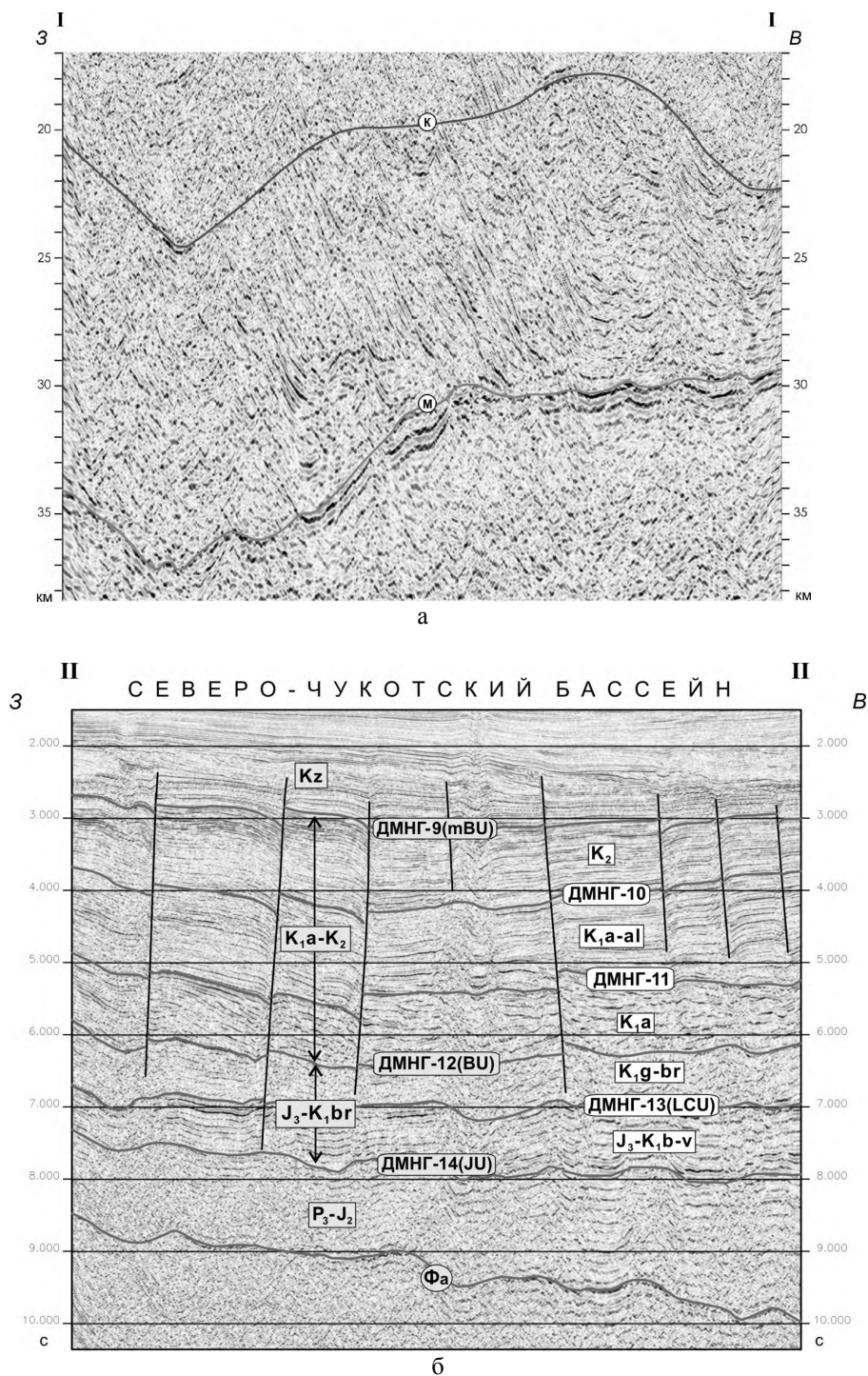


Рис. 2. Фрагменты сейсмогеологических разрезов: а – глубинного по линии I-I, б – временного по линии II-II.

Пегтымельский бассейн, расположенный в восточной части Восточно-Сибирского моря, объединяет Пегтымельский и Биллингса прогибы, разделённые инверсионным Аачимским поднятием. Мощность апт-кайнозойских отложений в прогибах составляет 8.5 км и 2.75 км. От Северо-Чукотского бассейна он отделён Западно-Врангелевским конседиментационным поднятием.

Новосибирский бассейн занимает обширные пространства западной и центральной части моря и является самой крупной отрицательной морфоструктурой на Восточно-Сибирском шельфе. Основными структурными элементами бассейна являются субмеридиональные Южно-Денбарский, Мельвильский, Амбарчикский прогибы, выполненные апт-кайнозойскими отложениями мощностью 6.0, 10.5 и 7.0 км. Прогибы разделены Чукочинским, Восточно-Черским антиклинальными валообразными поднятиями. На севере бассейна располагается практически не изученный сейсморазведкой субширотный Жоховский прогиб [4].

Потенциал Северо-Чукотского бассейна достаточен для формирования скоплений УВ в отложениях широкого стратиграфического диапазона: от средней перми до верхнего мела. Представлены ловушки различных морфологических и генетических типов: структурные (сводовые и тектонически экранированные) и структурно-стратиграфические (срезания и выклинивания). В верхнемеловом интервале разреза в отдельных тектонических блоках вероятны структурно-литологические ловушки. В Новосибирском бассейне перспективными являются апт-верхнемеловые отложения. Преобладающий тип ловушек структурный (сводовый и тектонически экранированный). Нижнемеловые отложения Лонгско-Чукотского и Пегтымельского бассейнов характеризуются низким потенциалом.

Литература

1. Dinkelman M.G., Granath J., Kumar N., Emmet P. Crustal and Petroleum Framework of the US Chukchi Shelf as Interpreted from 9 km, long-offset ArcticSPAN™ 2D seismic data // in Fogus: ChukchiSPAN. May. 2008.
2. Sherwood K.W. et al. Undiscovered Oil and Gas Resources, Alaska Federal Offshore, As of January 1995. U.S. Department of the Interior Minerals Management Service, Alaska OCS Monograph, MMS 98-0054, 1998, 531p.
3. Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д. Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазоносности Восточно-Арктических морей и их континентального обрамления. М., «Наука», 2009, 227 с.
4. Виноградов В.А., Гусев Е.А., Лопатин Б.Г. Возраст и структура осадочного чехла Восточно-Арктического шельфа России // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.:ВНИИОкеангеология, 2004. вып. 5 С. 202–212.

В.Я. Подгорный**НЕФТЬ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ В СВЕТЕ НОВОЙ КОНЦЕПЦИИ ЕЕ
ПРОИСХОЖДЕНИЯ**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Так называемая “новая концепция происхождения нефти” на самом деле имеет старые корни, начало которых относится к 19 веку, когда идею о минеральном происхождении нефти впервые высказал ученый и путешественник А. Гумбольдт (1805 г.). Французские химики выдвинули предположения и подтвердили экспериментально – М. Бертло в 1866 г., а Г. Биассон в 1871 г. – возможность неорганического синтеза углеводородов в недрах Земли, что в дальнейшем послужило развитию теории минерального происхождения нефти.

Придерживавшийся представлений о биологическом происхождении нефти, русский химик Д.И. Менделеев в своей работе: “Нефтяная промышленность в Североамериканском штате Пенсильвания и на Кавказе” сформулировал в 1877 г. гипотезу, согласно которой нефть образуется на больших глубинах путем взаимодействия воды с карбидами металлов при высокой температуре и перемещается вверх по проницаемым зонам разломов. Свои идеи он подтвердил лабораторным путем и пришел к выводу, что “*в процессе горообразования*” вода проникает по трещинам земной коры в глубины недр, где и взаимодействует с карбидами тяжелых металлов, в результате чего выделяются газообразные углеводороды. Д.И. Менделеев полагал, что для образования нефти наиболее благоприятными моментами в истории Земли являются эпохи “*подъемов горных кряжей*”, когда как раз и создавались необходимые условия как для проникновения воды в недра планеты, так и для проникновения паров нефти и газов из недр Земли к ее поверхности [6]. В своем пророчестве Менделеев предвосхитил несостоятельность предсказательной функции геологии нефти, основанной на ошибочной гипотезе биогенного происхождения нефти: “*Практики думают, что им нет дела до теорий. Это большая ошибка. Ныне в потемках роют по каким-то приметам, много труда идет напрасно, не знают, куда направиться*” [10].

Обобщив множество фактов, геолог-нефтяник профессор Н.А. Кудрявцев создал (1951–1971 гг.) свою магматическую гипотезу происхождения нефти. По его представлениям, в недрах Земли под большим давлением и при высокой температуре из углерода и водорода сначала образуются углеводородные радикалы CH , CH_2 и CH_3 , которые движутся в веществе мантии от области высокого давления к низкому. В слоях земной коры, в менее нагретых зонах, радикалы, реагируя друг с другом и с водородом, образуют жидкую нефть, которая может перемещаться по имеющимся в породе трещинам как вертикально, так и горизонтально, скапливаясь в ловушках. Падение давления в зонах разломов благоприятствует транспортировке углеводородов к поверхности.

Несмотря на непримиримость сторонников био- и абиогенной гипотез происхождения нефти предметом их поисков остаются одни и те же объекты – ловушки и антиклинальные структуры. Н.А. Кудрявцев обосновал связь зон нефтегазонакопления с глубинными разломами и сформулировал эмпирический закон: “*для поисков залежей углеводородов перспективны все возможные коллекторы в осадочном чехле и кристаллическом или метаморфическом фундаменте, залегающие ниже горизонта с установленными нефтегазопроявлениями*” [2]. Очевидная приуроченность месторожде-

ний углеводородов к осадочным бассейнам может быть объяснена не накоплением и преобразованием органического вещества в них, а тем, что только в осадочных образованиях может существовать региональная покрывка, способная удерживать залежи нефти и, тем более, газа [11].

Как отмечает С.М. Есипович, по В.Б. Порфирьеву, *“скопления формируются во всех типах пород (кристаллических, магматических, осадочных) разного возраста (от кембрия до неогена) и ограничиваются только наличием коллекторов, покрывок и ловушек. Благоприятные условия для образования УВ возникают именно в наиболее мобильных зонах земной коры. С позиций неорганического происхождения УВ понятие перспективных толщ теряет свою суть, так как перспективными они могут быть только в пределах ШРЗ (шовной рифтовой зоны) и примыкающих к ним участков. Под воздействием глубинного флюидного потока и специфических геодинамических условий в коренных породах образуются не только вторичные коллекторы, но и новые коллекторные толщи “псевдофундамента” [5].*

Природа происхождения углерода и водорода как составляющих УВ-сырья многообразна, в том числе имеет право на существование и биогенная. Но в плане формирования залежей нефти и газа наиболее существенной представляется гипотеза мантийного их происхождения, как продуктов дегазации Земли, поставляемых флюидными потоками вещества [9].

Анализ геологического строения гигантских месторождений УВ показывает, что путями крупномасштабной углеводородной дегазации мантии Земли являются преимущественно окраинные и внутренние рифты литосферных плит и другие зоны глубинных разломов фундамента осадочных бассейнов. [6]. Согласно кавитационно-флуктуационной гипотезы формирование нефтегазовых месторождений происходит в момент внедрения высокоскоростных нефтегазонасыщенных флюидных потоков по разрывным нарушениям в субгоризонтальные разуплотнённые зоны кристаллических пород фундамента или пористые породы осадочного чехла [13]. По [12], эпохи нефтеобразования по времени проявления всегда синхронны этапам тектоно-магматической активизации, сопровождающимся контрастным щелочным габбро-гранитным магматизмом. Над залежами УВ на дневной поверхности образуются геофизические, гидрогеологические, геохимические аномалии, источники минеральных вод, нефти и газа, а при благоприятных геологических условиях и грязевые вулканы». [4].

Дальневосточный регион характеризуется наличием обширных рифтогенных внутриплитных осадочно-терригенно-вулканогенных относительно неглубоких и сравнительно слабо изученных бурением бассейнов. На его территории имеется много районов, как с признаками проявления, так и с прямыми проявлениями нефти и газа [1, 3]. С позиций биогенного происхождения УВ выявленные нефтегазоносные районы и бассейны рассматриваются как малоперспективные. Эта точка зрения, опираясь на возрождающуюся в России и уже принятую на вооружение за ее рубежом гипотезу абиогенного происхождения УВ, должна быть пересмотрена. Необходимо, основываясь на геологических, геофизических, геохимических, тектонических, геоморфологических и других признаках, установленных для крупных и гигантских месторождений, обладающих признаками подтока УВ мантийного происхождения, и, соблюдая заповедь Н.А. Кудрявцева, что *для поисков залежей углеводородов перспективны все возможные коллекторы в осадочном чехле и кристаллическом или метаморфическом фундаменте, залегающие ниже горизонта с установленными нефтегазопроявления-*

ми, провести переоценку перспектив ранее выделенных площадей, в первую очередь, Буреинского бассейна, Зейско-Удского и Алдано-Майского прогибов.

Литература

1. Булин Н.К., Вольский А.С. Региональный прогноз потенциальной нефтегазоносности области сочленения Центрально-Азиатского и Восточно-Азиатского рифтогенных поясов по глубинным геофизическим критериям // Тихоокеан. геол. 2005. Т. 24, № 1. С. 3–13.
2. Валяев Б.М. От абиогенной парадигмы к парадигме глубинного происхождения нефти и газа // Современное состояние теории происхождения, методов прогнозирования и технологий поисков глубинной нефти: 1-е Кудрявцевские чтения: материалы Всероссийской конференции по глубинному генезису нефти. 22–25 октября 2012 Москва / Отв. ред. А.И. Тимурзиев: Москва, ЦГЭ, 2012. С. 15–16.
3. Варнавский В.Г. Сибирская платформа. Алдано-Майская нефтегазоносная область: литофациальные предпосылки формирования нефтегазоносности // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии: VII Косыгинские чтения: материалы всероссийской конференции, 12-15 сентября 2011, г. Хабаровск / отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Манилов. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2011. С. 460–463.
4. Галкин А.И. Развитие идей Н.А. Кудрявцева о формировании залежей углеводородов во второй половине XX столетия // 1-е Кудрявцевские Чтения: Современное состояние теории происхождения, методов прогнозирования и технологий поисков глубинной нефти, материалы Всероссийской конференции по глубинному генезису нефти, Москва, 22–25 октября 2012 г. / отв. ред. А.И. Тимурзиев. Москва, ЦГЭ, 2012. С. 94–95.
5. Есипович С.М. Концепция поисков нефти и газа в шовных рифтогенных зонах земной коры на основании глубинного их происхождения (на примере территории Украины) // там же, С. 419–422.
6. Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Биглов К.Ш. Происхождение нефти: смена парадигмы и следствия для нефтегазовой геологии // там же, С. 103–105.
7. Макарова М.Г., Скарятин В.Д. О скорости вертикальной миграции и воспроизводства залежей углеводородов // там же, С. 308–309.
8. Современное состояние теории происхождения, методов прогнозирования и технологий поисков глубинной нефти: 1-е Кудрявцевские чтения: материалы Всероссийской конференции по глубинному генезису нефти. 22–25 октября 2012 Москва / Отв. ред. А.И. Тимурзиев: Москва, ЦГЭ, 2012. 496 с.
9. Тимурзиев А.И. Современное состояние теории происхождения и практики поисков нефти: тезисы к созданию научной теории прогнозирования и поисков глубинной нефти // Современное состояние теории происхождения, методов прогнозирования и технологий поисков глубинной нефти: 1-е Кудрявцевские чтения: материалы Всероссийской конференции по глубинному генезису нефти. 22–25 октября 2012 Москва / Отв. ред. А.И. Тимурзиев: Москва, ЦГЭ, 2012. С. 52–60.
10. Трофимов В.А. Нефтеподводящие каналы и современная подпитка нефтяных месторождений // там же, С. 390–391.
11. Черкасов Г.Н., Шаров Г.Н., Ашурков В.А. Общие геодинамические аспекты глубинного нефтидогенеза и его проявления по югу Сибири // там же, С. 396–400.
12. Шевченко Н.Б., Сухомлинов Ю.А. О проблеме выделения нефтеперспективных объектов в породах кристаллического фундамента на украинском щите // там же, С. 404–405.

Е.П. Развозжаева

**СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ БАССЕЙНОВ ЮРСКО-МЕЛОВОЙ
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ: БУРЕЙНСКОГО И СУЙБИН**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

В последние десятилетия в Китае активно изучаются осадочные структуры, окружающие крупный нефтегазоносный бассейн Сунляо. В частности, появились публикации по суббассейну (прогибу, депрессии) Суйбин, входящему в состав пограничного с Россией бассейна Саньцзян. Это дало возможность сравнить тектонику осадочных бассейнов юрско-меловой континентальной окраины – Суйбин и Буреинского (ББ), используя сейсмические разрезы (рис. 1а). Обычно структура бассейна хорошо видна на разрезах, расположенных вкрест простирания (рис. 1б). Для сравнения выбраны соизмеримые структуры рассматриваемых бассейнов: прогиб Пуяннаньлинцзы в Суйбин и Кындальский грабен (грабен-синклиналь, прогиб) в ББ. Было бы логичнее рассмотреть профили, пересекающие бассейны полностью, но, к сожалению, в ББ сейсморазведка проведена только в пределах Кындальского грабена. В рассматриваемых бассейнах выделяются несколько осадочных комплексов (секвенсов). Строение этих комплексов имеет свои особенности, связанные не только с глобальными событиями, но и с индивидуальными условиями формирования каждого бассейна.

На первом этапе ББ формировался как краевой прогиб на границе Цзямусы-Ханкайско-Буреинского континента и Сихотэ-Алинского морского бассейна (рис. 1а) [1, 2]. С позднего триаса до средней юры седиментация происходила в морских условиях. Простирание бассейна в этот период имело север-северо-восточное направление. В келловее в ББ морская седиментация постепенно сменяется континентальной. Изменяются границы бассейна, он продвигается значительно на запад. Меняется, очевидно, и его ориентация на северо-восточную, поскольку область распространения накопленной в этот период талынджанской свиты имеет северо-восточную ориентировку. Вероятно, это вызвано тектонической активизацией СВ разломов системы Тан-Лу. Талынджанская свита разделена на нижнюю подсвиту, которая формировалась в условиях морской лагуны [1, 3], и верхнюю, представленную пойменно-болотными фациями. С последней начинается континентальный этап развития ББ, связанный с формированием Кындальского прогиба. Достоверно установлено, что осадочный чехол в нем начинается с талынджанской свиты, которая вскрыта тремя скважинами. Максимальная мощность ее в скв. 1С 569 м (рис. 1). По данным сеймики можно предполагать около 900 м. На сейсмических разрезах талынджанской свите соответствуют высокоамплитудные, низкочастотные отражающие горизонты, характерные для континентального осадконакопления, что подтверждается скв. 1С. В кровле талынджанской свиты в скважине вскрыта 130-метровая угленосная толща, состоящая из угольных пластов мощностью до 10–15 м, разделенных аргиллитами, алевролитами и песчаниками.

Следующий этап осадконакопления начинается в титоне. После перерыва и инверсии в оксфорде-кимеридже накапливается ургальская свита (титон-валанжин), которая в нижней части преимущественно сложена аллювиальными отложениями (дубликанская свита), а в верхней – угленосными осадками (солонийская свита). Между талынджанской свитой и ургальской, несмотря на воздымание территории, угловых несогласий не зафиксировано (рис. 1б). На сейсмических разрезах ургальская свита

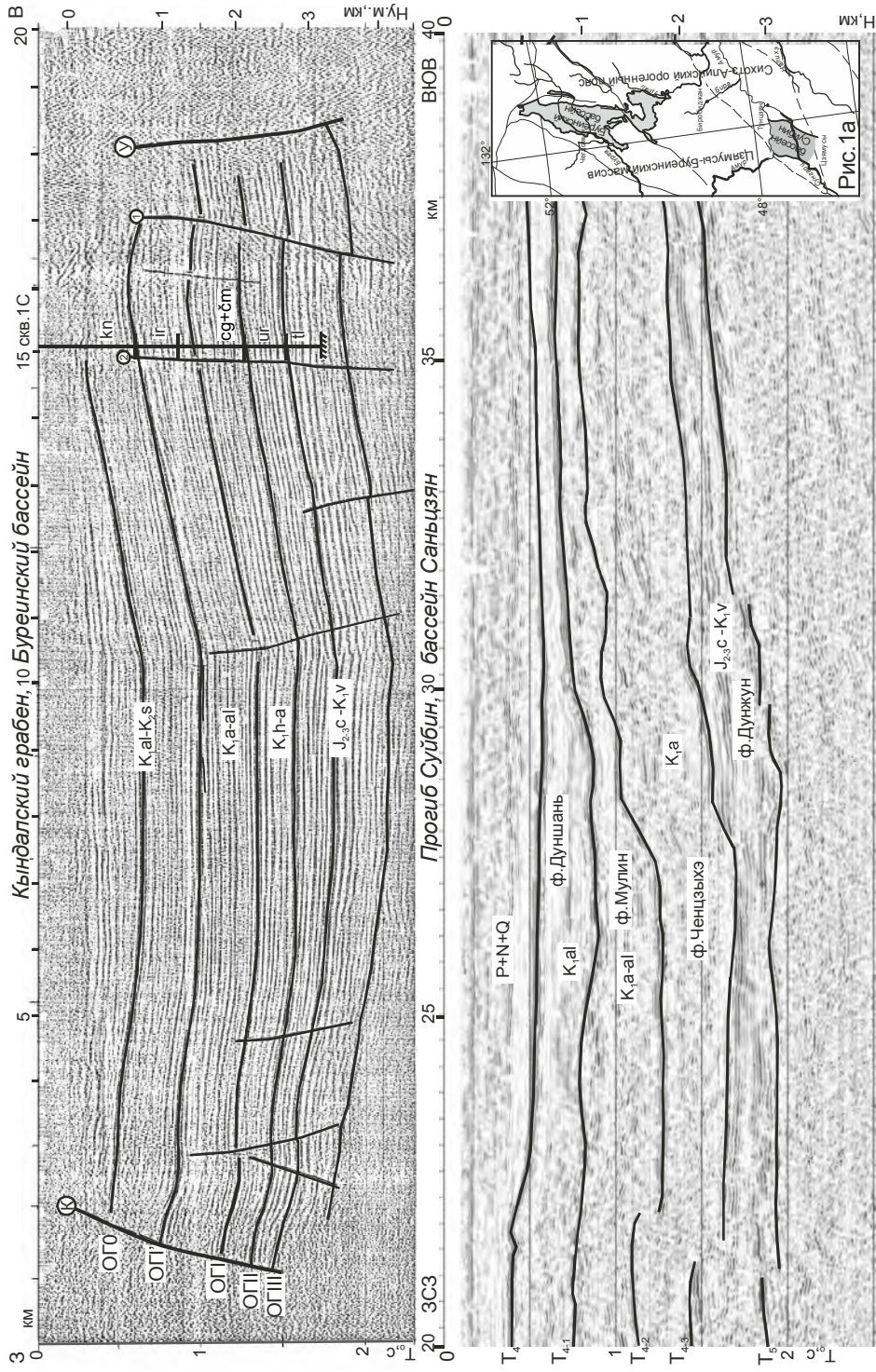


Рис. 1. Сейсмический разрез и геологический разрез в направлении Ю-С осадочного бассейна Бурейнского континентальной окраины.

отличается от вышележащих отложений высокоамплитудными, а в южной части – и менее протяженными отражениями. К ее кровле приурочен отражающий горизонт ОГП. Этот этап седиментации продолжился накоплением чагдамынской и чемчукинской свит (готерив-апт), также согласно залегающих на ургальской свите (рис. 1). Для этих свит характерны среднеамплитудные протяженные субпараллельные отложения, что, вероятно, соответствует озерным обстановкам осадконакопления. На этом этапе накопилось приблизительно 1500 м осадков (рис. 1б). По поведению ОГ видно, что депоцентр седиментации в период накопления ургальской – чемчукинской свит располагался на востоке Кындальского прогиба.

Накопление третьего осадочного комплекса в Кындалском прогибе ББ началось после небольшого перерыва в середине апта, когда вновь произошла тектоническая активизация СВ разломов. Активизировались Кындальский и Ургальский разломы, что подтверждается мощной пачкой когломератов в скважине 1ПР, а в скв. 4П, пробуренной в зоне Ургальского разлома, с этого момента накапливаются преимущественно грубообломочные породы. В волновом поле эти события фиксируются опорным отражающим горизонтом ОГП. Обособился Кындальский грабен, в котором в дальнейшем происходило максимальное осадконакопление, в то время как борта прогиба начали размываться. Сформировались йорекская и кындальская свиты мощностью более двух км. В период накопления кындальской свиты морские воды проникали в ББ. Депоцентр в начале накопления кындальской свиты располагался на западе грабена, а в конце – сместился в центр (рис. 1б).

Активизация северо-восточных сдвигов системы Тан-Лу в келловее привела к тому, что море вдоль разломов проникло далеко на сушу. Начал формироваться прогиб Суйбин. В морском заливе отлагались средне-позднеюрские формации Суйбин и Дунжун [6]. На сейсмических разрезах этим формациям соответствуют протяженные субпараллельные отражающие границы, характерные для морского осадконакопления (рис. 1б). Граница фундамента и подстилающих образований Цзямусы-Ханкайско-Буреинского массива выражена достаточно четко ОГ T₅. Кровлей средне-позднеюрских формаций служит ОГ T_{4.3}, который по всей видимости проводится по верхнему выдержанному отражению (рис. 1б). Структура имела форму полуграбена, ограниченного ССВ сбросами [7]. Предполагается также, что на юго-западе прогиба Суйбин формации Дунжун соответствует неморская формация Дидао, представленная фацией дельты [4]. Она вскрыта скважиной Бинцань1, расположенной в южной части депрессии Суйбин, на глубине 3014 м, мощность ее составляет 450 м [4]. Осадконакопление по одним данным продолжалось до валанжина [6], по другим – в валанжине предполагается перерыв в осадконакоплении и значительный размыв юрских отложений [7]. Но угловых несогласий между юрскими и вышележащими меловыми формациями не зафиксировано [6]. По данным сейсморазведки довольно мощная толща юрских отложений выделяется на северо-востоке прогиба Суйбин (рис. 1б), [7]. На некоторых сейсмических разрезах видны только маломощные фрагменты этих отложений, что может свидетельствовать о их частичном размыве.

В готериве? - альбе на большой площади, включающей бассейн Саньцзян с суббассейном Суйбин, происходило осадконакопление с большой скоростью и широким распространением, связанное как с морскими трансгрессиями, так и с активизацией разломов Тан-Лу [5, 7]. В это период накопилась мощная (более 3000 м) толща континентальных угленосных отложений (формации Дидао ?, Ченцзыхэ и Мулин, рис. 1).

Кровлям этих формаций соответствуют ОГ T_{4-2} и T_{4-1} . Это основные угленосные и нефтегазоносные формации ряда бассейнов СВ Китая. На сейсмических разрезах они отображаются непротяженными ОГ, местами отражения отсутствуют. Завершается этот осадочный комплекс терригенно-вулканогенной формацией Дуншань.

В позднем мелу – палеогене начался глобальный инверсионный этап на рассматриваемой территории. Процессы сжатия привели к водыманию, складко- и разломообразованию. В Кындалском грабене произошло надвигание бортов по краевым разломам (рис.1), образование принадвиговых антиклинальных складок, размыв бортов и верхов кындалской свиты. В Суйбин воздымание и размыв меловых отложений, вероятно, были более интенсивными, особенно в северной части [7, 8].

Выводы

1. Средняя-поздняя юра. Прогибы Кындальский и Суйбин начали формироваться практически одновременно в результате активизации СВ разломов. В Кындалском прогибе осадконакопление происходило преимущественно в континентальных условиях, в Суйбин – в морских, по крайней мере в его северо-восточной части.

2. Меловые комплексы в бассейнах различаются стратиграфическими диапазонами и по площади распространения.

3. На инверсионном этапе воздымание и размыв в прогибе Суйбин, вероятно, были более интенсивными, чем в Кындалском грабене.

4. Различия в формировании осадочного чехла бассейнов нашли свое отражение на сейсмических разрезах. В Кындалском грабене – выдержанные по мощности свиты, разрывы преимущественно без смещений, согласное залегание. В прогибе Суйбин – мощности отложений не выдержаны, наблюдается размыв некоторых меловых комплексов, распространены надвиги и интенсивная мелкая складчатость.

Работа выполнена в рамках международного инициативного проекта РФФИ №12-05-91158 «Глубинная структура, эволюция седиментогенеза и тектоники СВ Китая и ЮВ части Дальнего Востока России».

Литература

1. Буреинский осадочный бассейн: геолого-геофизическая характеристика, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / отв. ред. Г.Л. Кириллова. – Владивосток: Дальнаука, 2012. 360с. (Серия «Осадочные бассейны Востока России» / гл. ред. А.И. Ханчук; т. 4).
2. Забродин В.Ю. Зона сочленения Буреинского массива с Сихотэ-Алинской складчатой системой // Бюлл.МОИП. Отд. Геол. 2010. № 1. С. 1–22.
3. Забродин В.Ю. Палеогеография Буреинского краевого прогиба в юрском периоде (Дальний Восток) / Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 5. С. 77–87.
4. Chen Xiu-yan, Liu Zhao-jun, Chen Yong-cheng. Study on Stratum and Sedimentary Facies of “Didao Formation” and Dongrong Formation in Suibin Depression of Sanjiang Basin // Acta Sedimentologica Sinica. Vol. 25. No. 15. 2007. P. 678–683.
5. Sha Jingeng, Hirano Hiromichi, Yao Xiaogang, Pan Yanhong. Late Mesozoic transgressions of eastern Heilongjiang and their significance in tectonics, and coal and oil accumulation in northeast China // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Vol.263, Issues 3–4, June 2008. P. 119–130.
6. Sha J., Wang J., Kirillova G.L. et al. Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Sanjiang-Middle Amur basin: Non-marine and marine correlation // Science in China. Series D: Earth Sci. 2009. V. 52. P. 1873–1889.
7. Zhang Feng-Qi, Chen Han-Lin, Yang Shu-Feng et al. Late Mesozoic–Cenozoic evolution of the Sanjiang Basin in NE China and its tectonic implications for the West Pacific continental margin // Journal of Asian Earth Sciences 49 (2012). P. 287–299.
8. WANG Peng-yan, XU Quan. Denudation thickness recovery in Cretaceous Formation in Suibin Depression in Sanjiang Basin // P.G.O.D.D. No. 6. 2008. P. 5–8.

И.Ф. Савченко¹, А.В. Мельников¹, И.В. Гиренко¹, Н.И. Белозеров²

**ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ТОРФОНАКОПЛЕНИЯ И ЛИТОГЕНЕЗА
НА ГЕРБИКАНО-ОГОДЖИНСКОЙ УГЛЕНОСНОЙ ПЛОЩАДИ**

¹ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск,

²ФГБУН Амурский научный центр ДВО РАН, г. Благовещенск

Гербикано-Огоджинская угленосная площадь расположена в Огоджинской впадине, заполненной осадками нижнего мела с силлами, дайками и лакколитами субвулканических пород. Поисковыми работами на каменный уголь [3] установлено, что угленосность здесь приурочена к отложениям огоджинской свиты нижнего мела (K₁og), которые обнажаются в эрозионных срезках долины р. Гербикан, по ручьям Дигаткану, Огонеру, в междуречье рек Огоджа – Сугода. Угленосная площадь разделена на Гербикано-Дигатканский, Сугодинский и Центрально-Огоджинский участки. Все участки являются фрагментами единой структуры с общим характером осадко- и угленакопления.

Огоджинская свита представлена комплексом углесодержащих и безугольных отложений, перемежающихся в разрезе в одной и той же последовательности с идентичным набором литологических разностей пород. Мощности разрезов свиты на угленосной площади находятся составляют 768–960 м при общей мощности осадочной толщи 1150 м.

Углевмещающая толща от почвы самого нижнего пласта IV (скважина 219) до кровли верхнего пласта XII (скважина 213) имеет перекрытую мощность (Сугодинский участок) 645 метров.

Сугодинский участок изучен более детально. Здесь зафиксировано 6 слоев антрацитов мощностью 7,65 м, 21 слой каменного угля общей мощностью 51,3 м и 21 слой углесодержащих пород общей мощностью 9,7 м.

Средняя зольность кондиционных каменных углей и антрацита по Сугодинскому участку равна 30,1 % при варьировании от 12,4 до 45 %. Зольность углистых пород составляет 45,1 – 85,0 %. Средний элементный состав органической массы угля (ОМУ) представлен углеродом (87,3 %), водородом (3,9 %), азотом (1,2 %), серой (0,3 %) и кислородом (6,2 %).

Д.И. Менделеевым (1897) установлено, что в твердых топливах кислород распределен поровну между углеродом и водородом [1]. Следовательно, при образования каменных углей Гербикано-Огоджинской угленосной площади из низинного торфа потеря органической массы (ОМ) составит 58 %. Для антрацита этот показатель равен 63 %. Близкий элементный состав твердого остатка получается при термической обработке торфа при $t = 500$ °С, с потерей ОМ до 62 %. Элементный состав остатка: С = 89,44 %, Н = 3,2 %; сумма О+N+S равна 7,27 % [2].

В схеме палеорекострукции важным элементом является сравнение количеств ОВ в единицах объемов углей и торфа. Среднестатистически [2] 1 м³ низинного торфа содержит 99,6 кг ОВ. В 1 м³ каменного угля Сугодинского участка в среднем содержится 938,0 кг ОВ угля, которое образовалось из 2333,3 кг ОВ торфа, что делает соотношение объемов торфа и образовавшихся из них каменных углей 22,4 : 1. Для антрацита этот показатель равен 25,8 : 1. В этих расчетах обращает на себя внимание пове-

дение зольности при метаморфизме торфа. Так, углистые алевролиты и углистые песчаники могли образоваться из торфа с зольностью 20–25 %. Болота с высокозольными низинными торфяниками в Приамурье – обычное явление. На известном месторождении торфа Егорьевское-2 преобладают низинные залежи с зольностью 32,0–55,9 % на глубинах от 0,1 до 2,4 метра.

Согласно залегающие слои каменного угля и антрацитов в толще осадочных пород свидетельствуют о длительном периоде опускания Огоджинской впадины и режиме компенсированного осадконакопления. На общем фоне выделялись как периоды интенсивного устойчивого торфонакопления, так и отложения терригенных осадков, что приводило к отложениям торфа с различной зольностью, а при последующих стадиях метаморфизма к образованию углей с различающейся зольностью и к углесодержащим породам. С учетом содержания ОМ в углях и углесодержащих породах нами проведена реконструкция последовательности развития палеоторфяников на Сугодинском участке по данным материалов бурения скважин № 232, 222, 219 и 212. Мощность углевмещающих перекрытых отложений от почвы пласта IV-2 до кровли пласта XII на данном участке равна 622 м [3].

Проследим детально историю формирования палеоторфяников, давших начало группе угольных пластов IV -2 и IV – 1, приняв среднюю скорость торфонакопления низинного торфа равной 0,8 мм/год.

На гранитном основании позднепалеозойского возраста отложилась толща терригенных осадков огоджинской свиты мощностью 95 м, в низах которых залегают гравелиты, конгломераты, затем песчаники, аргиллиты и алевролиты. Алевролиты подстилают углистые алевролиты мощностью 0,7 м, с содержанием органического вещества 42 %, сменяемые пачкой угля 0,3 м с зольностью 16 %. Этот слой углистых алевролитов соответствует 11,3 метровой толще низинного торфяника с зольностью около 37 %. Над этим торфом отложился торфяник слоем 7,5 м и зольностью 7,5 %, что также соответствует низинному типу. Общая мощность торфа на палеоболоте составила 18,8 м. к этому времени торфонакопление прекратилось, и торфяник был перекрыт 0,95 м минеральных осадков. Минеральная толща создала давление на торфяник около 0,25 кг/см². Это привело к уплотнению залежи и «отжатию» влаги до 73%. В этих условиях мощность «заиленного» торфяника понизится с 18,8 до 7,95 м, а с минеральными осадками составит 8,9 м, т.е. снизится на 10,85 м.

После такого снижения уровня, равносильного опусканию, заболачивание возобновилось и сформировало низинный торфяник мощностью 87,2 м. Если на формирование общей толщи торфяника 18,8 м ушло около 24 тыс. лет, то на отложение 87,2 м потребовалось 109 тыс. лет. Этот этап среднезольного (15–17 %) накопления сменился этапом высокозольного торфообразования (23–24 %) и формированием залежи 51,7 м.

После длительного периода (174 тыс. лет) торфонакопления, при котором образовалась толща разнзольного (15–24 %) торфа общей мощностью 138,9 м, началось затухание болотообразования, что можно связать с понижением местного базиса эрозии. Это привело к накоплению алевролитов мощностью 1,4 м, уплотнению торфяника и снижению влажности до 77 %. После отложения алевролитов торфяник осел на 48,4 м, а его мощность снизилась до 90,5 м.

Накопление алевролитов и осадка торфяника почти на 50 м привели к переувлажнению, заболачиванию и развитию низинного торфяника с зольностью 20–25 % и мощностью 30,3 м (длительность 38 тыс. лет). Развитие этого торфяника было прервано

отложением 0,8 м алевролита, уплотнением перекрытого торфяника на 11,3 м, что в свою очередь сменилось накоплением среднезольного (20–25%) торфа слоем 13,6 м (длительность 17 тыс. лет).

Заболачиваемость сменилась отложением алевролитов 0,3 м, что сопровождалось осадкой подстилающего торфяника на 4,2 м. Снижение базиса эрозии вызвало развитие торфяника мощностью 33,8 м, который «просуществовал» 42,3 тыс. лет.

Длительный период торфонакопления сменился продолжительным периодом отложения минеральных осадков, мощность которых достигла 32,0 м. Под давлением такого слоя осадков влажность торфа снизилась до 62–65 %, плотность возросла до 0,9 т/м³. Это сопровождалось отжимом воды и уменьшением мощности торфа с 33,8 м до 10,0 м.

На этом завершился начальный этап формирования палеоторфяников, давших начало группе пластов IV-1 и IV-2 каменных углей и антрацитов Сугодинского участка.

После накопления над будущим пластом IV-1 32,5 м минеральных осадков началось очередное заболачивание, при котором отложился слой торфа 69,1 м. Палеоболото просуществовало 86,4 тыс. лет. Торфонакопление было прервано терригенными осадками мощностью 61,75 м на 38,5 тыс. лет, после чего начался длительный период палеозаболачивания (160,5 тыс. лет), при котором образовался слой торфа 125,5 м с прослоями илов общей толщиной 2,9 м.

Этап накопления торфа для пластов V-1 и V-2 продолжительностью 285,5 тыс. лет завершился отложением 33,75 м илов, на что потребовалось около 21 тыс. лет.

Для образования углей группы пластов VI-1 и VI-2 на кровле пласта V-1 сформировался торфяник, мощность которого достигла 285,3 м, продолжительность «жизни» его была 358 тыс. лет.

Согласно залегающие пласты пород, антрацита, каменного угля и углесодержащих пород свидетельствуют о длительном периоде опускания Огоджинского бассейна и этапах преобладающего торфонакопления, которые сменялись отложениями минеральных осадков. Мощности исходных торфяников для расположенных выше групп пластов угля были следующими: группа пластов VII-1 и VII-2 – исходного торфа – 156 м, минеральных прослоев – 5,65 м, мощность кровли аргиллитов – 54,1 м, продолжительность образования толщи осадков – 229 тыс. лет, из которых на торфяники ушло 195 тыс. лет; группа пластов VIII-1 и VIII-2 – суммарная мощность торфа – 584,5 м, четыре прослоя минеральных отложений – 18,35 м, общая продолжительность цикла – 742 тыс. лет, из которых на образование торфа ушло 731 тыс. лет; группа пластов IX, X, XII – суммарная мощность – 262,7 м, минеральных слоев – 275 м, длительность формирования торфяников 329 тыс. лет, минеральных отложений – 275 тыс. лет.

В последующие геологические эпохи происходило дальнейшее погружение Огоджинского осадочного бассейна, что привело к перекрытию палеоторфяников минеральным субстратом, обезвоживанию торфа, достижению глубин в РТ условиях, при которых осуществился глубокий метаморфизм ОВ, образовались каменные угли, антрациты и углесодержащие породы.

Исходная толща торфа для образования пластов IV-2 – XII на исследуемом участке составила 1718 м, на что потребовалось 2147,5 тыс. лет.

Ход торфонакопления прерывался на длительный период 12 раз с накоплением минеральных осадков суммарной мощности 543 м, на что было затрачено около 400 тыс. лет. Общая продолжительность формирования торфов и вмещающих их мине-

ральных осадков составила около 2550 тыс. лет. Суммарная мощность торфов после стадии гумификации при влажности 70 % и плотности 0,89 т/м³ должна составлять 550 м, так что можно говорить о торфе, вмещающем минеральные горизонты. В ходе дальнейшего опускания Огоджинского бассейна торфяники были перекрыты террогенными осадками. Торфяные и минеральные слои общей мощностью более 1100 м достигли условий метаморфизма при $t = 400\text{--}500^\circ\text{C}$ [2]. Если принять температуру метаморфизма, достаточную для разрыва углерод-углеродных связей органического вещества [4], равной 465°C и геотермический коэффициент – $42^\circ\text{C}/\text{км}$, то глубина погружения палеоторфяников должна быть 11–12 км. Что такое погружение произошло можно судить по сведениям, приводимым Г.Л. Кирилловой [5] из которых следует, что соседняя Буринская впадина (мы допускаем, как и Кирилова Г.Л. их единство в юре) как морской и прибрежно-морской регион с нижней юры (синемюр) до верхней юры (оксфорд), с волжского века верхней юры и до апта мела бассейн Буреи заполнялся континентальными осадками, которые сменились прибрежно-морскими, а затем морскими. Эти сведения по существу доказывают опускание региона Огоджи в меловой период и достижения условий термического метаморфизма.

Нахождение почвы горизонта IV-2 на абсолютных отметках 500–550 м свидетельствует о смене погружений на поднятие. Амплитуда погружений-поднятий, по нашим данным, составляла около 12–15 км.

Литература

1. Равич М.Б. Топливо и эффективность его использования. М.: Наука, 1971. С. 86–88.
2. Справочник по торфу./ Под ред. Лазарева А.В. и Корчунова С.С. М.: Недра, 1982. С. 543–548.
3. Отчет о результатах поисковых работ на каменный уголь, проведенных в западной и восточных частях Гербекано-Огоджинской угленосной площади (1989–1992) (книга 1) / Амурская геологоразведочная экспедиция отв. исполн.: Агафонов Ю.А., Свободный, 1994. 273с. № ГР11-88-160/24. Инв. № 2033.
4. Труфанова С.Ф., Мурогова Р.Н. Газогеохимические критерии глубинности процессов нефтегазообразования//Дегазация Земли: Геотектоника, геодинамика, геофлюиды, нефть и газ, углеводороды и жизнь: Материалы Всероссийской конференции с международным участием, посв. 100-летию со дня рождения П.Н. Кропоткина, 18–22 окт. 2010 г., Москва:[сб. докл.]. Москва:ГЕОС, 2010. С. 580–583.
5. Кирилова Г.Л. Позднемезозойские-кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность//Геотектоника. 2005. № 5. С. 62–82.

А.А. Сидоров¹, В.Е. Глозов², А.В. Волков¹

РОЛЬ СКРЫТЫХ СУБМЕРИДИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ В ФОРМИРОВАНИИ НЕФТЕГАЗОНОСНОГО ПОТЕНЦИАЛА ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

¹ Институт геологии рудных месторождений РАН (ИГЕМ РАН), г. Москва

² ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, г. Магадан

Углеводороды – УВ (нефть, газ) относятся к числу ценнейших видов ресурсов недр, которые для многих стран, в том числе и для России, являются основной бюджетоформирующей продукцией. Это требует постоянного увеличения темпов изъятия УВ из недр, определяет необходимость поисков новых перспективных на нефть и газ территорий, что, в свою очередь, делает остро актуальной проблему обоснования новых показателей нефтегазоносности малоизученных площадей. Такими показателями могут стать зоны пересечения осадочных бассейнов (ОБ) скрытыми субмеридиональными разломами (СМЗР).

Впервые на существование зон «скрытых» разломов (линеаментов скрытого типа) обратил внимание Д. Кутина [12]. На Северо-Востоке России эти зоны были выявлены А.А. Сидоровым [10]. В плане они представляют собой полосы сгущения субмеридионально ориентированных глубинных субвертикальных разломов (СМЗР) шириной от 100–150 до 200–250 км (рис. 1).

Длина их превышает тысячи километров. СМЗР носят наложенный характер и не меняют очертания вмещающих геологических объектов. Установлена связь этих зон с углеводородными скоплениями в местах пересечения с ОБ [7; 8; 9].

Цель доклада – обосновать роль СМЗР в генезисе и формировании скоплений УВ в ОБ с чехлом седиментов мезо-кайнозойских и кайнозойских пород.

Для достижения цели доклада мы приняли во внимание, что скрытые линеаменты являются глубинными, корни их уходят в астеносферу, возможно, и в верхнюю ман-

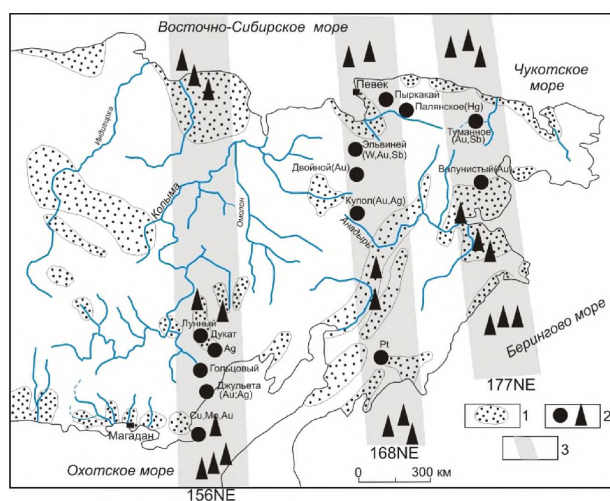


Рис. 1. Зоны скрытых разломов и осадочных бассейнов Северо-Востока России: 1 – осадочные бассейны; 2 – рудные месторождения и перспективные на нефть и газ площади; 3 – зоны скрытых разломов

тию. Они длительное время были и остаются до сих пор проницаемыми для флюидов. Это позволяет считать, что по зонам разломов существовала и существует субвертикальная миграция флюидов из глубоких недр Земли к дневной поверхности. Наиболее вероятными компонентами флюидного потока являются водород, гелий, оксид углерода (угарный газ), которые, по данным астрохимии, относятся к самым распространенным в протопланетном облаке [11]. В свою очередь, водород и окись углерода при температуре 425–450°C способны к взаимодействию с образованием углеводородов (УВ), прежде всего метана, и воды. Последние становятся компонентами флюидов глубинных разломов. В метаморфитах и магматитах возможны условия, при которых глубинные флюиды будут достигать приповерхностных горизонтов литосферы. В осадочном чехле ОБ, из-за компетентности флюидоупорных глинистых, соляных, алевритовых толщ, новообразуемые трещины будут постоянно смыкаться. Степень компетентности связана с уровнем лито(ката)генетической и метаморфической преобразованности пород, поэтому длительность существования трещин в открытом состоянии в СМЗР будет возрастать с глубиной, соответственно, будет расти вероятность встречи трещинных полостей с газами глубинной обстановки. Однако, по материалам бурения Аралсорской сверхглубокой скважины (СГ-1), даже на глубинах свыше 5900 м возможно наличие коллекторов и сохранение свойств пластичности глинистых пород [2]. Для поиска таких объектов мы изучили результаты бурения, опробования и данных лабораторных анализов флюидов из скважин, пробуренных в зонах и вне зон скрытых линейamentов. На Северо-Востоке России результаты бурения глубоких скважин есть только по двум известным зонам – СМЗР177°Е и СМЗР156°Е. Первая из них пересекает (из числа изученных ОБ) Анадырский и Хатырский, вторая – Западно-Камчатский.

В Анадырском ОБ в СМЗР177°Е в предгорьях хребта Рарыткин (северо-восточное обрамление ОБ) скважина 8 пройдена в толще верхнемеловых отложений, катагенетически преобразованных до уровня позднего мезокатагенеза, прорванных дайками габброидов. Флюидоносны породы в интервале 455–471 м. Они представлены углесто-глинистыми сланцами с прослоями трещиноватых песчаников. В интервале 1043–1085 м залегают трещиноватые магматические породы (габброиды). Сведения о составе газов и воды в интервалах приведены в таблице 1.

В этом же ОБ в СМЗР177°Е находится Западно-Озерная площадь. Наиболее интересные данные получены при бурении и опробовании скважины 15 глубиной 3152 м. Заметим, что бурению и опробованию скважины в открытом стволе мешал тот факт, что верхнемеловые аргиллиты (K_2sn-d), вскрытые глубже 2100 м, литогенетически преобразованные до уровня среднего мезокатагенеза (MK_3), постоянно выдавливались горным давлением в колонну, что подтверждает факт их пластичности на указанных глубинах.

В пределах этой зоны в Анадырском ОБ разведано Верхнее-Телекайское месторождение нефти, а в Хатырском: нефти – Угловое, газа – Западно-Озерное (Ягельное) и Майно-Пылгинское.

В Западно-Камчатском ОБ в зоне СМЗР156°Е находятся перспективные площади Ичинского прогиба. При газогеохимических работах в глубоких скважинах, как и в Анадырском и Хатырском ОБ, выявлены признаки глубинных газов, полученных из горизонтов осадочного чехла (таблица 1).

Приведенные в таблицах данные, в сочетании с выявленными ранее показателями гидрогеохимической активности, убедительно свидетельствуют о том, что СМЗР

Таблица 1. Результаты газогидрогеохимических исследований в Анадырском, Хатырском и Западно-Камчатском ОБ по площадям в СМЗР177сЕ и СМЗР156сЕ (по материалам ЧНРЭ и ЗК. НРЭ СахПГО)

№ п/п	Интервал (от – до), м	Газогеохимические данные (газ- объемные %)					Формула химического состава воды
		H ₂	He	CO	CH ₄	Сумма ТУВГ	
1	2	3	4	5	6	7	8
Анадырский ОБ							
Профильная площадь, скважина 8							
1	455-471	3,627	н/оп	6,877	75,9	н.с.	$M8 \frac{(HCO_3 + CO_3)71Cl25}{Na64Ca23}$
2	1043-1085	7,388	н/оп	0,194	65,5	н.с.	$M1,3 \frac{Cl63HCO_325}{Na86}$
Западно-Озерная площадь, скважина 15							
3	2253-2270	0,004	0,014	н/оп	83	5,496	$M9,8 \frac{Cl91}{Na95}$
4	2310-2775	3,768	0,015	н/оп	73,3	11,312	н.с.
Хатырский ОБ							
Майнопылгинская площадь, скважина 35							
5	1556-1561 испытатель ь пластов	10,44	н/оп	н.с.	22,7	н.с.	$M2,5 \frac{Cl87}{Ca40Na34}$ J-63,2 мг/л, Br-53,3 мг/л
Западно-Камчатский ОБ							
Твянская площадь, скважина ГП-1							
1	1605-1688	47,18	н.с.	н/оп	10	н.с.	н.с.
2	1454-1568	1,5	0,027	н/оп	77,1	0,4	$M6,75 \frac{Cl82HCO_313}{(Na + \hat{E})91}$
Верхнее-Низконская площадь, скважина ГП-2							
3	450-500	н.с.	0,008	н/оп	69,3	0,15	$M3,5 \frac{Cl86HCO_310}{(Na + K)95}$
4	760-774	6,6	0,01	н/оп	77,1	0,1	$M7,7 \frac{Cl88}{(Na + K)93}$

Примечание: н/оп – не определяли; н.с. нет сведений.

являются проводниками глубинных флюидов из глубоких земных недр. Такое заключение подтверждается и результатами изучения отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, выполненного Е.И. Кудрявцевой [6]. Для газов поверхностных водотоков это отношение меняется в пределах $140\text{--}175 \cdot 10^{-8}$, для газов, отобранных в кальдере Узон, – $1000\text{--}1040 \cdot 10^{-8}$, в газах из интервалов, обогащенных водородом (таблица 1), – $360\text{--}380 \cdot 10^{-8}$.

По материалам органо-геохимических исследований, проведенных в лаборатории геологии нефти и газа СВКНИИ [4], выявлена интересная особенность состава сидекашитов. Она заключается в том, что в отложениях с растительными органическими веществами (ОВ), достигших стадий мезокатагенеза, высока доля насыщенных УВ,

преобладание нормальных высокомолекулярных УВ над изомерными. Такими признаками обладают синтетические нефтепродукты, полученные способом гидрогенизации углей. Следовательно, есть основания предполагать реакцию гидрогенизации и в осадочном чехле ОБ как в зонах СМЗР, так и в прилегающих к ним блоках осадочных пород, в которые водород может диффундировать из зон глубинных разломов. В целом, подобный механизм синтеза УВ в недрах ОБ предполагался нами ранее [3]. В последние годы подобный взгляд на генезис УВ обосновывает В. Кривицкий [5].

Можно считать, что роль этих зон в формировании потенциала нефтегазоносности двояка. В период аккумуляции седиментов просачивание глубинных флюидов может активизировать накопление органического алинового вещества (сапропелевого типа). Например, выявлен факт образования мощных в сотни метров толщ кремнистых и глинисто-кремнистых осадков в североохотоморских континентальных впадинах, связанных с глубинными разломами, по которым в миоценовые пресноводные озера разгружались термальные воды по зонам глубинных разломов [1]. Осадки, обогащенные алиновым материалом, обладают высоким УВ- потенциалом (>5 кг УВ/т породы).

При поступлении глубинного водорода и окиси углерода в осадочный чехол ОБ активизируются процессы генерации УВ за счет гидрогенизации карбонизированного растительного вещества, более полно используется потенциал керогена седиментитов. С этих позиций осадочные бассейны Северо-Востока России (более известны как угленосные – Гижигинский, Омсукчанский, Наваринский), как и Западно-Камчатский, представляют интерес в качестве возможно нефтегазоносных.

Литература

1. Глотов В.Е., Попов Г.Г. Перспективы открытия кремнистых осадочных пород в центральных районах Магаданской области // Колыма. 1978. № 11. С. 17–19.
2. Грдзелов Л.И., Ягодин В.В. Шумилов М.Б., Арутюнова Н.М. Некоторые результаты поисково-разведочного бурения в СССР на глубины свыше 4500 м // Геология нефти и газа. 1978. № 10. С. 60–62.
3. Иванов В.В., Глотов В.Е., Щербань О.В. Модель развития глубокого осадочного бассейна // Сб. Условия нефтегазообразования на больших глубинах. М.: МГУ, 1988. С. 41–45
4. Иванов В.В., Гревцев А.В., Щербань О.В. Седикахиты осадочных бассейнов Северо-Восточной Азии. М.: Наука, 1988. 168 с.
5. Кривицкий В. К вопросу о происхождении нефти <http://www.nitro.ru/science/interest/exist.html>. 2009.
6. Кудрявцева Е.М. Гидрогеохимия артезианских бассейнов Камчатки в связи с нефтегазоносностью: автореф. дисс.... канд. геол.-минер. наук. Л.: ВНИГРИ, 1974. 26 с.
7. Сидоров А.А., Волков А.В., Ващилов Ю.Я. О зонах субмеридиональных глубинных разломов Северо-Востока России // ДАН. 2008. Т. 423. № 4. С. 507–511.
8. Сидоров А.А., Волков А.В., Глотов В.Е. О связях рудоконтролирующих разломов с послемеловыми осадочными бассейнами и проявлениями углеводородов // ДАН. 2009. Т.429. № 3. С. 374–377.
9. Сидоров А.А., Глотов В.Е., Волков А.В. Современная гидродинамическая активность суб-меридиональных зон глубинных разломов как индикатор нефтегазоносности осадочных бассейнов (Северо-Восток России) // ДАН. 2013. Т. 448. № 6. С. 1–6.
10. Сидоров А.А., Томпсон И.Н. Рудоносность черносланцевых толщ: сближение альтернативных концепций // ДАН. 2000. Т. 70. № 8. С. 719–724.
11. Уманский С.Я. Химия межзвездной среды // Земля и Вселенная. 1979. № 3. С. 7–13.12. Kutina D. Regularities in the distribution of ore deposits along the "Mendocino latitude", western United States // Bull. Global Tectonic and Metallogeny. Vol. 11. N 2. P. 134–152.

**Ю.Н. Смирнова¹, А.А. Сорокин¹, А.Б. Котов², В.П. Ковач²,
Е.Б.Сальникова², Л.И. Попеко³**

**ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ИСТОЧНИКИ
ПАЛЕОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЛЬДОЙСКОГО ТЕРРЕЙНА
ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА**

¹ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

²ФГБУН Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. г. Санкт-Петербург

³ФГБУН Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск

Ольдойский террейн (или “прогиб”) является составной частью Аргунского супертеррейна и рассматривается в качестве фрагмента пассивной континентальной окраины [1, 3, 4]. По существующим представлениям разрез палеошельфовых отложений сложен [1, 5]: 1) силурийскими кварцевыми песчаниками, кварцитами, с прослоями глинистых сланцев, алевролитов, в основании которых отмечаются гравелиты и конгломераты (омутнинская свита, 1300–2500 м), 2) нижнедевонскими песчаниками, алевролитами, известняками (большеневверская свита, 950–1300 м), 3) ниже-среднедевонскими известковистыми алевролитами, известняками, известковистыми песчаниками (имачинская свита, 750–950 м), 4) средне-верхнедевонскими и верхнедевонскими песчаниками, алевролитами, реже известняками (ольдойская и тепловская свиты более 1700 м), 5) нижнекаменноугольными песчаниками, алевролитами с прослоями известняков, в основании – конгломератами (типаринская свита, 800–900 м).

Результаты геохимических исследований [5] терригенных отложений Ольдойского террейна свидетельствует о том, что таковые нижней части разреза Ольдойского террейна по своему химическому составу близки осадкам, накапливающимся в обстановке пассивной континентальной окраины, а верхней – обнаруживают сходство с осадками, формирующимися в обстановке, определяемыми субдукционными процессами (островной дуги и активной континентальной окраины).

Результаты Sm–Nd изотопно-геохимических исследований [9] палеозойских терригенных пород Ольдойского террейна показывают, что они характеризуются оценками $t_{Nd(DM)} = 1.5 - 1.0$ млрд. лет. Это свидетельствует о том, что их главными источниками послужили породы докембрийской континентальной коры и (или) доверхнекаменноугольные изверженные породы, исходные расплавы которых образовались в результате переработки континентальной коры докембрийского возраста, возможно, с небольшой добавкой более молодого ювенильного компонента, на что указывают положительные значения $e_{Nd}(t)$ кварц-полевошпатовых песчаников средне-верхнедевонской ольдойской свиты. При этом наблюдается слабо выраженная тенденция к увеличению значений $e_{Nd}(t)$ по мере уменьшения их стратиграфического возраста – от силура до нижнего карбона. Исключения представляют только песчаники средне-верхнедевонской ольдойской свиты, которые характеризуются положительными величинами $e_{Nd}(t)$. Скорее всего, это обусловлено тем, что образование терригенных толщ Ольдойского террейна происходило за счет разных, достаточно контрастных источников осадочного материала, относительный вклад которых в процессы осадконакопления менялся в ходе эволюции осадочного бассейна. Кроме того, не исключено, что в ходе осадконакопления в областях сноса появлялись новые источники осадочного материала, что также могло приводить как к постепенным, так и к довольно резким изменениям $t_{Nd(DM)}$ и $e_{Nd}(t)$.

Результаты U-Pb геохронологических исследований детритовых цирконов [9] показывают, что в терригенных породах Ольдойского террейна доминируют зерна палеозойского и позднедевонского возрастов. Преобладание в силурийских кварцевых песчаниках омутнинской свиты детритовых цирконов ордовикского и кембрийского возрастов (545–438 млн лет) позволяет сделать вывод о том, что эти терригенные отложения сформировались за счет размыва преимущественно раннепалеозойских гранитоидов. Последние были выявлены в строении этого региона и имеют возрасты (510 ± 2 , 495 ± 2 , 472 ± 2 млн лет) [7, 8].

Появление в песчаниках средне-верхнедевонской ольдойской и нижнекаменноугольной типаринской свит детритовых цирконов среднепалеозойского возраста, а также заметное увеличение значений $e_{Nd}(t)$ при переходе от песчаников имачинской к песчаникам ольдойской свиты свидетельствуют о том, что в девонское время в бассейне осадконакопления началось поступление терригенного материала из новых источников. В качестве таких источников могут рассматриваться среднепалеозойские гранитоиды (386 ± 10 – 371 ± 5 млн лет) [7], а также пепловые туфы кислого состава, которые установлены в разрезах девонских терригенных отложений Ольдойского террейна [2, 5].

Обращает на себя внимание, что возраст среднепалеозойских детритовых цирконов (398–373 млн лет) из песчаника средне-верхнедевонской ольдойской свиты в целом соответствует ее стратиграфическому возрасту (397–359 млн лет). То же самое можно сказать и о возрасте наиболее молодых среднепалеозойских детритовых цирконов (358–343 млн лет) из нижнекаменноугольного (турне – ранний визе) песчаника типаринской свиты. Отсюда следует, что начиная по крайней мере со среднего девона накопление терригенных отложений Ольдойского террейна протекало на фоне активной магматической деятельности, т.е. в обстановке зрелой островной дуги или активной континентальной окраины, а не пассивной континентальной окраины, как это предполагалось ранее [1, 3, 4].

Помимо палеозойских цирконов в изученных образцах песчаников Ольдойского террейна присутствует значительное количество (до 30%) детритовых цирконов позднедевонского возраста. Их источниками, по-видимому, являются выявленные недавно в юго-восточной части Амурского микроконтинента позднедевонские гранитоиды (927–792 млн лет) [10], а также позднедевонские вулканические комплексы, присутствие которых в пределах Амурского микроконтинента предполагается на основе геологических и палеонтологических данных [1, 5].

В целом, геохимические особенности палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна, закономерности изменения в них изотопного состава Nd и возрастов детритовых цирконов позволяет сделать следующие выводы.

1. Формирование палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна протекало в различных геодинамических обстановках. В силурии обстановка их накопления соответствовала пассивной континентальной окраине, а в девоне она сменилась обстановкой активной континентальной окраины или зрелой островной дуги.

2. Главными источниками исходного для палеозойских песчаников Ольдойского террейна осадочного материала послужили позднедевонские гранитоиды, а также ранне- и среднепалеозойские гранитоиды, образование которых было связано главным образом с процессами переработки позднедевонской континентальной коры.

3. В силуре поступление терригенного материала в бассейн осадконакопления происходило в основном за счет разрушения раннепалеозойских и позднедевонских гранитоидов. В девоне в осадочный бассейн начали поступать продукты разрушения среднепалеозойских гранитоидов и кислых вулканических пород.

4. Наиболее важным моментом в эволюции терригенного осадконакопления Ольдойского террейна является появление, начиная с девона, в песчаниках среднепалеозойских детритовых цирконов, возраст которых совпадает с возрастом осадконакопления, что является показателем их формирования в обстановке активной континентальной окраины или зрелой островной дуги.

Исследования выполнены при поддержке Президиума ДВО РАН (гранты №№ 12-I-0-ОНЗ-09, 12-II-СУ-08-009), РФФИ (проекты 12-05-00170, 11-05-00936, 11-05-92003), NSC 98-2923-M-001-001-MY3 и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов и платформ в неогее”.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Нагибина М.С. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. М.: ВИНТИ 1969. 399 с.
3. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геол. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
4. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геол. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–43.
5. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск: ХГГП, 1994.
6. Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Попеко Л.И., Смирнов Ю.В. Геохимические особенности палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение геодинамических условий седиментации // Геохимия. 2013. №4. С.344–365.
7. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Сорокин А.П. Фрагменты палеозойских активных окраин южного обрамления Монголо-Охотского пояса (на примере северо-восточной части Аргунского террейна, Приамурье) // Доклады АН. 2002. Т.387. №3. С. 382–386.
8. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Цзинь и др. Раннепалеозойские гранитоиды восточной окраины Аргунского террейна (Приамурье): первые геохронологические и геохимические данные // Петрология. 2004. Т.12. №4. С. 414–424.
9. Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Котов А.Б. и др. Источники палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты изотопно-геохимических (Sm-Nd) и геохронологических (U-Pb, LA-ICP-MS) исследований // Доклады АН. 2012. Т.445. №5. С. 577–581.
10. Wu F.Y., Zhang Y.B., Sun D.Y. et al. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // Journal of Asian Earth Sci. 2011. V.41. P. 1–30.

А.П. Сорокин^{1,2}, В. И. Рождествина^{1,2}, В.М. Кузьминых¹

**ОСНОВНЫЕ ЭПОХИ ЗОЛОТОРОССЫПЕОБРАЗОВАНИЯ И УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ
В ЗЕЙСКО-БУРЕЙНСКОМ БАССЕЙНЕ**

¹ФГБУН Амурский научный центр ДВО РАН, г. Благовещенск

² ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Зейско-Буреинский бассейн, с прилегающим обрамлением, по степени угленасыщенности и золотоносности не имеет себе равных на восточной окраине Евразии. Это – крупнейшая депрессионная структура Дальнего Востока, которую с запада и юга обрамляют Большехинское и Малохинганское, с севера и востока – Янкано-Тукурингро-Джагдинское и Туранское горно-складчатые сооружения. Бассейн характеризуется продолжительным (со средней юры по плиоцен) прерывисто-унаследованным типом развития, длительным существованием гидросети и наиболее широким (средняя юра – миоцен) на востоке России временным интервалом угленакопления. «Трансгрессивный» тип формирования этой структуры обеспечивал образование в мезозое и кайнозое эшелонированной системы разновысотных торфяных залежей, развивавшихся от центра бассейна к периферии, с наиболее молодым – кайнозойским уровнем в пределах межгорных и предгорных прогибов. Они образуют Пиканско-Сергеевскую, Селемджинско-Ерковецкую и Завитинско-Архаринскую угленосные площади с целым рядом крупных месторождений, общие ресурсы которых определяются более 12 млрд. т. Указанные площади сопряжены с горно-складчатыми сооружениями, в пределах которых распространены Становая, Джагдинская и Буреинская золотоносные провинции с проявлениями и месторождениями золото-кварцевой, золото-сульфидной, золото-редкометалльной, золото-серебряной, медно-порфировой формаций [6]. На периферии поднятий, наряду с углями, расположены палеогеновые, олигоценные, неогеновые и четвертичные россыпи золота, локализованные в Тында-Зейском, Южно-Тукурингрском, Притуранском, Гонжинском и Амуро-Мамыньском золотоносных поясах [3], в которых за более чем столетнюю историю добыто более 800 т металла.

Процессы гипергенеза, проявленные в горно-складчатых областях и на их периферии, в позднем мезозое, палеогене и миоцене, обусловили образование в пределах межгорных и предгорных прогибов многоярусных россыпных месторождений золота, нередко содержащих пласты и линзы углей (россыпи Нагиминская, Грязнушка и др.) (Верхнее Приамурье). Указанные пограничные структуры в кайнозое были наиболее оптимальны не только для накопления благородных металлов, но и для торфяных залежей (рис. 1).

В россыпях, особенно палеоген-неогенового возраста, значительная часть (до 50%) принадлежит мелкому и тонкому золоту. В тоже время, исследованиями последних десятилетий установлено существование в россыпях растворенных форм благородных (БМ), редких (РМ) и редкоземельных (РЗЭ) металлов (элементов) в ионно-молекулярной, коллоидной форме и взвеси (кластогенных частиц) [4, 5].

Поступление благородных металлов в торфяники связаны с различными механизмами и условиями транспортировки: растворенные подвижные формы элементов, переносимые поверхностными водами из зон гипергенеза рудных залежей и минерализованными подземными водами; формы, поглощенные и сорбируемые растения-

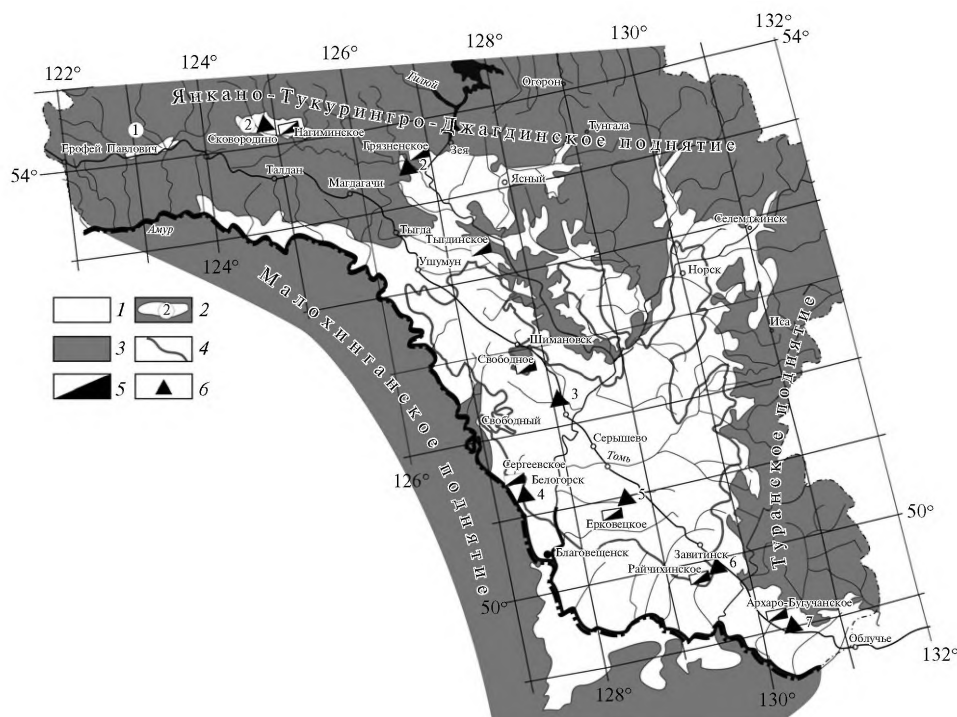


Рис. 1. Схема распределения палеоген-миоценовых угленосных отложений Зейско-Буреинского бассейна (составил А.П. Сорокин).

1 – Зейско-Буреинский бассейн, 2 – приразломные бассейны (в кружках: Уруша-Ольдойский (1), Урканский (2)), 3 – породы домезойского фундамента, 4 – граница угленосных отложений, 5 – бурогольные месторождения и проявления, 6 – участки опробования бурых углей на золото (1–7). Государственная граница РФ и КНР проходит по р. Амур.

ми-углеобразователями и органическим веществом каустобиолитов угольного ряда (как геохимический барьер); кластогенные частицы, ультратонкие частицы в ассоциации с минералами глин, переносимые водотоками, дренированными областями сноса, и воздушными массами; минерализация за счет наложенных процессов и другие факторы.

Аналитические исследования по определению золота в угленосных отложениях выполнялись в АмурНЦ ДВО РАН в течение 2002–2003 гг. Они были направлены на совершенствование пробирного анализа, обладающего большим практическим и историческим опытом [7], адаптировав его – в виде способа, применительно к золотосодержащим угленосным породам. Разработка способа проводилась на основных бурогольных месторождениях Дальнего Востока. В 2003 г. был оформлен патент № 2245931 – «Способ определения золота в золотосодержащем сырье» [1], который, с применением некоторых НОУ ХАУ, позволяет получить стабильные и надежные, по нашему мнению, содержания золота из бурых углей с навесками весом 20–50 г.

С помощью указанного способа в пробирно-аналитической лаборатории АмурНЦ ДВО РАН в течение последнего десятилетия было выполнено более 3500 определений

золота в углях и вмещающих породах. По результатам анализов 2003–2005 гг., содержание металла в углях варьировало в широких пределах (г/т): в райчихинских – 2,5–9,0; павловских – 9,0–35,0; ерковецких – 6–12,0 и т.д. [4]. В процессе совершенствования способа и накопления статистических данных, установлено, что около 50% проб с золотом располагается в интервале 0–5 г/т, а число проб с высокими содержаниями (более 40 г/т) не превышает 10%.

Электронно-микроскопическими и рентгеноспектральными исследованиями в ИГиП ДВО РАН установлено, что золото в бурых углях представлено минеральными частицами самородного высокопробного золота и твердыми растворами Au-Ag, Au-Ag-Cu, Au-Cu(Ni,Zn) [2]. В углях также обнаружены самородные минералы: Pt, Pd, Ag, Pb, Cu, Zn, Bi, Fe, Cr, Ni, W, Al, Se; твердые растворы: Ag-Sn, Cu-Zn, Pb-Cu, Fe-Ti, Fe-Cr, Cr-Ti, Ti-Ca (Fe,K,Si); сульфиды: FeS₂, FeCuS₂, ZnS, PbS, BaS, Ag₂S; сульфо-селениды и селениды: Ag₂(S,Se), Pb(Se,S), PbSe; сульфаты: BaSO₄, SrSO₄, (Ba,Sr)SO₄; карбонаты: CaCO₃, BaCO₃; окислы: Fe₃O₄, FeTiO₃, TiO₂, FeCr₂O₃; силикаты: SiO₂, ZrSiO₄; алюмосиликатные минералы с широким вариационным рядом элементов (Fe, Ti, K, Ca, Na, Mg); хлориды: NaCl, KCl; фосфаты и оксиды редкоземельных элементов (Ce, La, Nd). Также как и золото, большинство минеральных фаз представлено микронными и наноразмерными индивидами губчатого строения.

Вышеприведенные данные свидетельствуют, что возрастные парагенезисы и латеральная сопряженность областей торфо- и золотонакопления на границе Зейско-Буреинского бассейна с областями сноса, свидетельствуют о масштабности взаимосвязанных кайнозойских процессов. Эти процессы, протекающие при наличии органических веществ, определяют сорбционное концентрирование при наличии гумусовых кислот.

Литература

1. Кузминых В.М., Чурсина Л.А. Пат. 2245931 Российская Федерация, МПК7 С 22 В 11/02, G 01 N 33/00. Способ определения золота в золотосодержащем сырье. Пат. РФ № 2245931. // Бюл. 2005. № 4.
2. Рождествина В.И., Сорокин А.П. // Тихоокеан. гео-логия. 2010. № 6. С. 26–38.
3. Сорокин А.П. Морфоструктуры и кайнозойские россыпи золота Приамурья. – М.: Наука, 1990. – 106 с.
4. Сорокин А.П., Кузминых В.М., Рождествина В.И. // ДАН. 2009. Т. 424. № 2. С. 239–243.
5. Сорокин А.П., Чантурия В.Н., Рождествина В.И., Кузминых В.М., Жмодик С.М. Нетрадиционные типы благороднометалльного, редкометалльного и редкоземельного оруденения в угленосных бассейнах Дальнего Востока // Доклады АН. 2012. Т. 446, № 6. с. 672–676.
6. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья. (Амурская область, Россия). Владивосток: Дальнаука, 2002, 194 с.
7. Bacon W.G., Hawthorn G.W., Poling G.W. // Canad. Instr. Min. Metall. Bull. 1989. V. 82. № 931. P. 29–36.

В.П. Стрыжак, И.В. Недосекова

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВНЫХ УЧАСТКОВ И ЗОН
ДЛЯ ДОБЫЧИ ГАЗА (МЕТАНА) УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ
ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА**

*НИИ нефтегазовой промышленности Национальной акционерной компании «Нафтогаз
Украины», Украина*

Для выявления зон, наиболее перспективных для добычи газа (метана) из угольных толщ Донбасса, проанализированы материалы геологоразведочных работ, проводимых на угольных месторождениях и шахтных полях Донбасса, а также данные бурения различных купольных структур, и определены основные критерии для их оценки. Наиболее весомыми критериями, которые влияют на оценку территории, являются степень метаморфизма угольных пластов и характеристика угленосности осадочной толщи.

Угленосность осадочной толщи зависит от литолого-фациальных условий осадконакопления. На Донбассе накопление угольных формаций происходило на протяжении всего каменноугольного периода. Мощность толщи увеличивается от бортов до центральной части бассейна и в юго-восточном направлении. Минимальные мощности свит карбона наблюдаются на севере Старобельско-Милеровской моноклинали (платформенный склон Воронежского кристаллического массива) и на юго-востоке, на платформенном склоне Украинского щита; максимальная – на юго-востоке бассейна возле Персивановского надвига с постепенным уменьшением мощностей каждой из угольных свит верхнего и среднего карбона в сторону Днепровско-Донецкой авлакогена.

Общее количество угольных пластов, залегающих в угленосной толще до глубины оценки 1800 м, составляет 330, но только 130 пластов имеют мощности более 0,45 м. средняя мощность пластов колеблется в интервалах 0,6–0,8 м. Пласты мощностью 2 м и более встречаются редко.

Угленосность в бассейне распределена неравномерно: большая часть ресурсов угля сосредоточена в 27 пластах среднего карбона и 8 – нижнего. Верхний карбон имеет всего один пласт промышленного значения, а в нижнем карбоне угленосность распространена только на юго-западе бассейна в узком интервале мощностью 400–500 м. Пласты расположены сближенными группами с расстоянием между группами 30–80 м, а между пластами в группах от 3 до 20 м.

Прогнозирование природной газоносности углей в значительной степени базируется на изучении показателей его качества, и, опосредованно, на определении степени его метаморфизма. Региональный метаморфизм преобладает в Донецком бассейне, обуславливает последовательную смену марок углей, как по площади, так и по разрезу. Увеличение степени метаморфизма в каждом пласте по площади происходит постепенно параллельно нарастанию мощности угольной толщи с северо-запада на восток и от периферии к центру бассейна. Градиент метаморфизма является суммой стратиграфического положения пласта и современной глубины его залегания.

Природная газоносность углей всех стадий метаморфизма близка к их сорбционной емкости, оставаясь ниже последней на 10–20 %. Их сорбционная емкость непрерывно возрастает при увеличении степени метаморфизма. Максимальных значений

35–38 м³/т сухой беззольной массы (с.б.м) сорбционная емкость достигает на антрацитовой стадии группы 10А, после чего она резко уменьшается до практического отсутствия в наиболее метаморфизованных антрацитах групп 11А и 12А.

Трещиноватость углей формируется как в процессе генезиса угля, так и в процессе тектонической, гипергенной и другой активности, что обуславливает одну из основных характеристик угольного пласта – его газопроницаемость. Тектонические и гипергенные процессы приводят к нарушению макроструктуры (текстуры) углей и к увеличению фильтрационных свойств пластов в несколько раз за счет возникновения поровых полостей. Распределение экзогенных трещин в углях разных стадий метаморфизма характеризуется максимумом в углях с содержанием летучих компонентов от 14–16 % до 32 % (марки углей от Ж до ПА).

Тектоническое строение территории влияет на распределение газов от начала их генерации в процессе метаморфизма углей до последующей их дегазации на постинверсионном этапе развития. Особую роль при распределении газов играют тектонические нарушения, которые в зависимости от типа и времени формирования, могут, как способствовать образованию скоплений метана, так и служить каналами дегазации. Например, постседиментационные сбросы проницаемы и при отсутствии надежных покровов способствуют дегазации отложений вдоль плоскости сбрасывателя. Наоборот, конседиментационные сбросы способствуют образованию скоплений газа в зонах дробления и трещиноватости, образованных вдоль нарушения.

Наличие и мощность перекрывающих отложений влияет на сохранность залежей. Газонепроницаемые породы, перекрывающие угленосную толщу, затрудняют дегазацию пластов, поэтому месторождения закрытого типа при других равных условиях имеют более высокую газоносность, чем открытого. Наличие покровов также меняет степень влияния разрывных нарушений, затрудняя миграцию метана. Зоны газопроводящих нарушений при этом характеризуются не пониженной газоносностью, а скоплением свободных газов.

Гидрогеологические условия влияют на перемещение УВ газов в угленосной толще, их распределение по площади и в вертикальном разрезе. Подземные воды в процессе циркуляции дегазируют угольную толщу. Обводненные угольные пласты в зоне активного водообмена, имеют пониженную газоносность. Поэтому угольные пласты, расположенные вблизи водоносных горизонтов, характеризуются пониженной газоносностью или полностью дегазированы.

Между химическим составом подземных вод и составом газов Донецкого бассейна также существует соотношение: с глубиной возрастает содержание метана в угольных пластах и, одновременно, меняется солевой состав вод в сторону увеличения содержания хлорида натрия, который преобладает в зоне развития метановых газов. Гидрокарбонатно–кальциевые и гидрокарбонатно-сульфатно-натриевые воды, находящиеся в зоне активного водообмена, связаны с зоной углекисло-азотных газов. К зоне метаново-азотных и азотно-метановых газов приурочены сульфатно-натриевые воды, с которыми часто связаны выделения сероводорода.

Основываясь на приведенных данных, к перспективным участкам следует относить участки, отвечающие следующим критериям оценки:

1. Суммарная мощность угольных пластов в угленосной толще (150–200 м) должна быть не меньше 7 м. При этом индивидуальная мощность пластов должна быть больше 0,65 м, а минимальная мощность пластов-спутников должна превышать 0,3 м.

2. Глубины залегания углей для добычи газа не должны превышать глубин их оценки (1600 – 1800 м). Оптимальными являются глубины 500–1200 м.

3. Степень метаморфизма углей должна отвечать группам Г (газовые), Ж (жирные), К (кокующиеся), ОС (отощено-спекающиеся) и Т (тощие) с отражающими способностями витринита от 0,6 до 2,0 %;

4. Газоносность угольных пластов в угленосной толще карбона должна быть больше 7 м³/т сухой беззольной массы (с. б. м.) с обязательным ростом с глубиной;

5. Коллекторские свойства характеризуются хрупкостью и трещиноватостью;

6. Тектоническое строение преимущественно простое с моноклиальным залеганием слоев, угол наклона которых не превышает 30°. Наиболее благоприятными являются нарушения сбросового типа.

7. Минерализация пластовых вод не должна превышать предельно допустимые концентрации по району и не требовать специальных средств по деминерализации.

Н.С. Сырбу, Р.Б. Шакиров

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЕЛИЯ И ВОДОРОДА НА ЮГО-ВОСТОЧНОМ ШЕЛЬФЕ О. САХАЛИН И В ТАТАРСКОМ ПРОЛИВЕ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ 59 РЕЙСА НИС “АКАДЕМИК М.А. ЛАВРЕНТЬЕВ”, 2012 Г, РУКОВОДИТЕЛЬ А.И. ОБЖИРОВ)

*ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

Придонная среда морей и океанов, объединяющая в себе верхний слой донных отложений и придонную воду, вызывает повышенный научный интерес как контактная зона взаимодействия литосферы и гидросферы несущая информацию о недрах в виде газогеохимических полей. Газогеохимические поля – это многокомпонентные системы, характеризующиеся соответственным распределением и генезисом природных газов (углеводородных, углекислого, гелия, водорода и др.). Земная кора разбита тектоническими разломами, а по формируемым ими проницаемым зонам мигрирует гелий и водород – важные индикаторы геологических процессов. Проведенные исследования свидетельствуют, что гелий и водород являются важными газогеохимическими индикаторами геологических процессов [1] и углеводородных ископаемых, таких как газогидраты.

Экспедиция на НИС “Академик М.А.Лаврентьев” (рейс № 59) была организована отделом геологии и геофизики ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН (ТОИ ДВО РАН) при участии Научного центра окружающей среды и энергетических ресурсов Технологического института (КИТ, г. Китами, Япония), Института полярных исследований (КОПРИ, Республика Корея) и Федерального государственного бюджетного учреждения науки Институт Океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН, Москва) для продолжения комплексных геофизических, газогеохимических, геологических и гидрологических исследований в рамках международного проекта “САХАЛИН” (Sakhalin Slope Gas Hydrate Project, 2012–2017). Районы работы включали в себя юго-восточный склона залива Терпения (западный борт Курильской котловины) и южную часть Татарского пролива.

В 59 рейсе НИС “Академик М.А. Лаврентьев” сотрудниками ТОИ ДВО РАН впервые были предложены и успешно проведены измерения гелия и водорода в морских осадках и воде на юго-восточном и юго-западном склоне о. Сахалин. Примененный метод определения гелия и водорода оказался эффективным и позволил получить важные характеристики газогидратоносных участков и зон разломов Охотского моря.

Для измерения гелия и водорода в морских осадках и воде применена газовая хроматография – универсальный метод разделения смесей разнообразных веществ, испаряющихся без разложения. Компоненты разделяемой смеси перемещаются по хроматографической колонке с потоком газа носителя (в нашем случае – аргон). Метод газовой хроматографии основан на высокой чувствительности детектора теплопроводности (ДТП) к гелию и водороду. При анализе использовался портативный газовый хроматограф “Хроматэк-Газохром 2000” (ОАО “Хроматек”, г. Йошкар-Ола), а так же вакуумная дегазационная установка (Обжиров, 1993). ДТП повышенной чувствительности – 2 ppm по гелию и водороду. Длительность анализа – 5 минут. Рассматриваемые

газы легко летучие, поэтому анализ образцов проводился в течение 1 часа после отбора, пробы для анализа в береговых условиях были фиксированы хлоргексидином и хранились в при температуре +4°C в темном месте.

Всего в течение рейса №59 НИС “Академик М.А. Лаврентьев” для определения гелия и водорода выполнено 25 литологических станций с отбором проб керна донных осадков голоцен-позднеплейстоценового возраста. В Охотском море (залив Терпения) – 8 кернов и в Японском море (Татарский пролив) – 17 кернов. Для анализа методом headspace на наличие He и H₂ было отобрано 190 газовых образцов. Также 30 газовых проб были получены методом вакуумной дегазации из морской воды для анализа в лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН после завершения рейса. Из каждого 0.5 л морской воды извлекалось приблизительно 11 мл газа. Ошибка определения составила не более 5%.

В Татарском проливе было взято 122 образца донных осадков из 17 кернов. Фоновые содержания водорода в газах донных отложений Татарского пролива составили 5.4 ppm, а гелия – 5.6 ppm.

В заливе Терпения было отобрано 25 образцов донного осадка из 3 кернов, которые анализировались на наличие гелия и водорода сразу же в лаборатории на судне. На данном участке работ фоновые концентрации водорода составили 5.0 ppm, гелия – 4.0 ppm.

За время наблюдений установлено, что содержание гелия в Татарском проливе (Японское море) в среднем выше в несколько раз, чем в юго-западной части Охотского моря. Повышение содержания гелия в водах Татарского пролива может быть обусловлено сейсмической активизацией в данном районе накануне пробоотбора. Содержания водорода при этом значимо не изменились.

В керне LV59-05HC (Охотское море) были обнаружены аномальные содержания гелия до 57.3 ppm на глубине 290–350 см ниже поверхности дна. Концентрации водорода в данном керне также аномально повышены – до 8.2 ppm (рис).

На соседних станциях концентрации гелия и водорода были на уровне фона. Газогидратоносный осадок, поднятый в керне LV59-05HC, является гелиеносным, что

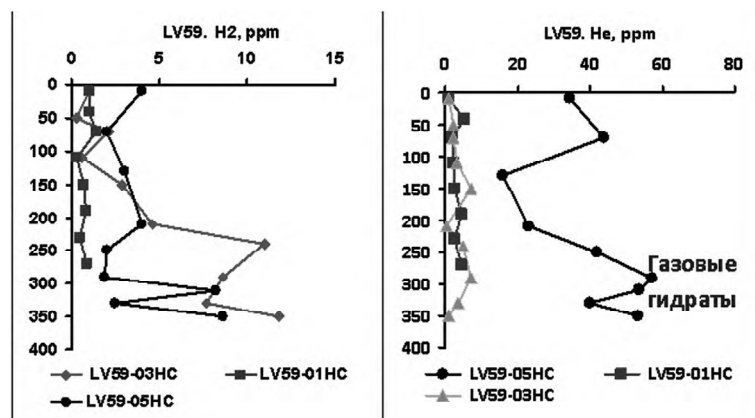


Рис. Распределение гелия и водорода в 3 осадочных кернах северо-западной части Курильской котловины (юго-восточный склон залива Терпения, Охотское море).

доказывает наличие притока глубинных газов в северо-западной части Курильской котловины.

Аномалии гелия также зафиксированы на станции LV59-34НС в Татарском проливе – до 13.8 ppm на глубине 300–330 см ниже поверхности дна. Аномалии гелия в кернах с газовыми гидратами доказывают глубинное происхождение природных газов (метана и высших углеводородов), которые и кристаллизуются как гидраты метана в поверхностных осадках данного района Охотского моря. Повышенное содержание водорода указывает, что разломы в районе исследований сейсмически активны. Некоторые исследователи [2,3] полагают, что в морских осадках водород может генерироваться при анаэробном преобразовании ОВ. Однако в случае совпадения аномалий гелия, метана и водорода в зоне разлома водород указывает на активность геологической структуры, по которой осуществляется перенос термогенных газов.

Газогидраты были обнаружены в районах с повышенной сейсмической активностью в северо-западной части Курильского бассейна (LV59-05НС, глубина 320 м) и на юго-западном склоне о. Сахалин (LV59-27НС, глубина 1200 м). Обнаруженные аномалии гелия и водорода в гидратоносных осадках свидетельствуют о глубинном генезисе газового потока в этих районах.

Исследование выполнено при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации, Соглашение 8319 “Нетрадиционные ресурсы метана Дальнего Востока России: распределение, генезис, промышленное значение, экология, а так же гранта ФЦП “Научные и научно-педагогические кадры инновационной России” на 2009–2013 гг. по направлению “Проведение научных исследований молодыми кандидатами наук в следующих областях:– геология. Горное дело; – геохимия”. Гос. контракт 14.132.21.1377. Газохроматографические анализы выполнены О.Ф. Верещагиной, Шакировым Р.Б., Сырбу Н.С. и Е.В. Коровицкой (ТОИ ДВО РАН). Лаборатория газогеохимии ТОИ ДВО РАН имеет Свидетельство Росстандарта № 49 от 01.08.2012. Гидроакустические данные предоставлены к.ф.м.н. Саломатиным А.С. (ТОИ ДВО РАН). Авторы выражают благодарность капитану дальнего плавания Никифорову В.Н. и команде НИС “Академик М.А. Лаврентьев” за сотрудничество в проведении экспедиции.

Литература

1. Газоносность угольных бассейнов и месторождений СССР. Под ред. А.И. Кравцова. М., Недра. Т. I - III, 1979.
2. Уткин В.И. Газовое дыхание Земли. Соросовский Образовательный Журнал. Науки о Земле, 1997. №1. С. 57–64.
3. Dudley D.R., Claypool G.E. Biogenic gas-requirements for generation, accumulation, resource potential evaluation. Oil and gas. January 26. V. 79. № 4. 1981. P. 258–273.

В.А. Щербаков¹, А.К. Окулов²**ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ АКВАТОРИИ ЮЖНЫХ КУРИЛ**

¹ *Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Гамберга, г. Санкт-Петербург*

² *ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток*

В работе представлены результаты исследования природного газа в акватории Охотского моря района южных Курильских островов (Кунашир, Шикотан). Полевые работы проводились на НИС «Профессор Гагаринский» в сентябре 2011 г. по объекту «Оценка фоновое состояние геологической среды прибрежной зоны и берегов Охотского моря для организации мониторинга состояния недр» (Государственный контракт от 17 мая 2011 г № 20/07/60-10).

Цель исследований – определение растворенного в поверхностно и придонном слое воды природного газа.

Отбор проб морской воды производился пластиковым батометром объемом 10 литров. Проба из батометра помещалась в стеклянную бутылку объемом 265 мл. Для выделения пробы в газовую фазу в бутылку с морской водой добавлялся гелий. Далее в течение 1–5 часов проба анализировалась на газовом хроматографе SRI 8610С. Дополнительно отбирались пробы (дубли) и анализировались в лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН на газовом хроматографе Кристаллюкс 4000М.

По данным сейсмопрофилирования [2] выделяется серия сейсмостратиграфических подразделений (сейсмотолщ). Самая нижняя сейсмотолща идентифицируется с верхнемеловым структурно-вещественным комплексом и принимается в качестве акустического фундамента. Выше расположен ряд кайнозойских сейсмотолщ. Наиболее полно разрезы кайнозойских образований прослеживаются в пределах Южно-Курильского пролива, где выделено по МОВ ОГТ четыре отражающих сейсмогоризонта (I, II, III, IV Рис. 1). Эти горизонты являются границами региональных несогласий. На исследуемой площади широко развита дизъюнктивная тектоника, проявляющаяся в интенсивном перемещении блоков по многочисленным разломам, преимущественно северо-восточного простирания. Структуры первого порядка осложнены многочисленными разрывами северо-западного простирания, представляющими собой сбросо- и взбросо-сдвиги [2].

В результате исследований было отобрано 122 пробы на 61 станции для определения газового состава. Высокое содержание метана в поверхностном слое воды установлено в ряде станций расположенных в районе м. Петрова, м. Южно-Курильский и м. Мечникова с содержанием метана до 1120 нл/л. На этих же станциях в придонном слое воды содержание метана не превышало 300 нл/л. Повышенное содержание метана в поверхностном слое, возможно связано с вулканической деятельностью (горячими фумаролами) вулкана Менделеева. К возможным источникам метана в поверхностном слое можно отнести залежи углеводородов выделенных по результатам морских геофизических исследований [2]. При этом разгрузка газа в водную толщу осуществляется по зоне тектонического нарушения. В придонном горизонте повышенные концентрации метана (до 720 нл/л) установлены на северо-западном побережье о. Кунашир. Здесь же по результатам эхолотирования установлено 8 выходов газа в водную толщу в

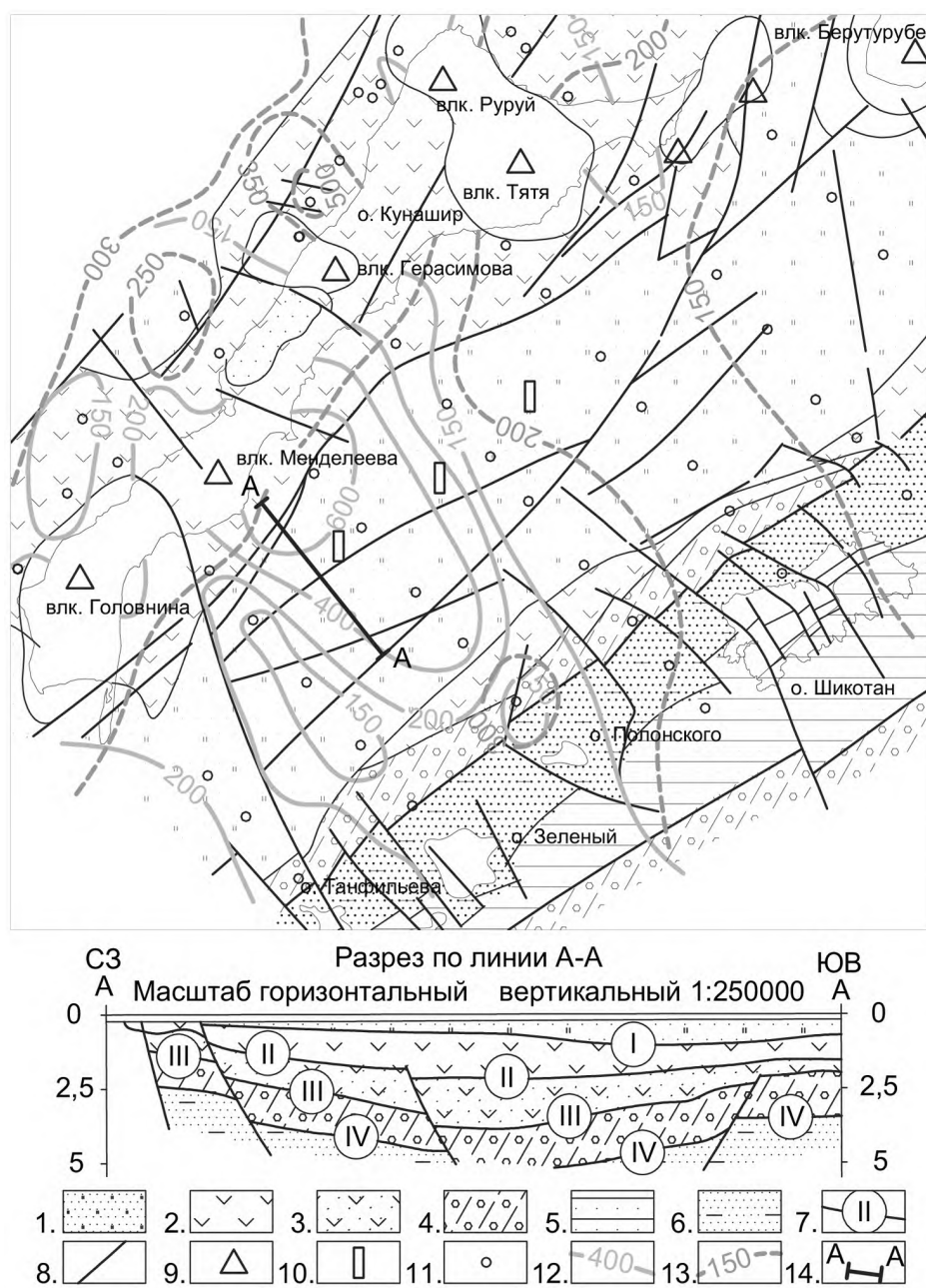


Рис. 1. Геологическая схема района исследований [2] с содержанием метана в поверхностном и придонном слое воды. Масштаб 1:1000000: 1. Неоген (плиоцен) – квартал N_2-Q . 2. Неоген (ср. миоцен – н. плиоцен) $N_{1,2}$. 3. Палеоген (эоцен) – неоген (ср. миоцен) P_2-N_1 . 4. Палеоген (палеоцен-эоцен) $P_{1,2}$. 5. В. мел (маастрихт) – палеоген (палеоцен) K_2-P_1 . 6. В. мел K_2 . 7. Сейсмгоризонт. 8. Разрывные нарушения. 9. Вулканы. 10. Прогнозируемые нефтегазовые месторождения. 11. Станция. 12. Изолиния содержания метана в поверхностном слое воды. 13. Изолиния содержания метана в придонном слое воды. 14. Линия разреза.

пределах участка. К участкам с фоновым содержанием метана (100–120 нл/л), в воде обоих горизонтов, относится восточная и северо-восточная часть исследуемой площади.

Исследования газового состава донных осадков не проводились, но в ряде станций расположенных преимущественно в юго-западной части исследуемой площади, при подъеме осадка отмечался сильный запах сероводорода.

Таким образом, по результатам газогеохимических исследований можно сделать следующие выводы:

1. Аномалии метана в поверхностном слое воды в районе м. Южно-Курильский, возможно, имеют глубинное происхождение. Для определения источника газа необходимо выполнить дополнительные исследования – изотопное отношение углерода метана, углекислого газа, содержание растворенного в воде углекислого газа (необходимо для определения участия газов вулканического происхождения), этана и других гомологов метана, как в акватории, так и на о. Кунашир в районе выходов горячих источников.

2. Фоновое содержание растворенного метана в воде составляет 100–120 нл/л, что превышает в 1,5 раза фон Японского и Охотского морей. Это, по-видимому, связано с вулканической деятельностью и широко развитыми в районе исследований тектоническими нарушениями.

Литература

1. Котов С.Р., Щербаков В.А., Горемыкин Ю.В., Ермакова Л.А., Карташев А.О., Константинов В.М., Крестин Б.М., Криницкий П.И., Мотычко В.В., Никулин Е.Г., Окулов А.К., Сазонов В.О., Слинченков В.И., Соколов Г.Н., Усенков С.М., Шишов Е.П. Оценка фонового состояния геологической среды прибрежной зоны и берегов Охотского моря (Южные Курилы). // “Экспедиционные исследования ВНИИ-Океангеология в 2010 – 2011 годах” Санкт-Петербург, 2012, с. 14–25
2. Государственная Геологическая Карта Российской Федерации м-ба 1:200000 (второе издание). Листы К-55-III(II) (Автор Рыбак-Франко Ю.Ф., Гальверсен В.Г., Удодов В.В., редактор Ротман В.К.) Объяснительная записка. Санкт-Петербург, 2006, 117 с.

А.И. Яцук, А.И. Гресов

РОЛЬ ТЕКТониКИ В ФОРМИРОВАНИИ ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В РАЙОНЕ ЮЖНО-ПРИМОРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА ЯПОНСКОГО МОРЯ

ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН,
г. Владивосток

Южно-Приморский осадочный бассейн Японского моря, расположен в пределах залива Петра Великого от бухты Экспедиции на юго-западе до бухты Находка на юго-востоке. В геологическом отношении район исследований представлен осадочными и изверженными образованиями перми, мезозоя и кайнозоя. Тектоника бассейна относится к зонам герцинской и мезозойской складчатости, на которые наложены кайнозойские депрессии Амурского и Уссурийского заливов [1].

Источниками образования и поступления углеводородных газов в придонные воды в районе Южно-Приморского осадочного бассейна могут служить породы фундамента, угленосные отложения и зоны тектонических разломов. В бассейне установлена угленосность пермских, верхнетриасовых, нижнемеловых, палеогеновых и неогеновых отложений [2].

Морскими экспедиционными исследованиями 2009–2012 гг. установлено, что в составе водорастворенных углеводородных газов Амурского залива присутствуют: метан от 0,09 до 18 см³/м³ (от 5,6 до 1110 ppm); этан и этилен – от 0,01 до 0,15 см³/м³ (0,2–5 ppm), пропан – от 0,00 до 0,05 см³/м³ (до 1 ppm) и «следы» бутана. В придонных горизонтах (0,5–1 м от дна) углеводородонасыщенность вод в среднем составляет 0,4 см³/м³, при глубинах опробования от 0,5 до 20 м.

Дизъюнктивная нарушенность. Распределение метана в водах Амурского залива обусловлено влиянием тектонических разломов: Тавричанского, Центрального, Муравьева-Амурского и оперяющих их нарушений. В Уссурийском заливе аналогичную роль выполняют Прибрежный разлом и Шкотовский разлом и их апофизы.

Проведенные ранее и настоящие исследования позволяют отнести зоны разломов к мобильным газо-геодинамическим тектоническим системам, по которым в настоящее время происходят интенсивные процессы газопереноса и межформационных газовых связей между разновозрастными геологическими формациями фундамента (в том числе и угленосными) и водами исследованной части залива. Данные процессы создают благоприятные условия для формирования аномальных линейных и площадных зон распределения водорастворённого и свободного метана и тяжёлых углеводородов, как в придонных, так и в приповерхностных водах залива.

Пликативная нарушенность. Газогеохимическими исследованиями в Амурском заливе установлена аномальная линейная зона концентраций метана (до 2,4 см³/м³) и тяжёлых углеводородов (до 0,03 см³/м³) в поверхностных и придонных водах в пределах осевой (мульдовой) части Угловской синклинали и её переклиналильных частях с максимумами в зонах выше указанных разломов. Подобная картина наблюдается и в Уссурийском заливе с аномальными зонами концентраций метана в районе Шкотовского разлома (бухта Суходол). В данном случае зафиксировано комплексное влияние дизъюнктивной и пликативной нарушенности на перераспределение углеводород-

ных газов из фундамента и формирование газовых аномалий в приповерхностных и придонных водах за счёт нарушения газодинамического равновесия в донных отложениях и как следствие – образование струйных потоков свободных углеводородов и переход их значительной части в водорастворённое состояние.

Угленосность. Угленосные формации фундамента Амурского залива представлены неогеновыми отложениями усть-давидовской (N_{1ud}) и синеутесовской (N_{1su}) свит, палеогеновыми – угловской свиты (Pg_{2-3ug}), нижнемеловыми – сучанской серии (липовецкой, северосучанской и северосучанской свит – K_1lp , K_1sv , K_1st), верхнетриасовыми – карнийского и норийского ярусов (амбинская, садгородская свиты) и пермскими – поспеловской свиты (P_1ps).

В исследованной части залива работы велись в районах распространения в фундаменте неогеновой, палеогеновой, нижнемеловой и верхнетриасовой угленосности, с которыми связано формирование зон аномальной и повышенной углеводородонасыщенности в донных отложениях (до $109,8 \text{ см}^3/\text{м}^3$ – лагуна Тихая), придонных (до $18 \text{ см}^3/\text{м}^3$, выход пласта Слоистого III, Тавричанский лиман) и приповерхностных (до $1,2 \text{ см}^3/\text{м}^3$, выхода верхнетриасовых и нижнемеловых углей в бухте Песчаной) водах. В процессе исследований установлено, что максимальными абсолютными значениями метанонасыщенности придонных вод характеризуются площади распространения верхнетриасовых и палеогеновых углей (бухта Песчаная, Тавричанский лиман, до $17,8 \text{ см}^3/\text{м}^3$), минимальными – неогеновых (до $2,4 \text{ см}^3/\text{м}^3$), промежуточное положение занимают нижнемеловые угли (до $8,4 \text{ см}^3/\text{м}^3$). В зонах выходов угольных пластов установлены аномальные концентрации углекислого газа до 2,54 % в районах развития палеогеновых и неогеновых угленосных отложений фундамента; 1,57 % – нижнемеловых и 1,16 % – верхнетриасовых.

Таким образом, установлено, что формирование газогеохимических полей в районе Южно-Приморского бассейна Японского моря обусловлено комплексным влиянием геологических факторов, основными из которых являются: дизъюнктивная и пликативная тектоника фундамента, его геологический возраст и литологический состав; угленосность геологических формаций фундамента (особенно в зонах выходов угольных пластов под четвертичные донные отложения).

Литература

1. Обжиров А.И., Гресов А.И., Шакиров Р.Б., Агеев А.А., Верещагина О.Ф., Яновская О.С., Пестрикова Н.Л., Коровицкая Е.В., Дружинин В.В. Метанопроявления и перспективы нефтегазоносности Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 2007. 167 с.
2. Яцук А.В., Гресов А.И. Углегазоносные формации Южно-Приморского осадочного бассейна Японского моря // III международная научно-практическая конференция молодых учёных и специалистов памяти академика А. П. Карпинского, Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 11–15 февраля 2013 г. С. 722–725.

Б.Ф. Шевченко, Н.П. Романовский, В.Г. Гурович

**ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПОЛОСЫ ПРОФИЛЯ 3-ДВ
СКОВОРОДИНО-ТОММОТ: ТЕКТНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

С целью исследования строения земной коры и частично верхней мантии был выполнен комплекс геолого-геофизических работ вдоль полосы глубинного опорного профиля 3-ДВ (Сковородино-Томмот) пересекающего геологические структуры Аргуно-Мамынского микроконтинента, Монголо-Охотского и Селенга-Станового орогенных поясов, Становой гранит-зеленокаменной области, Пристановой складчато-надвиговой зоны и Алданской гранулит-гнейсовой области [5, 6].

Для построения петрофизической модели вдоль полосы профиля и прилегающей территории была использована база петрофизических данных содержащая около 100 тыс. определений физических свойств. При определении средних значений ρ и γ для геологических комплексов (свит, толщ) выполнена статистическая обработка исходных данных. На первом этапе были сформированы отдельные выборки значений физических параметров по каждой литолого-петрографической разности пород. На втором определены петрофизические характеристики породных комплексов (свит, толщ).

Важное значение имели петроплотностная и петромагнитная карты, созданные на формализованной основе по 1920 элементарным ячейкам, каждая из которых соответствовала листу карты масштаба 1:25 000. Значения ρ и γ геологических формаций, представленных свитами, толщами и комплексами, в зависимости от их представительности на площади обеспечивают определение средневзвешенного значения физических параметров для каждой ячейки. Интерполяция полученных данных с помощью пакета программ ARC GIS – 9.3 позволила построить формализованные поля распределения значений ρ и γ по всей исследованной площади. Затем псевдополе (далее поле) распределения петрофизических параметров горных пород использовано как в виде самостоятельной информации для задач тектонического районирования вдоль полосы профиля, так и в виде данных, обеспечивающих верификацию расчетных моделей.

По значению поля ρ и γ было выполнено районирование вдоль полосы профиля. Ограничение площадей (доменов) с относительно однородными петрофизическими характеристиками проведено по зонам максимальных градиентов их значений.

Возможности использования предложенного подхода рассмотрены на примере площадной петроплотностной модели. На рис. а) приведена карта петроплотностного районирования исследуемой площади. Распределение поля плотности горных пород по интенсивности его значений (кг/м^3) и структурному плану изолиний отражает следующие элементы области исследования. Комплексы пород Аргуно-Мамынского микроконтинента характеризуются значениями плотности $2.60\text{--}2.65 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$. В пределах Монголо-Охотского орогенного пояса (с запада на восток) на фоне значений $2.65\text{--}2.70 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$, установлены участки пониженных ($2.20\text{--}2.25 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$) значений плотности. Они относятся к наложенным осадочным впадинам позднемезозойского возраста. Область развития пород Селенга-Станового орогенного пояса характеризуется спо-

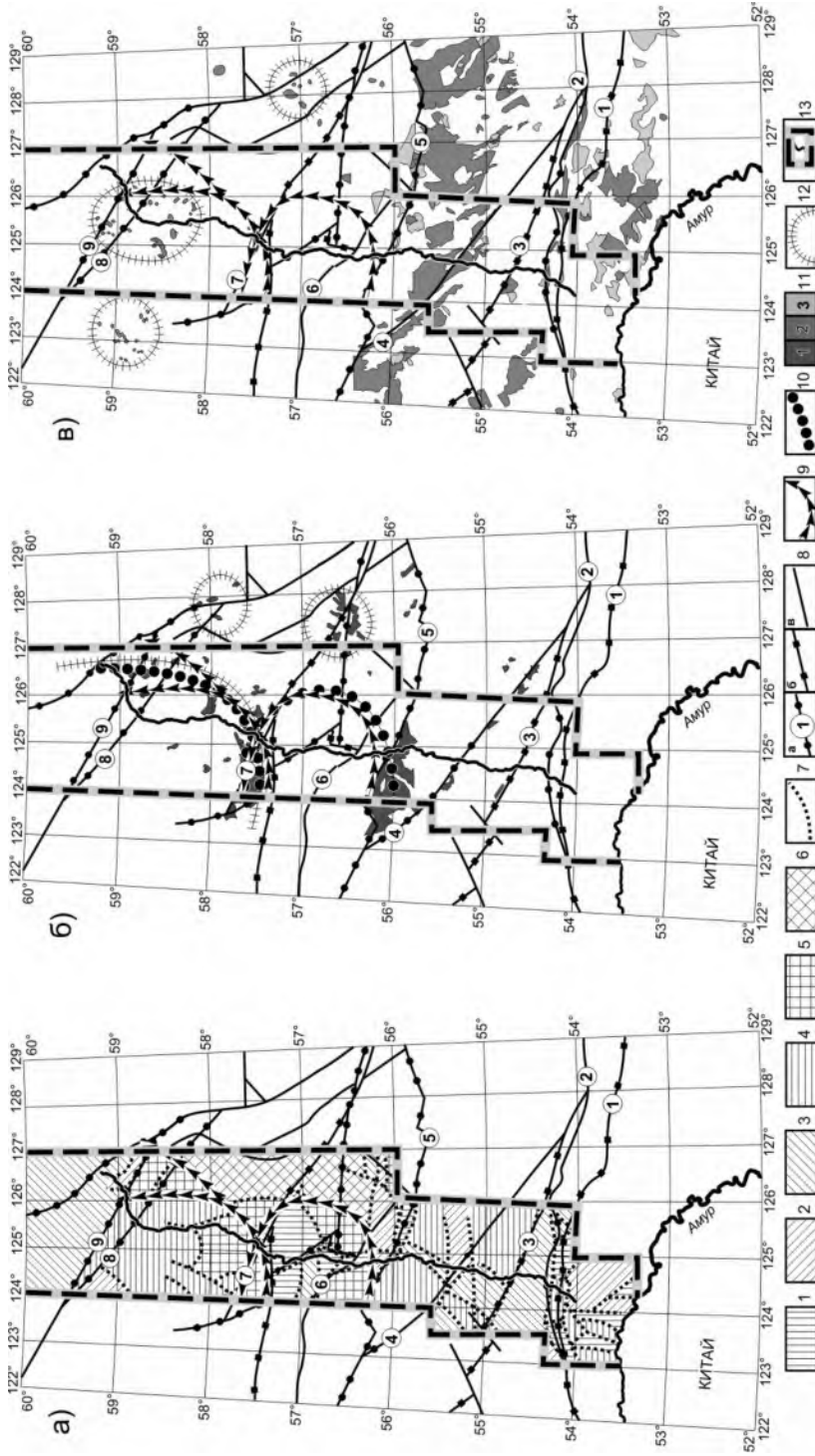


Рис а) схема петрологического районирования; плотность пород в доменах (кг/м³): 1 – 2.38 и менее, 2 – 2.38–2.47, 3 – 2.47–2.55, 4 – 2.55–2.64, 5 – 2.64–2.69, 6 – 2.73–2.82;

7 – границы доменов; 8 – основные тектонические нарушения – а) маггильные, б) нижнекоровые, 2 – Северокурингский, 2 – Южнокурингский, 2 – Северокурингский, 7 – Хаирский, 8 – Эльконский, 9 – Русский; фрагменты кольцевых структур: 9 – Дзелдулакский, 4 – Гилюйский, 5 – Становой, 6 – Южно-Якутский, 7 – Хаирский, 8 – Эльконский, 9 – Русский; фрагменты кольцевых структур: 9 – петрологической модели, 10 – петрологической; схемы распределения магматических комплексов: 11–1 (PR) для рис. б), 11–2 (J-K), 11–3 (K) для рис. в); 12 – границы ареалы распространения магматических комплексов; 13 – контур полосы профиля, линия профиля.

койным распределением поля со средним значением в $2.65 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$. Становая гранит-зеленокаменная область характеризуется в основном значениями поля от 2.65 до $2.70 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$. Пристановая складчато-надвиговая зона впервые выделена в виде единого глубинного структурного элемента по результатам работ на профиле 3-ДВ [6]. Она располагается между Становой ГЗО и Алданской ГГО областям, с юга ограничена Становым глубинным разломом, с севера – серией субширотных надвигов усложняющих границы Алданской системой мезозойских угленосных впадин. Плотность пород Пристановой СНЗ изменяется в достаточно широких пределах $2.47\text{--}2.73 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$.

Для структурных элементов Алданской ГГО, и Пристановой СНЗ, характерно развитие наиболее высокоплотных и наиболее высокомагнитных стратифицирующихся и магматических комплексов. Повышенные значения петрофизических характеристик присущи породам докембрийского фундамента, представленного ранне-архейскими образованиями иенгской и тимптоно-джелтулинской серий, а также поздне-архейскими образованиями федоровской серии, метаморфизованными в гранулитовой и амфиболитовой фациях. Плотность пород в её пределах изменяется в интервале $2.55\text{--}2.82 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$.

Севернее 59° с. ш. кристаллические толщи Алдано-Станового щита перекрыты чехлом венд-кембрийских и кембрийских доломитов, пестроцветных известняков, мергелей, песчаников, гравелитов и конгломератов с плотностью $2.47\text{--}2.55 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$.

Алданская ГГО по плотностным параметрам и по структуре плотностных доменов отличается от Становой ГЗО. Это обусловлено длительной историей геологического развития земной коры отдельных частей щита на более раннем (допалеопротерозойском) этапе [3] и последующими тектономагматическими событиями. На основании латеральной зональности плотностных доменов (рис. а) выделены фрагменты кольцевых структур, расположенных в области развития структурно-вещественных комплексов Алданской ГГО и Пристановой СНЗ. Отсутствие подобных структур в пределах Становой ГЗО является еще одним свидетельством различий в ранней истории формирования этих составных частей щита. Петромагнитная модель, построенная по аналогичной методике, по тренду изменения значений магнитной восприимчивости (с юга на север) и по выделению кольцевых структур в пределах Алданской ГГО и Пристановой СНЗ, подобна петроплотностной модели.

На основании сопоставления распределения ареалов раннепротерозойского магматизма (ультраосновные щелочные породы с карбонатитами и апатитом) с комплексными кольцевыми структурами (рис б) можно сделать вывод о деструкции первоначальной протокры на рубеже 1730–1740 Ма после объединения Алданской (Алданской ГГО) и Становой (Становая ГЗО) провинций с формированием в дальнейшем Северо-Азиатского кратона [3]. Полученные результаты на уровне петрофизических моделей коррелируются с ранее высказанными представлениями о наличии процессов палеопротерозойского термотектоногенеза для этой части земной коры щита [1].

Ещё один этап интенсивной деструкции коры, проявившийся в виде широкого развития мезозойского магматизма, связан с процессом закрытия Монголо-Охотского палеобассейна [2]. Структурные формы проявления мезозойских магматических образований обусловлены предшествовавшими им более древними структурами. Для Алданской ГГО и Пристановой СНЗ характерны круговые ареалы распространения интрузивных комплексов, для Становой ГЗО – линейные (рис.в). Часть круговых ареалов, выполненных субщелочными и щелочными породами различного состава, расположе-

на внутри комплексных петрофизических структур. Совместное нахождение палеопротерозойских и мезозойских магматических образований имеющих глубинную (подкорую) природу в пределах единой кольцевой структуры служит признаком своеобразного телескопирования магматической (плюмовой) системы. Сейсмический образ этой структуры установлен в результате работ по профилю 3-ДВ Сквородино–Томмот. Наличие такого рода PR–Mz плюмовой структуры объясняет уникальную металлогению Центрально-Алданского, Верхнеагинского и Эвотинского рудных районов Южно-Якутского металлогенического пояса [4].

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов Земли в неогее» (проект № 12-1-0-ОНЗ-10) при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект № 12-05-00088а), гранта ДВО РАН (проект № 12-И-П 27-07).

Литература

1. Глуховский М.З. Палеопротерозойский термотектогенез – ротационно-плюмовая модель формирования Алданского щита //Геотектоника. 2009. № 3. С.51–78.
2. Диденко А.Н., Каплун И.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика восточной части Центрально-Азиатского пояса //Геология и геофизика, 2010, Т. 51, №5. С. 629–647.
3. Диденко А.Н., Песков А.Ю., Гурьянов В.А., Пересторонин А.Н., Косынкин А.В. Палеомагнетизм Улканского прогиба (юго-восток Сибирского кратона) //Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32, № 1. С. 31–53.
4. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
5. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1: 1 500 000. – Владивосток, Хабаровск, ДВО РАН, 2005, 264 с.
6. Шевченко Б.Ф., Горошко М.В., Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Старосельцев В.С., Сальников А.С. Глубинное строение, мезозойская тектоника и геодинамика области сочленения восточной части Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформы //Геология и геофизика. 2011. Том 52. №12. С.2122–2131.

**Тимофеев В.Ю.¹, Ардюков Д.Г.¹, Горнов П.Ю.^{2,3}, Соловьёв В.М.³,
Тимофеев А.В.¹, Шибяев С.В.⁴**

**ОСОБЕННОСТИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ
ЕВРАЗИЙСКОЙ, ОХОТСКОЙ И АМУРСКОЙ ПЛИТ (ПО МАТЕРИАЛАМ
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ)**

¹ ФГБУН Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск

² ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

³ Геофизическая Служба СО РАН, г. Новосибирск

⁴ Якутский Филиал Геофизической Службы СО РАН, г. Якутск

Используя данные GPS геодезии, рассматривается влияние катастрофического землетрясения 11 марта 2011 года на поля смещений территории Дальнего Востока. Проанализировано аномальное поле смещений на границе тектонических плит перед и после Японского землетрясения. В поле косейсмических смещений выделяются только большие тектонические плиты – смещения станций Охотоморской плиты (остров Сахалин) отличны от смещений пунктов Амурской плиты. Также рассматривались вопросы устойчивости литосферных плит на продольную нагрузку при учете их жесткости и мощности. Проанализированы сейсмологические данные на границе Евразийской и Северо-Американской тектонических плит. Получен оригинальный материал для площадных сейсмических исследований на этой границе.

Анализируется аномальное поле смещений на границе тектонических плит перед землетрясением 11 марта 2011 года ($M = 9$). Результаты получены при анализе наших данных по Сихотэ-Алиньскому широтному профилю (север Приморья) и постоянных станций Японии, Кореи и Сахалина. Зарегистрировано аномальное смещение на запад (20 мм в год) японского острова Хонсю на восточной границе Амурской плиты в зоне подготовки землетрясения. На рис. 1 показано косейсмическое смещение в ближней зоне и дальней зонах японского землетрясений 11.03.2011. Дальняя зона охватывает Приморье и Хабаровский край. Как видим значимое смещение (до 10 мм) простирается до широты 55° . Смещение моделируется дислокационной моделью для упругого изотропного полупространства, использованы аналитические выражения Окада. В зарегистрированном поле косейсмических смещений выделяются только большие тектонические плиты – смещения станций острова Сахалин (Охотоморская плита) отличны от смещений пунктов Амурской плиты. Для косейсмических смещений несущественно наличие таких геологических объектов как глубинные разломы - Центральный Сихотэ-Алиньский, Тан-Лу и другие. Современные смещения оказались быстрыми для таких структур и в поле современных смещений они не выделяются [1]. Необходимы наблюдения современных движений на протяжении 100 и более лет для выделения разрывных нарушений в земной коре. Анализ косейсмических смещений в ближней зоне (до 6 метров) и аномальных величин скоростей смещений перед событием позволяет (при линейном развитии процесса) оценить время подготовки землетрясения. В данном случае период подготовки японского землетрясения 11.03.2011 ($M = 9$) можно оценить в 300 лет.

Устойчивость литосферных плит при продольной нагрузке является важным элементом плитной тектоники. Для примера, рассмотрим, как это воздействие сказывается при процессах разрушения ледовых пластин. Ледовые поля, например, озера Бай-

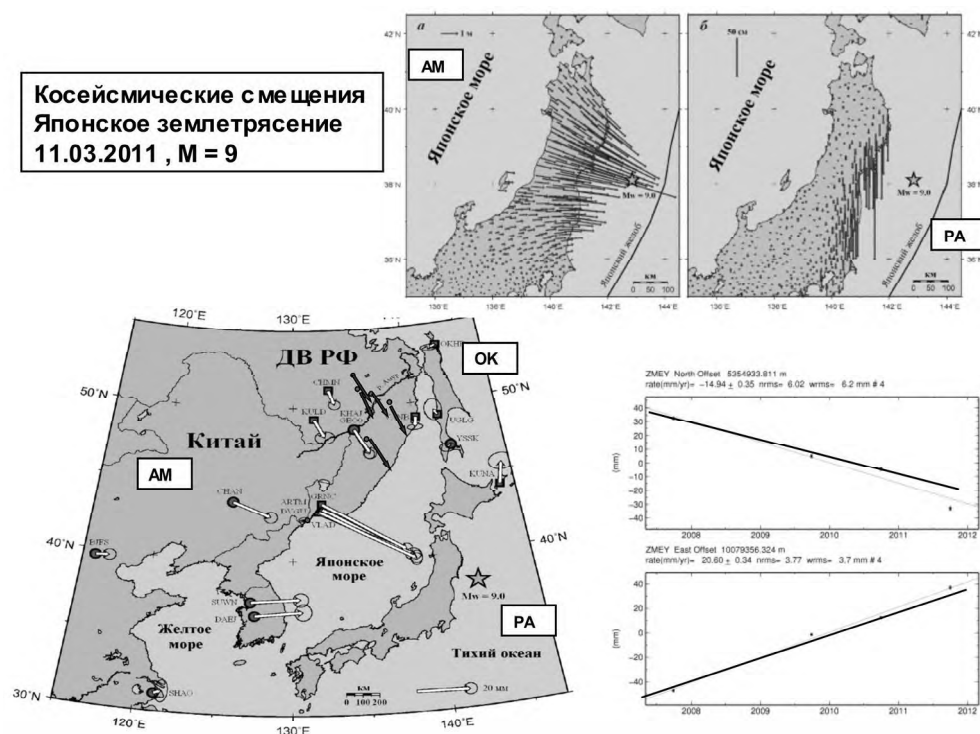


Рис. 1. а) и б) Косейсмические смещения при землетрясении у побережья Японии в ближней зоне – горизонтальные и вертикальные, звездочкой обозначено положение эпицентра землетрясения 11.03.2011 (M = 9). Слева внизу смещения в дальней зоне на Амурской плите. Справа – косейсмический скачок горизонтальных смещений пункта ZMEY (80 км юго-восточнее г. Хабаровск, последняя точка – сентябрь 2011 года). При построениях использованы наши данные по северному профилю (темные стрелки), данные по постоянным станциям сети IGS и результаты, приведенные в работе [1, 3, 4].

кал, их деформирования и разрушение с учетом наблюдаемых значительных изгибов можно рассмотреть в рамках теории деформирования тонких пластин [2]. Оценим устойчивость тонкой ($h \ll L$, толщина много меньше размеров пластины) пластины под действием горизонтальной нагрузки (изгибная жесткость пластины $D \equiv E \cdot h^3 / 12(1 - \nu^2)$, E и ν – упругие модули).

Рассмотрим пример прогиба пластины под действием горизонтальной сжимающей силы, определим ее минимальную величину и форму, т.е. длину волны возникающего отклонения. Для пластины опертой по краям, при горизонтальной силе F прогиб определяется уравнением: $D \cdot d^4 \omega / d^4 x + F \cdot d^2 \omega / d^2 x = 0$. Из решения уравнения получаем, что длина волны деформируемой пластины будет вещественна только в том случае, если F превышает критическое значение: $F_K = (4 \cdot D \cdot g \cdot \rho_{\text{вода}})^{1/2}$. Собственное значение можно записать в виде: $F_K = \{(E \cdot h^3 \cdot \rho_{\text{вода}} \cdot g) / [3(1 - \nu^2)]\}^{1/2} = \sigma_K \cdot h$, где σ_K критическое напряжение, связанное с силой F_K : $\sigma_K = \{(E \cdot h \cdot \rho_{\text{вода}} \cdot g) / [3(1 - \nu^2)]\}^{1/2}$.

Для параметров байкальского льда ($h = 1$ метр), получаем значение критического напряжения 7.3 МПа (73 бар), при толщине 1 см 0.7 бар. При уменьшении толщины льда уменьшается и критическое напряжение, что при сильном ветровом воздействии ведёт к образованию торосов.

Рассмотрим вопрос об устойчивости литосферы Земли. В этом случае критическое напряжение в случае океанической литосферы записываем в виде

$$\sigma_K = [(E \cdot h \cdot (\rho_{\text{мантия}} - \rho_{\text{вода}}) \cdot g) / [3(1 - \nu^2)]]^{1/2},$$

при толщине упругой литосферы в 50 км, $E = 100$ ГПа, $\nu = 0.25$, плотность мантии $\rho_{\text{мантия}} = 3300$ кг/м³, $\rho_{\text{вода}} = 1000$ кг/м³, находим $\sigma_K = 6.4$ ГПа (64 кбар).

Для континентальной коры критическое напряжение составит

$$\sigma_K = [(E \cdot h \cdot (\rho_{\text{мантия}} - \rho_{\text{кора}}) \cdot g) / [3(1 - \nu^2)]]^{1/2},$$

при толщине упругой литосферы в 150 км, $E = 100$ ГПа, $\nu = 0.25$, $\rho_{\text{мантия}} = 3300$ кг/м³, плотность земной коры $\rho_{\text{кора}} = 2600$ кг/м³, находим $\sigma_K = 6.1$ ГПа (61 кбар).

Как видим, устойчивость земной литосферы, и в океаническом, и в континентальном случае, на три порядка выше. А устойчивость ледовых полей очень слабая, что и отражается в образовании торосов и систем магистральных трещин. Рассматривая соотношение для критического напряжения, видим зависимость от мощности слоя, т.е. более толстые пластины более устойчивы к продольным нагрузкам. Исходя из важности вопроса о толщине слоя, обратимся далее к исследованиям мощности литосферы.

Анализ геолого-геофизической информации по области сочленения Евразийской с окружающими ее плитами показал слабую изученность глубинного строения региона. Эта информация, наряду с данными сейсмологии и GPS, поможет уточнить положение границы плит, строения коры и мантии в области сочленения. Проведенный ранее комплексный анализ материалов глубинных сейсмических исследований и сейсмологии на участке профиля 2ДВ свидетельствует о значительном проявлении области сочленения Северо-Американской и Охотоморской плит, как в глубинных структурах земной коры, так и в поверхности Мохоровичича. Полученные в последнее время материалы позволяют надеяться на получение значительных результатов. Настоящие и будущие исследования направлены на площадное изучение глубинного сейсмического строения центрального участка площади в районе сочленения трех континентальных плит.

Также был исследован характер сейсмичности и ее связи с современной геологической и тектонической структурой на юго-восточном фланге зоны хр. Черского на примере сейсмоактивного разлома Улахан. Он является самым крупным разрывным нарушением северо-западного простирания в Северо-Восточной Азии и главной краевой сейсмогенерирующей структурой, отделяющей Североамериканскую плиту от Евразийской и Охотоморской литосферных плит. Разлом трассируется более чем на 1500 км от р. Индигирки до р. Колымы и далее менее надежно до побережья Охотского моря. В задачи исследований входило: сбор и систематизация каталожной информации по сейсмологии участка исследований с 1995 по 2010 гг., сортировка данных по опорным группам волн и отбраковку плохих данных, отработку технологии площадной обработки экспериментальных данных. Качество экспериментальных сейсмологических данных напрямую связано как с плотностью регистрируемой сети, так и энергией землетрясений. В качестве опорных данных для восточной части Якутии выступают экспериментальные данные от землетрясений с энергетическим классом $K \geq 11$, которые регистрируются большинством станций. События с $K \leq 9$ регистрируются лишь несколькими региональными стационарными станциями и их параметры (t_0 , координаты гипоцентров и др.), зачастую, определяются с большими погрешностями. В качестве исходной предварительной сейсмологической информации рассматривалось 311 событий с энергетическими классами от 8.9 до 11–12. Два землетрясения были с энер-

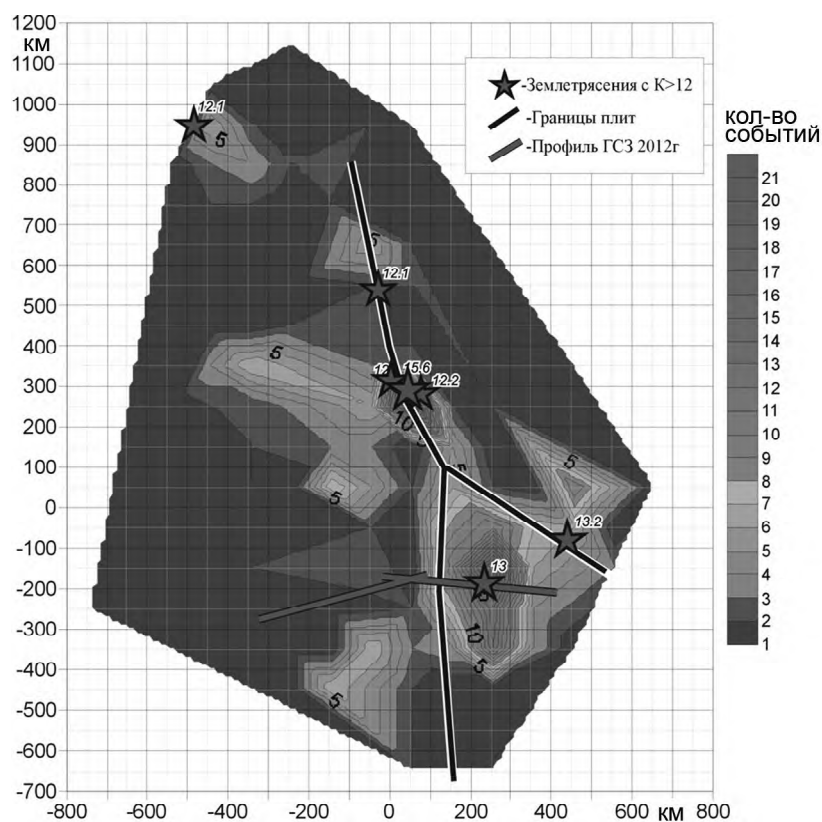


Рис. 2. Распределение количества землетрясений на площади исследований, положение границ плит и профилей ГСЗ.

гетическими классами 13 и 13.2 и одно с $K = 15.6$ (Рис. 2). Несмотря на невысокую плотность эпицентров, прослеживается приуроченность повышенной плотности событий, полной выделенной энергии землетрясений и крупных событий к границе тектонических плит.

Литература

1. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Соловьев В.М., Шibaев С.В., Петров А.Ф., Горнов П.Ю., Шестаков Н.В., Бойко Е.В., Тимофеев А.В. Межплитные границы Дальневосточного региона России по результатам GPS измерений, сейсморазведочных и сейсмологических данных. // Геология и геофизика, Т. 53, № 4, 2012, С. 489–507.
2. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В., Бойко Е.В. Деформация ледового покрова озера Байкал при климатических и приливных воздействиях. // Вестник НГУ. Серия: Математика, механика, информатика. 2012. Т. 12, вып. 4, С. 127–137.
3. Шестаков Н.В., Герасименко М.Д., Охзоно Мако. Движения и деформации земной коры Дальнего Востока Российской Федерации, вызванные землетрясением Тохоку 11.03.2011 г. и их влияние на результаты GNSS наблюдений. // Геодезия и картография, № 8, 2011, С. 35–43.
4. Shestakov N., Gerasimenko M., Takahashi H., Kasahara M., Bormotov V., Bykov V., Kolomiets A., Gerasimov G., Vasilenko N., Prytkov A., Timofeev V., Ardyukov D., Kato T. Present tectonics of the southeast of Russia as seen from GPS observations. // Geophysical Journal International, 2011, 184 (2), p. 529–540.