Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
ИНСТИТУТ ТЕКТОНИКИ И ГЕОФИЗИКИ им. Ю.А. Косыгина
Дальневосточного отделения Российской академии наук

Создан в 1971 г.

Адрес: 680000, Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65

Тел./факс (421) 222-71-89

E-mail: itig@itig.as.khb.ru

Директор – к.г.-м.н. Песков Алексей Юрьевич

Заместитель директора по научной работе – к.т.н. Пупатенко Виктор Викторович

Заместитель директора по научной и инновационной работе – к.г.-м.н. Бердников Николай Викторович

Ученый секретарь – Алексеенко Светлана Николаевна

Общая численность сотрудников 97 чел.; н. с. – 47, чл.-корр. РАН – 1, д. н. – 4, к. н. – 28.

Основные научные направления:

- тектоника, глубинное строение, магматизм и эволюция литосферы континента и океана;
- геодинамика, современные движения и напряженное состояние земной коры, сейсмичность, природные катастрофы Азиатско-Тихоокеанского региона;
- осадочные бассейны восточно-азиатской окраины, ее шельфа и континентального склона: закономерности строения, условия формирования, топливно-энергетические ресурсы.

Лаборатории:

– тектоники – к.г.-м.н. А.В. Кудымов

– региональной геофизики и петрофизики – к.г.-м.н. В.Б. Каплун

– сейсмологии и сейсмотектоники – д.ф.-м.н. В.Г. Быков

– тектоники осадочных бассейнов – к.г.-м.н. Е.П. Развозжаева

– физико-химических методов исследования – к.г.-м.н. Н.В. Бердников

– группа геоинформационных технологий – к.г.-м.н. Г.З. Гильманова

Основные научные результаты

Предложена модель взаимодействия глобальных процессов, протекающих в ядре, мантии и земной коре (рис. 1), согласно которой увеличение скорости субдукции отражается на количестве материала, поступающего с проникающими через границу верхняя–нижняя мантия слэбами и, в конечном итоге, на границу мантия–жидкое ядро. Поступивший более «холодный» материал приводит к уменьшению теплового потока на этой границе, что кардинально влияет на механизм геодинамики и провоцирует его переход из инверсионного в мало- или безинверсионное состояние на длительное время (до 40 млн лет – Меловой суперхрон). Вторая фаза рециклинга вещества начинается с прогрева поступившего в слой D" вещества палеоокеанической литосферы, его смешения с окружающим, отделение легкой компоненты, в том числе и из ядра, и его последующий тепломассоперенос в верхние оболочки. Зарождение и «отрыв» плюма от границы ядро-мантия фиксируется началом длительного интервала монополярного геомагнитного поля (суперхрон), а «приход» плюма в верхние оболочки Земли (литосфера) фиксируется пониженной величиной $^{87}Sr/^{86}Sr$ в водах фанерозойских океанов. (Диденко А.Н., Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. // Геологическая эволюция Земли: от космической пыли до обители человечества / Отв. ред.: М.И. Кузьмин, В.В. Ярмолюк. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». 2021. С. 104–136.)

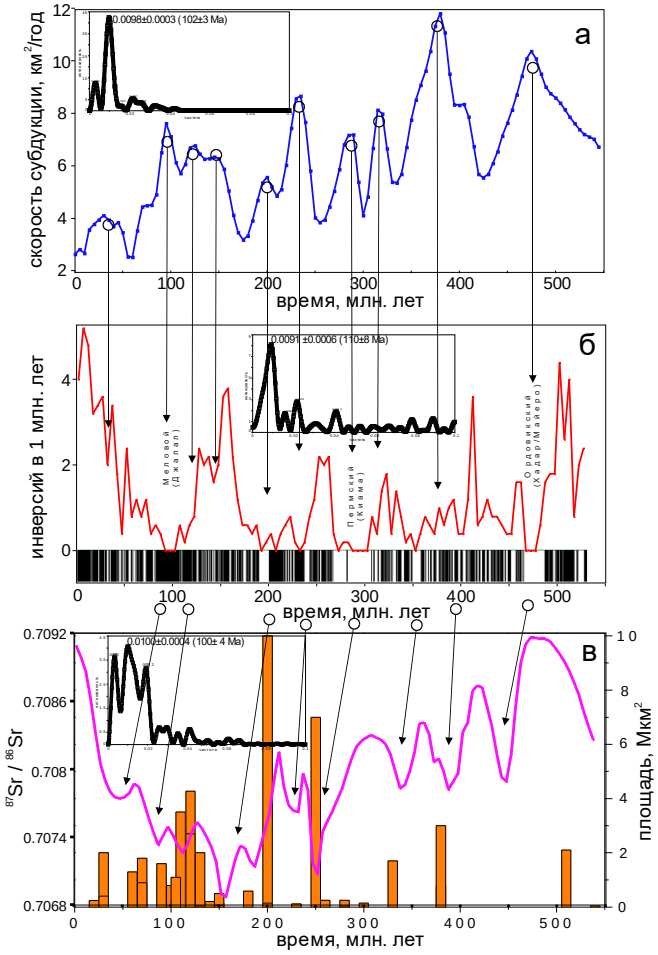

Рис. 1. Временные зависимости скорости субдукции (а) (по: [Verard et al., 2015]), частоты геомагнитных инверсий (б) (по: [Диденко, 2011]), $^{87}Sr/^{86}Sr$ в водах Мирового океана (в, кривая) (по: [Prokoph et al., 2008]) и проявления крупных магматических провинций (в, гистограмма) за фанерозойский эон (по: [Ernst, 2014]). На врезках даны спектральные характеристики соответствующих временных рядов.

Получены новые данные о свойствах и состоянии сплавов золота (Cu-Ag-Au, Ni-Cu-Zn-Ag-Au, Ti-Cu-Ag-Au, Ag-Au) в эксплозивных породах и рудах Малого Хингана, Дальний Восток России (рис. 2). Показано, что такие сплавы образуются в процессе ликвации обогащенного металлами (прежде всего железом) силикатного расплава. Их ассоциация с Fe-минерализацией свидетельствует об участии процессов ликвации и эксплозивного вулканизма в формировании золото-медь-железнооокисных (IOCG) месторождений Андийского типа. Образование сплавов золота в глубинных корнях

вулканических дуг может служить как источником золотой минерализации в эксплозивных породах, так и прекурсором для поисков эпитермальной золотой минерализации в областях субдукции. (Nikolai Berdnikov, Victor Nevstruev, Pavel Kepezhinskas, et al. // Geosciences, 2021. V. 11, N. 2. 103.)

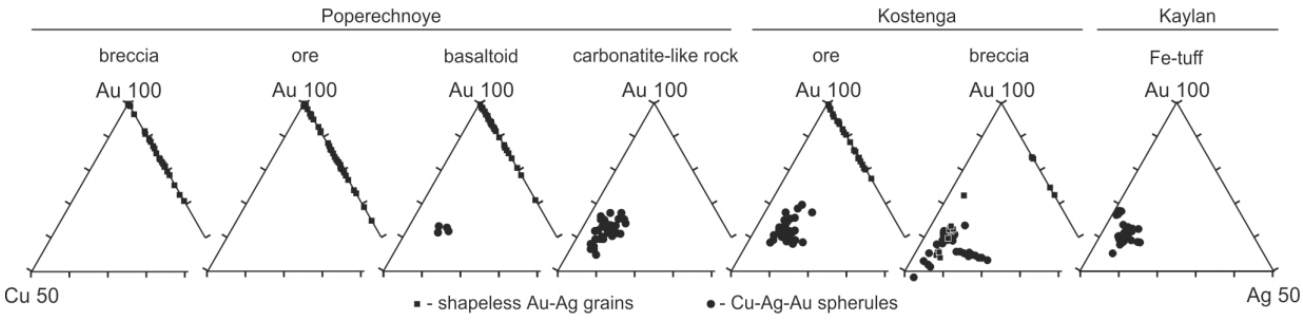

Рис. 2. Состав сплавов золота из пирокластики и железных руд трех месторождений Малого Хингана.

По результатам интерпретации гравиметрических данных построена новая модель границы Мохо (М) Сихотэ-Алиньского орогенного пояса и прилегающей территории (рис. 3). Размах колебаний глубины М для южной части континентального Дальнего Востока России составляет немногим более 18 км с экстремальными значениями 42,4 и 24,0 км. Максимальная глубина (41–42 км) выделяется под горными хребтами и массивами на востоке Сихотэ-Алиня и на северо-западе Ям-Алиня и Эзопа, а наименьшая – (27–30 км) характерна для кайнозойских осадочных бассейнов. Показана корреляция глубины поверхности М с развитием орогенных и посторогенных гранитоидных массивов мела-раннего эоцена и экструзивных магматических пород мела-плиоцена. Первые географически совпадают с двумя линейными зонами в рельефе Мохо с глубинами более 35 км, а вторые – с мезозойско-кайнозойскими осадочными бассейнами и Восточно-Сихотэ-Алиньским вулкано-плутоническим поясом. (Didenko A.N., Nosyrev M.Yu., Gilmanova G.Z. // Pure and Applied Geophysics. 2021.)

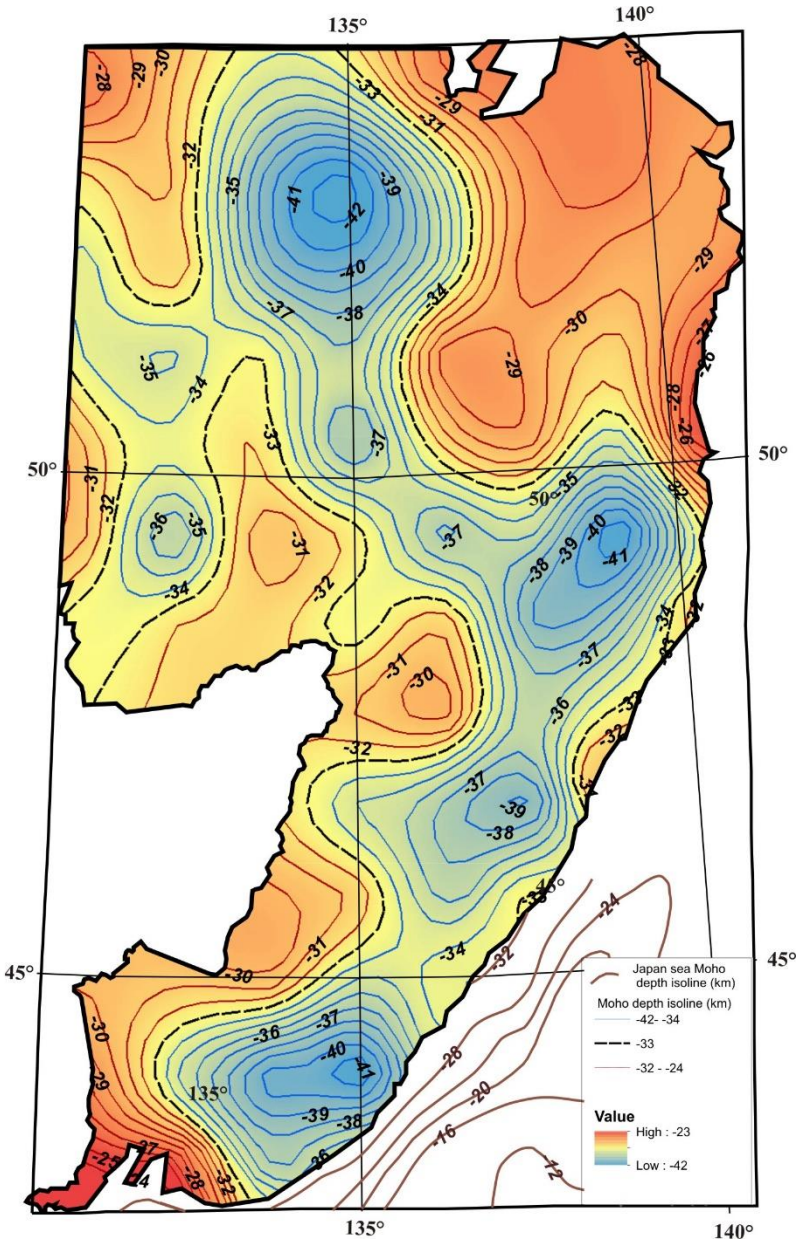

Рис. 3. Карта глубин поверхности М Сихотэ-Алиньского орогенного пояса и прилегающей территории**.**

На основе анализа данных о миграции землетрясений и медленных деформаций из зон Индо-Евразийской коллизии и Западно-Тихоокеанской субдукции (рис. 4) показано волновое “геодинамическое воздействие” этих тектонических процессов на Амурскую плиту и окружающие структуры. Проведены расчеты миграции землетрясений (M≥6.5) из Японского и Курило-Камчатского желобов в сторону Азиатского континента во временном интервале с 1960 по 2015 гг. по двум профилям. Расстояние между параллельными профилями составляет около 1220 км, а их

протяженность достигает 3000 км. По профилю, пересекающему о. Хоккайдо, миграция землетрясений происходит со скоростью 15-23 км/год, скорость миграции по профилю из Курило-Камчатского желоба через о. Сахалин на разных глубинных уровнях имеет значения от 20 до 40 км/год. (Быков В.Г., Меркулова Т.В. // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 4. С. 72–86.)

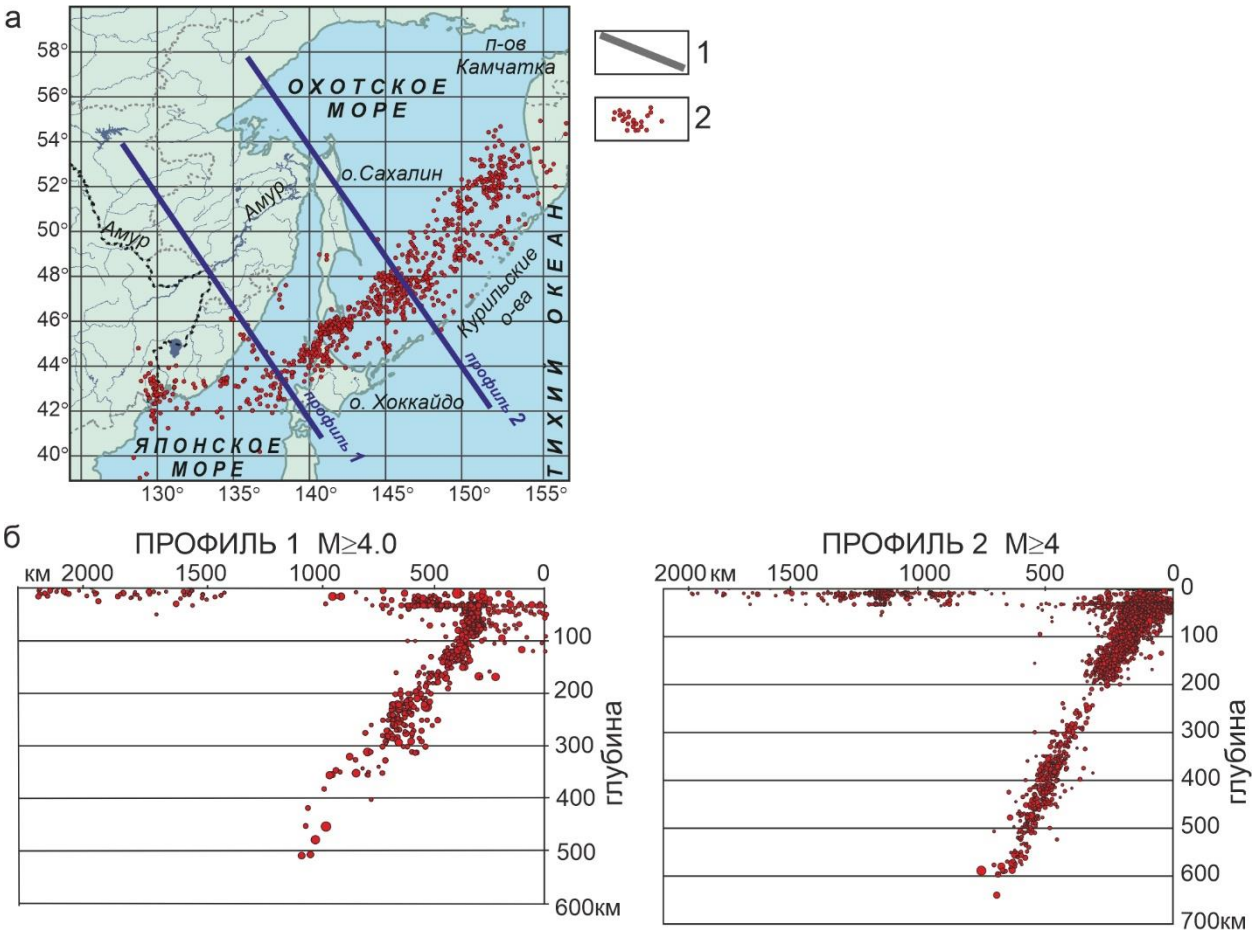

Рис. 4. Распределение землетрясений в Курило-Камчатской зоне субдукции и миграционные цепочки в сторону континента. а – распределение землетрясений в Курило-Камчатском сегменте с M≥6.0. 1 – положение профилей, 2 – землетрясения с M≥6.0; б – распределение землетрясений с M ≥ 4 вдоль профилей по глубине.

По результатам магнитотеллурических зондирований на Ханкайском массиве построен геоэлектрический разрез до глубины 150 км (рис. 5) и выявлены различия электрических характеристик верхней мантии его северной и южной частей, выделяемые на границе между Нахимовской и Спасской зонами. Электрическое сопротивление (ЭС) верхней мантии северной части составляет около 400-450 Ом·м, а южной – 500-750 Ом·м. Сопоставление геоэлектрического разреза с гравитационными и сейсмическими данными свидетельствует о том, что это может быть связано или с различным составом или различными P-T-условиями пород верхней мантии. В земной коре выделены четыре зоны аномально низкого ЭС, две из которых расположены в северной части разреза и уходят своими корнями в верхнюю мантию, а две другие расположены в южной части и прослеживаются лишь в пределах земной коры. (Каплун В.Б., Бронников А.К. // Тихоокеанская геология, 2021. Т. 40. № 6. С. 20–33.)

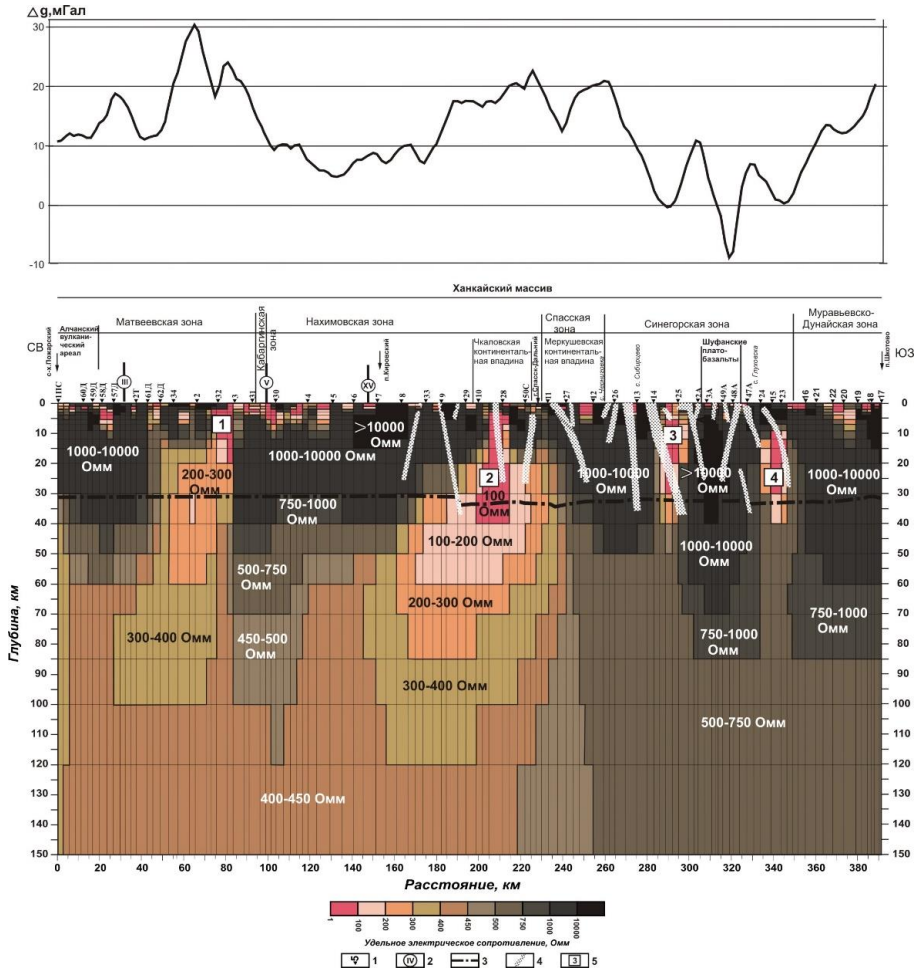

Рис. 5. Геоэлектрический разрез по профилю с. Пожарское – п. Шкотово по данным магнитотеллурических зондирований. 1 – пункты МТЗ и их номера; 2 – основные разломы: III – Дальнереченский, V – Кабаргинский, XV – Среднеханкайский; 3 – подошва земной коры по данным ГСЗ [Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ), 1976]; 4 – разломные зоны по данным ГСЗ [Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ), 1976]; 5 – зоны аномально низкого электрического сопротивления: 1 – Матвеевская, 2 – Чкаловская, 3 – Ивановская, 4 – Синегорская. Над разрезом показан график гравитационного поля в редукции Буге.

Впервые проведены палеомагнитное и петромагнитное изучение среднеюрских осадочных пород эльгонской свиты Ульбанского террейна в береговых обнажений одноименного залива (53.5° с.ш., 137.7° в.д.). По данным палеомагнитных чисток выделена характеристическая компонента намагниченности доскладчатого возраста. Установлено отсутствие эффекта занижения наклонения вектора характеристической намагниченности в изученных песчаниках эльгонской свиты. Рассчитаны координаты палеомагнитного полюса и палеоширота образования изученных пород: Plat = -34.3 (34.3)°; Plong = 161.2 (341.2)°; dm = 2.7 dp= 5.3, палеоширота = 0.1° (+2.7°/-2.6°) ю.ш. Полученные палеомагнитные данные свидетельствуют о формировании изученных пород Ульбанского террейна в среднеюрское время на границе Азиатский палеоконтинент-Палеопацифика, впоследствии вошедших в структуру Сихотэ-Алиньского орогенного пояса (рис. 6). (Песков А.Ю., Кудымов А.В., Зябрев С.В. и др. // Тихоокеанская геология, 2021. Т. 40. № 3. С. 3-15.)

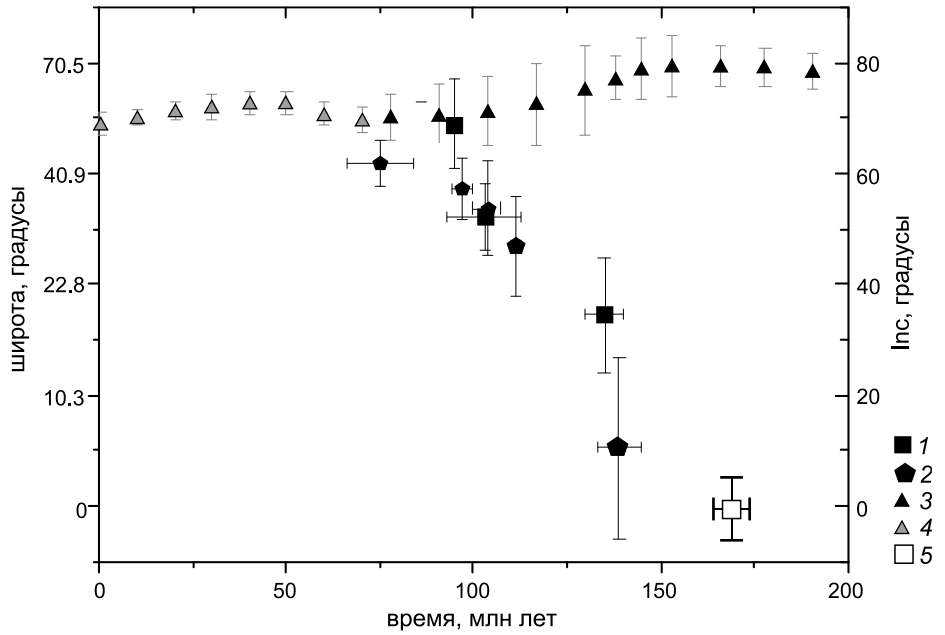

Рис. 6. Сопоставление палеоширот формирования среднеюрских осадочных пород эльгонской свиты Ульбанского террейна с палеоширотным положением Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса и Евразийского континента для интервала 0 – 200 млн лет. 1, 2, – палеоширoты формирования пород Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса: (1) – по [Диденко А.Н., Ханчук А.И., Тихомирова А.И. Палеомагнетизм киселевского комплекса Киселевско-Маноминского террейна Сихотэ-Алиня: геодинамические следствия // Докл. АН. 2014. Т. 454, № 4. С. 442–446.]; (2) – по [Abrajevitch A., Kodama K., Zyabrev S., Didenko A.N. Palaeomagnetism of the west Sakhalin basin: evidence for northward displacement during the cretaceous // Geophys. J. Intern. 2012. V. 190, N 3. P. 1439–1454]; 3, 4 – палеоширота Евразийского континента: (3) – по [Диденко А.Н., Ханчук А.И. Смена геодинамических обстановок в зоне перехода Тихий океан – Евразия в конце раннего мела // Докл. АН. 2019. Т. 487, № 4. С. 56–59]; (4) – по [Torsvik T.H., Muller R.D., Van der Voo R., Steinberg B., Gaina C. Global plate motion frames: toward a unified model // Rev. Geophys. 2008. V. 46, N 3. P. RG3004]; 5 – палеоширота формирования среднеюрских осадочных пород эльгонской свиты Ульбанского террейна (настоящая работа).

В результате исследований образцов гематита (α-Fe_2O_3) при комнатной температуре выявлено, ранее не известное, переходное поведение спин-флоп-перехода в природных образцах (рис. 7). Во время повторного термоциклирования остаточной намагниченности, интенсивность остаточной намагниченности в конце цикла колеблется между состоянием высокой остаточной намагниченности в конце нечетных циклов и состоянием низкой остаточной намагниченности (LRS) в конце четных циклов. Чередование высокой и низкой остаточной намагниченностей во время повторяющегося термоциклирования указывает на гистерезисное поведение процесса спин-флопа, вероятно, из-за переключения выравнивания намагниченности подрешетки вдоль разных осей легкого намагничивания в образцах с предпочтительной кристаллографической ориентацией частиц гематита. (Abrajevitch A., Roberts A.P., Pillans B.J., Hori R.S. // Geochemistry Geophysics Geosystems, 2021. V. 22. Iss. 12. Номер статьи e2021GC010094.)

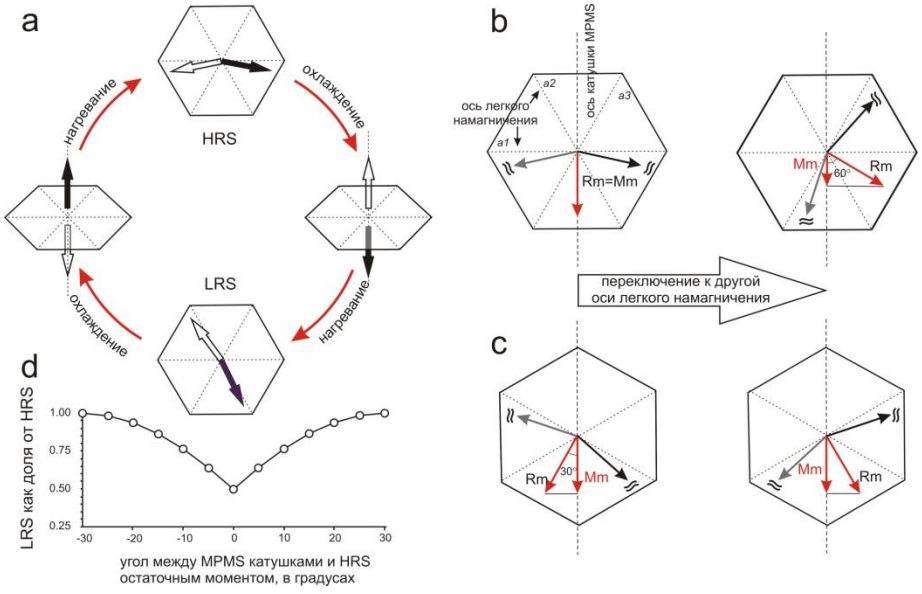

Рис. 7. Схематическая модель (a) изменения выравнивания гистерезисного магнитного момента при повторном циклировании через спин-флоп-переход; (b, c) - векторное изображение намагничения модели (a); (d) - разница между интенсивностями LRS и HRS. LRS - низкая остаточная намагниченность, HRS - высокая остаточная мощность, Мм - измеренный магнитный момент, Rm - полный остаточный момент, MPMS - измерительная катушка измерительной

системы. Черные и серые стрелки - внешнее поле намагничивания подрешетки.

Проанализированы результаты новых данных по геохронологии, геологии, металлогении небольших и малых интрузий иороханского комплекса восточной части Буреинского массива (рис. 8). Показано, что иороханский комплекс состоит из четырех фаз, породы которых принадлежат гипабиссальным и субвулканическим интрузивным фациям. Описаны особенности их состава, структурно-тектонических условий локализации, геохимии и золотоносности. Приведены уточненные геохронологические данные по возрасту: 103±1,0 - 97.4±6,5 млн. лет (поздний альб – ранний сеноман). (Нигай Е.В., Гурьянов В.А., Добкин С.Н., Архипов М.В. // Тихоокеанская геология, 2021. Т. 40. № 1. С. 45-64.)

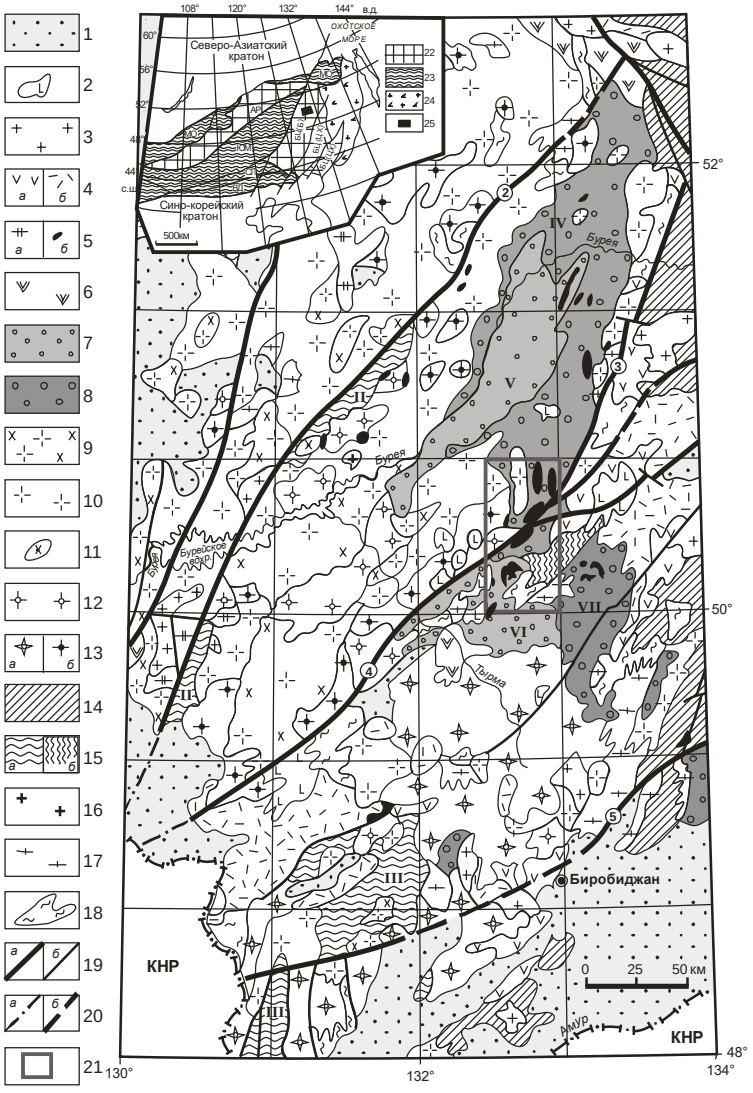

Рис. 8. Схематическая геологическая карта восточной части Буреинского массива. 1 – неоген-четвертичные рыхлые отложения; 2 – миоценовые базальты; 3 – позднемеловые гранитоиды; 4 – раннемеловые вулканиты среднего (а) и кислого (б) составов; 5 – раннемеловые гранитоиды буриндинского (а) и диоритоиды иороханского (б) комплексов; 6 – раннемеловые вулканиты среднего состава; **7** – нижнемеловые осадочные и осадочно-вулканогенные отложения Кындалской (V) и Тырминской (VI) впадин; 8 – юрские и юрско-меловые осадочные и осадочно-вулканогенные отложения Буреинского (IV) и Гуджикского (VII) прогибов; 9 – позднетриасово-раннеюрские гранитоиды харинского комплекса; 10 – позднепермско-раннетриасовые гранитоиды тырмо-буреинского комплекса; 11 – позднетриасовые гранитоиды алтахтинского комплекса; 12 – раннеордовикские гранитоды суларинского комплекса; 13 – кембрий-раннеордовикские гранитоиды биробиджанского (а) и кивилийского (б) комплексов; 14 – палеозойские нерасчлененные осадочные отложения приграничных структур; 15 – а – прогибы, выполненные неопротерозойско-палеозойскими осадочными толщами (II – Мельгинский; III – Кимканский); б – Гуджальский выступ докембрийского фундамента; 16 – неопротерозойские гранитоиды нятыгранского комплекса; 17 – докембрийские плагиограниты, гранитогнейсы и метагаббро древнебуреинского и амурского комплексов нерасчленённые; 18 – докембрийские гнейсы и кристаллические сланцы (дягдаглейская толща, амурская и тастахская серии); 19 – главные разломы: а) 1 – Западно-Туранский, 2 – Мельгинский, 3 – Тастахский, 4 – Хинганский, 5 – Куканский, б) прочие разломы; 20 – разломы под рыхлыми отложениями (а), предполагаемые (б); 21 – расположение объектов исследования. На врезке показано положение исследуемого района в структуре восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса : 22 – супертеррейны: АР – Аргунский, БЦ – Буреино-Цзямусинский: БЦ (Б) – Буреинский террейн (континентальный массив), БЦ (ЦХ) – Цзямусы-Ханкайский террейн (континентальный массив); 23 – палеозойско-раннемезозойские складчатые

пояса (ЮМ – Южно-Монгольский, СЛ – Солонкерский, ВД – Вундурмиао, МО – Монголо-Охотский); 24 – позднеюрско-раннемеловые орогенные пояса; 25 – район исследования.

В результате сравнительного анализа и сопоставления региональных критериев Тырминского и Стрельцовского рудных районов (в пределах Буреинского массива) и локальных факторов формирования отдельных месторождений урана, особенностей состава руд и околорудных измененных пород создана научная основа прогнозной оценки урановых рудных объектов Тырминского района и определены возможные ресурсы урана. Впервые проведенное сравнение региональных критериев и локальных факторов и признаков локализации месторождений урана в перспективном Тырминском и сверхкрупном Стрельцовском урановорудных районах показало их большое сходство, вследствие чего, ресурсы Тырминского района оцениваются как крупные. Этот район рассматривается как наиболее перспективный урановый район юга Дальнего Востока и рекомендуется в качестве первоочередного для постановки оценочных и разведочных работ на уран. (Жирнов А.М., Гурьянов В.А. // Литосфера, 2021. Т. 21. № 1. С. 103-115; Жирнов А.М., Гурьянов В.А. // Региональные проблемы, 2021. Т. 24. № 2-3. С. 56–59.)

Впервые получены данные о структуре и составе магнитной фракции магматических пород вулкана Алаид Курильской островной дуги, установлены глубины последнего равновесного стояния магмы извержения 2015-2016 гг. Совместный анализ петромагнитных и петро-геохимических характеристик изученных вулканитов позволил выявить значимые корреляционные зависимости между: а) содержанием Ti и Cu и петромагнитными концентрационными характеристиками; б) элементами щелочной группы (Li, Rb, Cs) и редкоземельными элементами, с одной стороны, и коэрцитивными петромагнитными параметрами, с другой (рис. 9).

(Диденко А.Н., Рашидов В.А., Марков Г.П. и др. // Вулканология и сейсмология, 2021. № 1. С. 3-21.)

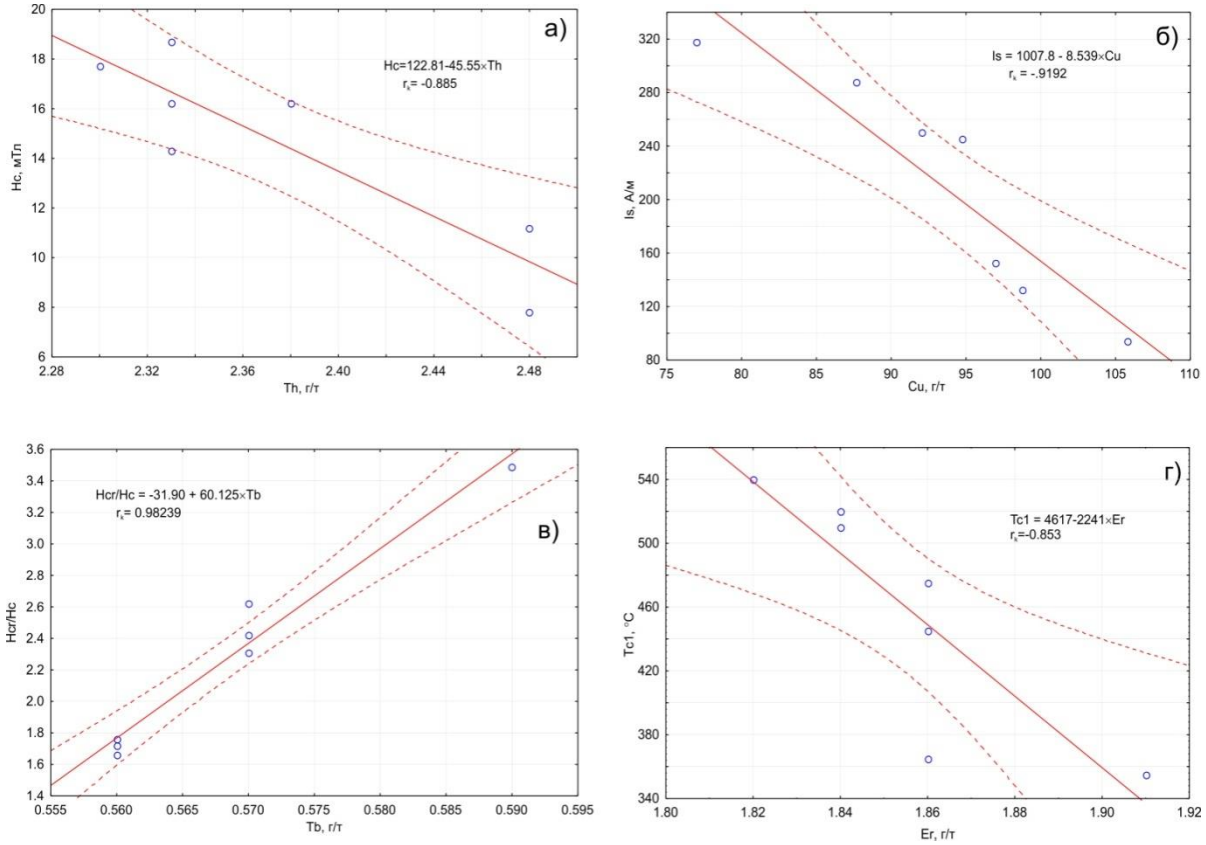

Рис. 9. Примеры корреляционных связей между петромагнитными характеристиками и химическим составом исследованных пород. а – Th-Hc. б – Cu-Js. в – Tb-Hcr/Hc. г – Er-Tc1.

Проанализированы результаты геохронологических (U-Pb метод, ID-TIMS), геохимических и Sm-Nd изотопных исследований гранитоидов, вулканитов и терригенных пород восточной части Дзабханского террейна, а также кислых вулканитов дзабханской серии его южной части. Кроме этого, скоррелированы докембрийские образования Дзабханского террейна с отложениями Сонгинского, Байдарикского и Тарбагатайского террейнов. В результате полученных данных предложена модель формирования и эволюции неопротерозойской коры Центрально-Азиатского складчатого пояса на примере палеореконструкций для 925 и 825 млн лет (рис. 10). Предполагается, что обширный рост неопротерозойской континентальной коры региона связан с субдукционными процессами в обрамлении

суперконтинента Родиния около 960–860 млн. лет назад и развитием континентальных рифтов, инициировавших распад суперконтинента в середине тония около 860 и 800 млн. лет назад. (Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Диденко А.Н., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М. // Петрология, 2021. Т. 29. № 2. С. 195-224.)

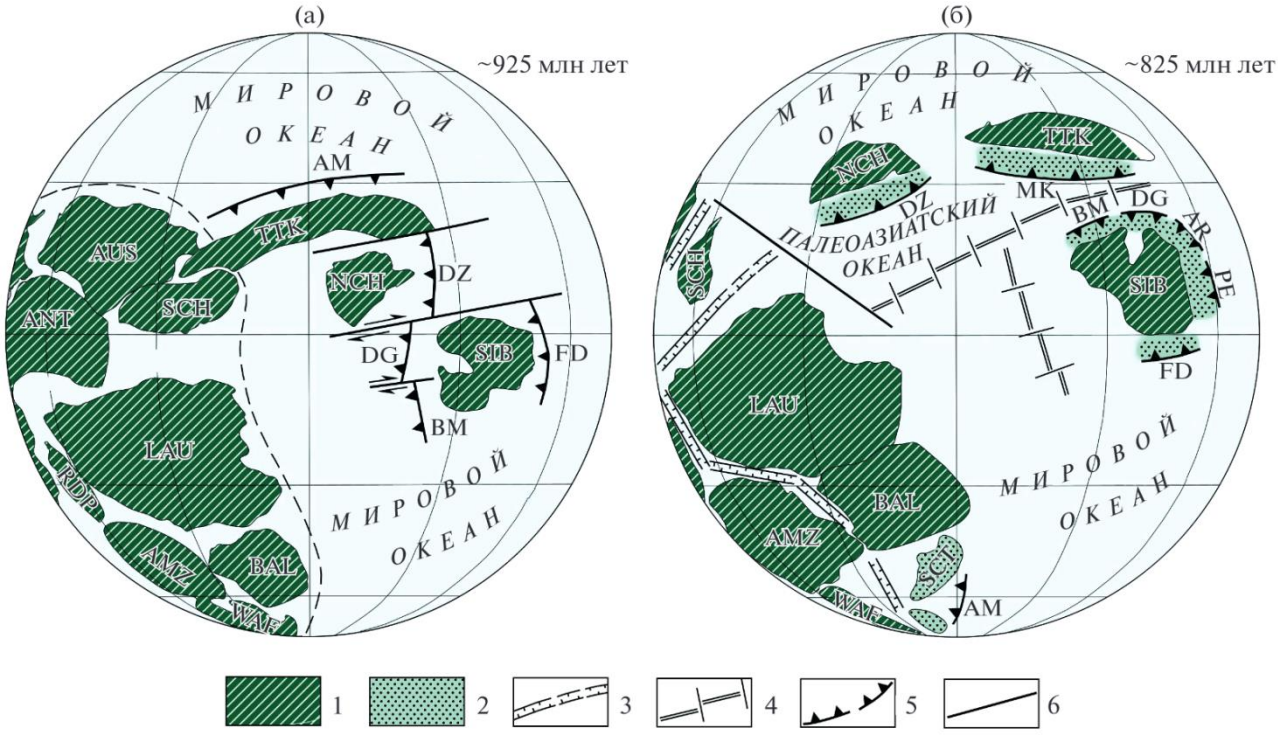

Рис. 10. Палеогеодинамические реконструкции для временных интервалов 950–900 и 850–800 млн лет, с использованием (Хераскова и др., 2010; Metelkin et al., 2012; Merdith et al., 2017). 1 – кратоны и континентальные блоки с донеопротерозойской корой, 2 – участки формирования неопротерозойской коры, 3 – континентальные рифты, 4 – зоны спрединга, 5 – зоны субдукции, 6 – трансформные разломы. Кратоны и континентальные блоки: AMZ – Амазония, ANT – Антарктида, AUS – неразделенные австралийские кратоны, BAL – Балтика, LAU – Лаврентия, NCH – Северный Китай, RDP – Рио-де-ла-Плата, SCH – Южный Китай, SCT – Скифия, S1B – Сибирь, TTK – Таримо-Тянь-Шань-Казахстанский, WAF – Западная Африка. Островные дуги и краевые вулканические пояса: AM – Актау-Моинтинский, AR – Арзыбейская, BM – Байкало-Муйская, DG – Дун-

жугурская, DZ – Дзабханский, FD – Фаддеевская, МК – Малый Каратау, РЕ – Приенесейская.

Для двух фаз позднетриасовых гранитоидов алтахтинского комплекса восточной части Буреинского массива Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 11) получены новые данные по возрасту и геохимии: 235.3 ± 2.9 Ма и 224.9 ± 2.4 Ма. Ранее (1960-80-е годы) они выделялись на геологических картах, однако, затем, при составлении легенды Буреинской серии к листу М-53 Госгеолкарты-1000 были упразднены. Наши данные позволяют восстановить их в геологической истории района под прежним названием - «алтахтинский комплекс». (Гурьянов В.А., Нигай Е.В., Юрченко Ю.Ю., Архипов М.В., Амелин С.А., Арапов В.Н. // Тихоокеанская геология, 2021. Т. 40. № 4. С. 51-71.)

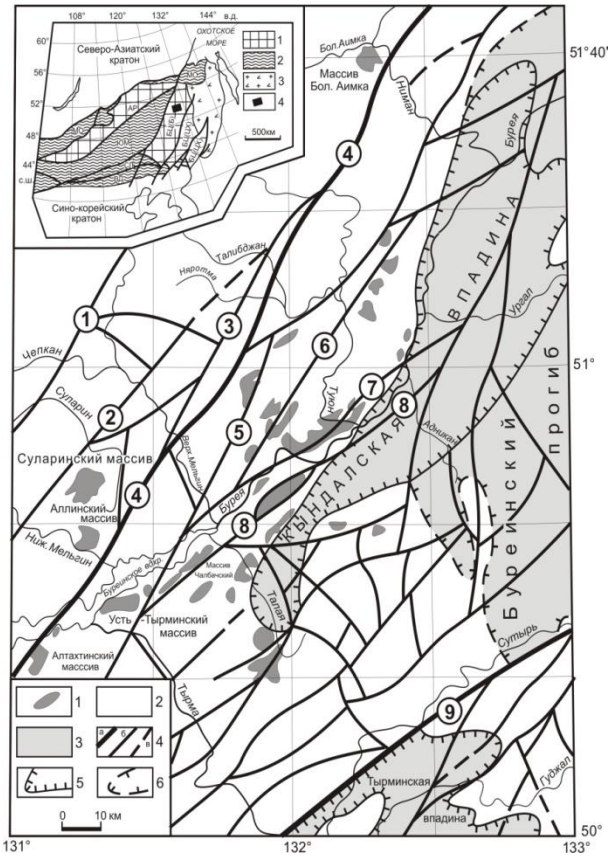

Рис. 11. Схематическая геологическая карта восточной части Буреинского массива. 1 – неоген-четвертичные рыхлые отложения; 2 – миоценовые базальты; 3 – позднемеловые гранитоиды; 4 – раннемеловые вулканиты среднего (а) и кислого (б) составов; 5 – раннемеловые гранитоиды

буриндинского (а) и диоритоиды иороханского (б) комплексов; 6 – раннемеловые вулканиты среднего состава; **7** – нижнемеловые осадочные и осадочно-вулканогенные отложения Кындалской (V) и Тырминской (VI) впадин; 8 – юрские и юрско-меловые осадочные и осадочно-вулканогенные отложения Буреинского (IV) и Гуджикского (VII) прогибов; 9 – позднетриасово-раннеюрские гранитоиды харинского комплекса; 10 – позднепермско-раннетриасовые гранитоиды тырмо-буреинского комплекса; 11 – позднетриасовые гранитоиды алтахтинского комплекса; 12 – раннеордовикские гранитоды суларинского комплекса; 13 – кембрий-раннеордовикские гранитоиды биробиджанского (а) и кивилийского (б) комплексов; 14 – палеозойские нерасчлененные осадочные отложения приграничных структур; 15 – а – прогибы, выполненные неопротерозойско-палеозойскими осадочными толщами (I – Мельгинский; II – Кимканский); б – Гуджальский выступ докембрийского фундамента; 16 – неопротерозойские гранитоиды нятыгранского комплекса; 17 – докембрийские плагиограниты, гранитогнейсы и метагаббро древнебуреинского и амурского комплексов нерасчленённые; 18 – докембрийские гнейсы и кристаллические сланцы (дягдаглейская толща, амурская и тастахская серии); 19 – главные разломы: а) 1 – Западно-Туранский, 2 – Мельгинский, 3 – Тастахский, 4 – Хинганский, 5 – Куканский, б) прочие разломы; 20 – разломы под рыхлыми отложениями (а), предполагаемые (б); 21 – расположение объектов исследования. На врезке показано положение исследуемого района в структуре восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (тектоническая основа, по [7], с изменениями авторов): 22 – супертеррейны: АР – Аргунский, БЦ – Буреино-Цзямусинский: БЦ (Б) – Буреинский террейн (континентальный массив), БЦ (ЦХ) – Цзямусы-Ханкайский террейн (континентальный массив); 23 – палеозойско-раннемезозойские складчатые пояса (ЮМ – Южно-Монгольский, СЛ – Солонкерский, ВД – Вундурмиао, МО – Монголо-Охотский); 24 – позднеюрско-раннемеловые орогенные пояса; 25 – район исследования.

Обобщены и проанализированы результаты исследований рудоносных апатит-альбитовых метасоматитов (эйситов) рифейского возраста, выявленных в восточной части Алдано–Станового щита в метаморфических, вулканических и интрузивных породах. Охарактеризованы особенности литологического и структурного контроля эйситов, их минерального и петрохимического состава, геохимических ассоциаций, онтогении, метасоматической зональности и определена их рудная специализация. (Кириллов В.Е. // Тихоокеанская геология, 2021. Т. 40, № 5. С. 59-73.)

На основе изданной геологической карты РФ масштаба 1: 1000 000 нового поколения показано, что в пределах Нижнего Приамурья раннемезозойские отложения Ульбанской (Монголо-Охотская) и Баджало-Горинской (Сихотэ-Алиньская складчатые системы) структурно-формационных зон, формировались в едином морском бассейне, о чем свидетельствуют близкие стратиграфические разрезы, литология, складчатость и метаморфизм. Предложено при тектоническом районировании выделять на Дальнем Востоке область интерференции Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов ранга подвижных поясов. (Забродин В.Ю. // Региональная геология и металлогения, 2021. № 87. С. 17-27.)

Рассмотрены рудные формации восточной части Яно-Колымской складчатой области, в составе которых главными компонентами являются золото и серебро. Для золото- и серебросодержащих формаций вулканогенного и плутоногенного генезиса определены структурно-тектонические обстановки их формирования. Кроме этого, выделены минеральные типы руд и металлогеническая специализация. В качестве примеров приведены наиболее характерные рудные узлы (в том числе потенциальные), рудные поля, месторождения и рудопроявления. (Трушин

С.И., Кириллов В.Е., Лапенко А.С. // Региональная геология и металлогения, 2021. № 85. С. 67-78.)

В железных рудах и пирокластике Костеньгинского месторождения на Малом Хингане (Дальний Восток России) обнаружены многочисленные микросферулы силикатного, железо-оксидного и медь-золото-серебряного состава (рис. 12). Силикатные микросферулы содержат несмешивающиеся железистые и кремнекислые стекла, газовые полости и минеральные включения. В железо-оксидных микросферулах диагностирован магнетит с небольшим количеством ильменита и обогащенного железом силикатного стекла. Медь-золото-серебряные микросферулы содержат включения, в составе которых преобладает оксид меди. Образование изученных микросферул связывается с быстрым подъемом и дегазацией глубинных ликвационно-дифференцированных рудно-силикатных расплавов. Обсуждается возможность вулканогенного образования руд и благороднометалльного оруденения в месторождениях такого типа. (Бердников Н.В., Невструев В.Г., Кепежинскас П.К., Крутикова В.О., Коновалова Н.С., Астапов И.А. // Тихоокеанская геология, 2021. Т. 40, № 3. С. 67–84.)

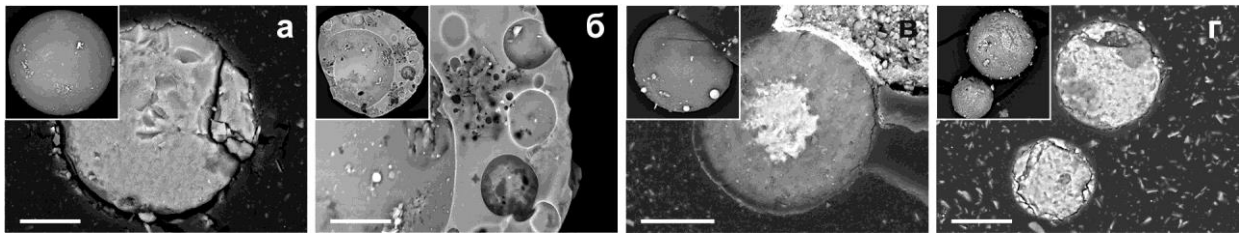

Рис. 12. СЭМ-изображения внешнего вида (врезки) и внутреннего строения типичных силикатных микросферул. а – гомогенные стекловатые; б – с газовыми полостями, высокожелезистой фазой и выделениями кварца; в – обособление железистой стекловатой фазы в кремнекислой стекловатой

матрице; г – обособления кремнекислой стекловатой фазы в железистой стекловатой матрице.

На основе одномерного палеотемпературного моделирования по скважинам, вскрывшим меловые отложения в основании кайнозойского Переяславского грабена (Среднеамурский осадочный бассейн) оценены перспективы их возможной нефтегазоносности. Установлено, что на протяжении истории формирования исследуемой части Переяславского грабена генерация углеводородов могла происходить в раннемеловых отложениях ассикаевской и алчанской/стрельниковской свит. Условия генерации газа для ассикаевской свиты сохраняются по настоящее время (рис. 13). (Прохорова П.Н., Развозжаева Е.П., Исаев В.И. // Тихоокеанская геология, 2021. Т. 40. № 4. С. 87-98.)

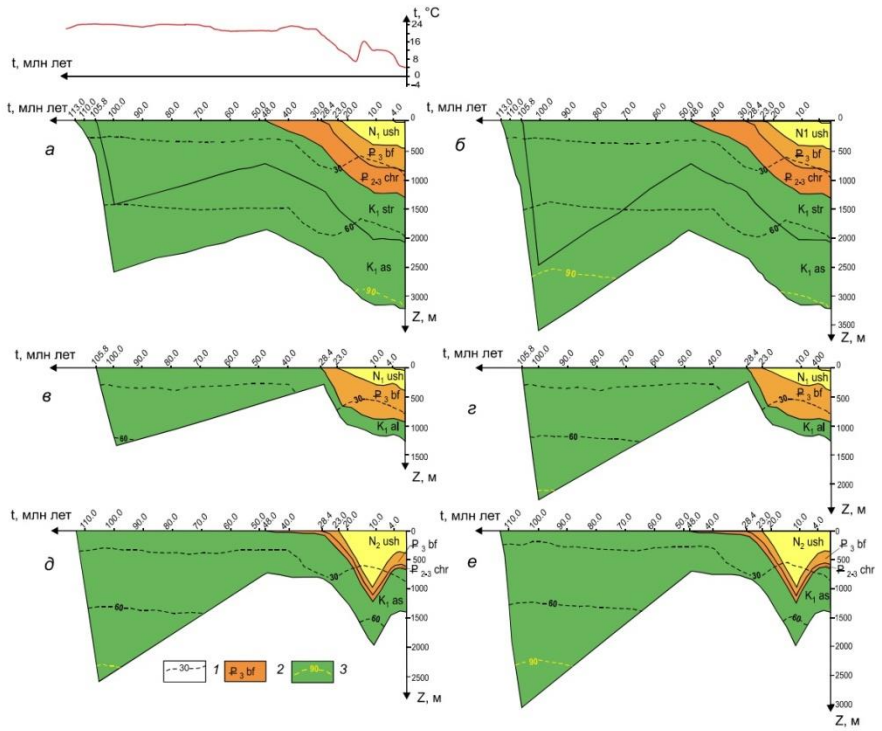

Рис. 13. Палеореконструкции тектонической и термической истории в разрезах скважин. а, б – Волочаевская-1 (а – амплитуда меловой эрозии 700 м, б – амплитуда меловой эрозии 1700 м); в, г – Екатеринославская-1 (в - амплитуда меловой эрозии 1000 м, г – амплитуда меловой эрозии 2000 м); д, е – Екатеринославская-2 (д - амплитуда меловой эрозии 1300 м, е – амплитуда меловой эрозии 2300 м). 1 – изотермы; 2 – стратиграфическая приуроченность отложений; 3 – изотерма пороговой температуры ГЗН. В верхней части рисунка приведен график палеоклиматического векового хода температур на земной поверхности.

Показано, что Монголо-Охотский орогенный пояс (МООП), окончательно сформировавшийся в конце мезозоя, в результате более поздних тектонических событий был разделен на два фланга: западный и восточный. В его формировании прослеживается закономерное изменение геодинамических процессов, которые в пределах западного фланга значительно «затушеваны» поздними тектоническими и магматическими событиями, тогда как в пределах восточного фланга эти процессы менее искажены и фиксируются по наличию как магматических, так и стратифицированных образований. Выполнена корреляция разрезов осадочных бассейнов в обрамлении восточного фланга МООП (рис. 14); рассмотрено сходство или различие составов, возраста, условий осадконакопления, тектонических позиций и зависимость их эволюции от изменения геодинамических процессов в регионе. (Дербеко И.М., Кириллова Г.Л., Маркевич В.С., Бугдаева Е.В. // Геодинамика и тектонофизика, 2021. Т. 12. № 4. С. 851-864.)

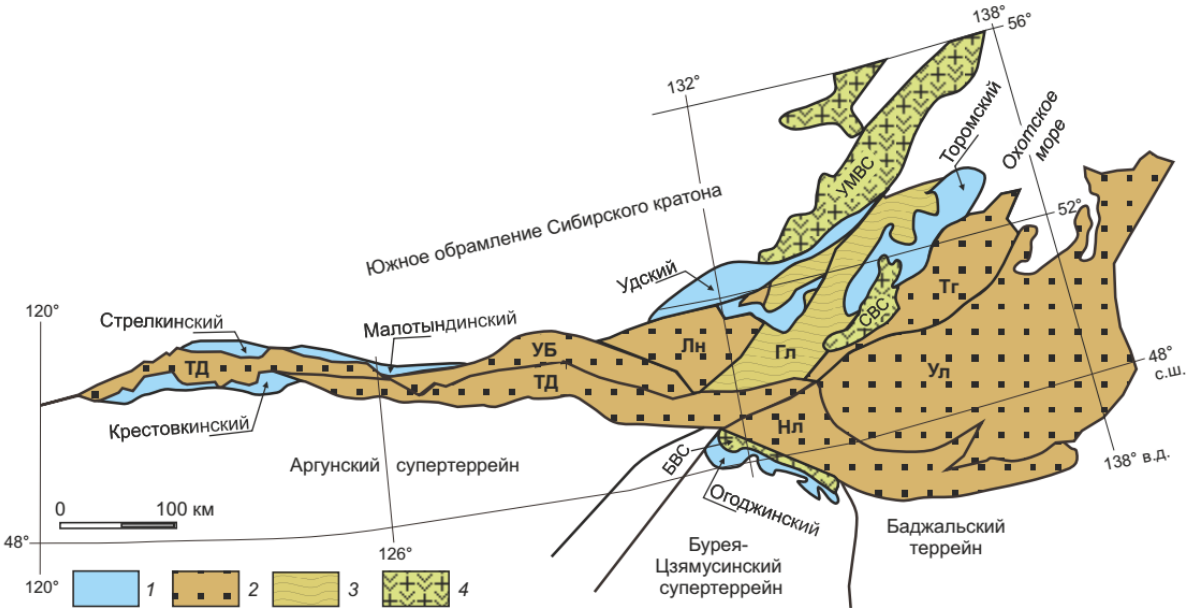

Рис. 14. Схема расположения и тектонической позиции мезозойских осадочных бассейнов в обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса по данным [Парфёнов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О., 1999; Кириллова Г.Л., 2006]. 1 – бассейны; 2 – террейны Монголо-Охотского орогенного пояса: ТД – Тукурингра-Джагдинский, УБ – Унья-Бомский, Лн – Ланской, Нл – Ниланский, Тг – Тугурский, Ул – Ульбанский; 3 – Гл – Галамский террейн Охотско-Корякского орогенного пояса; 4 – вулканоплутонические структуры: УМВС – Удско-Мургальская, СВС – Селитканская, БВС – Бурундинская.

На основе результатов обработки и совместной интерпретации измерений, выполненных методами микросейсмического и магнитотеллурического зондирований на участке северного фланга Центрального Сихотэ-Алинского разлома (ЦСАР) получены новые данные о строении земной коры (рис. 15). Основные блоки, их границы, разломные зоны и некоторые зоны аномалий, выделенные этими методами, практически совпадают. Разломная зона на исследованном участке ЦСАР выражена субвертикальной областью пониженных скоростей поперечных волн (на глубине 4–9 км) и представляет собой границу между блоками высокого

сопротивления. Использование пространственно совпадающих сейсмического и геоэлектрического разрезов позволило выделить разломную структуру ЦСАР и сделать вывод о перспективности комплексирования методов МСЗ и МТЗ для изучения строения земной коры в разломных зонах. (Пупатенко В.В., Рябинкин К.С., Бронников А.К., Верхотуров А.Л. // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле, 2021. Вып. 50. № 2. С. 84-94.)

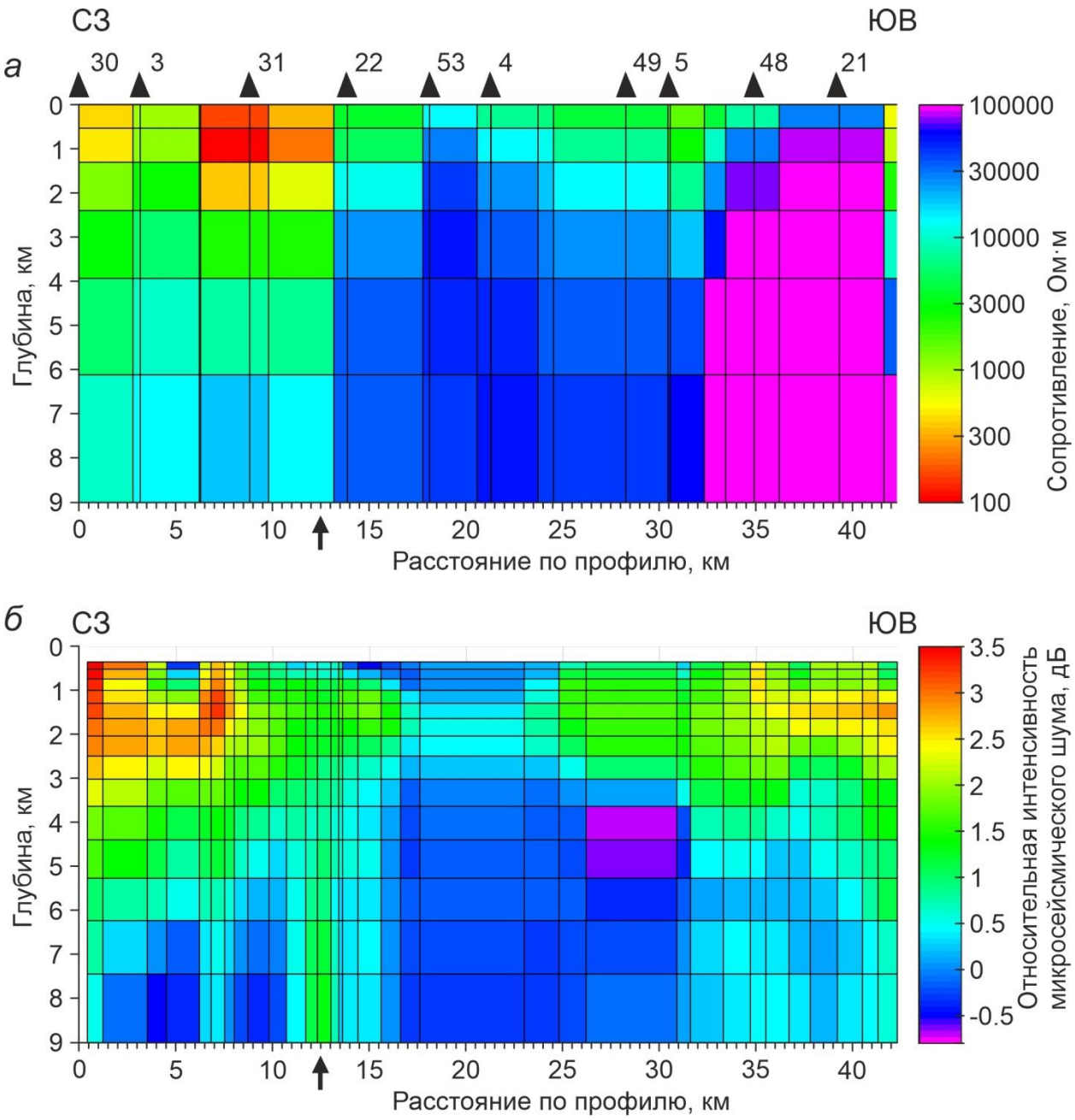

Рис. 15. Геофизические разрезы по профилю с. Лидога – п. Ванино в районе Центрального Сихотэ-Алинского разлома (положение разлома

показано стрелками): а – геоэлектрический разрез, построенный по результатам трехмерного моделирования данных МТЗ (треугольники – точки МТЗ); б – сейсмический разрез относительных скоростей поперечных волн, построенный по данным микросейсмических зондирований (большим значениям соответствуют низкие скорости и наоборот).

Изучена возможность использования метода моделирования очага землетрясения на основе данных о косейсмических смещениях, зарегистрированных на прибрежных пунктах наблюдений по данным Глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС), для внутриплитных землетрясений с магнитудой 7–8, для которых необходимо определять положение поверхности разрыва. На основе проведенных численных экспериментов получены оценки точности и надежности определения параметров землетрясения в зависимости от магнитуды, количества и взаимного расположения ГНСС-станций (рис. 16). Показано, что определение по ГНСС-данным всех основных параметров модели очага землетрясения с магнитудой 7.4 и выше вполне возможно. Сделан вывод о целесообразности использования ГНСС-данных в работе служб предупреждения о цунами, на начальном этапе в тестовом режиме. (Пупатенко В.В., Шестаков Н.В. // Вулканология и сейсмология, 2021. № 1. С. 30-39.)

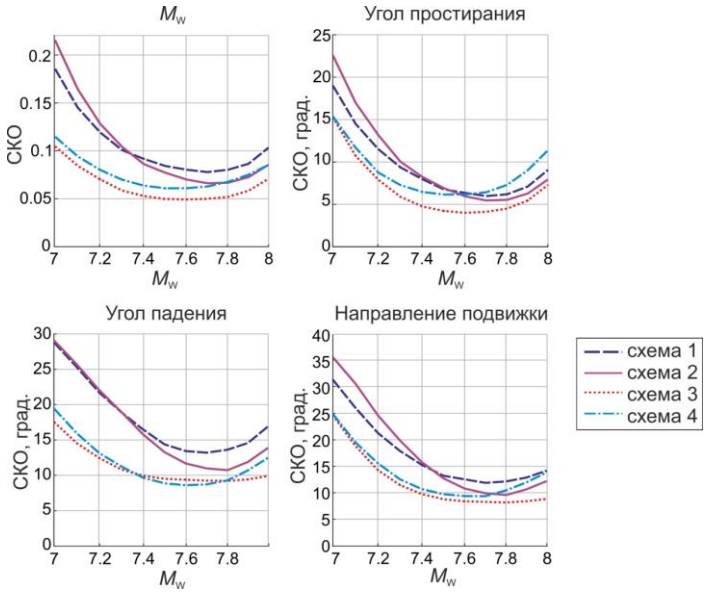

Рис. 16. Зависимости среднеквадратических ошибок магнитуды, угла простирания, угла падения и направления смещения в плоскости сейсморазрыва от «эталонного» значения магнитуды землетрясения для четырех схем взаимного расположения 32 ГНСС-станций относительно эпицентра землетрясения.

На основе комплексного анализа рельефа и геофизических данных в Приамурье выявлены четыре протяженных разлома скрытого типа северо-западного направления (рис. 17), а также серия мелких разрывов, проявленных в линеаментах рельефа, аномалиях магнитного поля и упорядоченности размещения очагов землетрясений. Крупные разломы северо-западного направления контролируют блоковую делимость верхней части литосферы региона, сейсмически активны в настоящее время и характеризуются значительной величиной выделившейся сейсмической энергии, что необходимо учитывать при оценке сейсмической опасности территории. (Меркулова Т.В., Гильманова Г.З., Тусикова С.А. // Тихоокеанская геология, 2021. Т. 40. № 3. С. 54-66.)

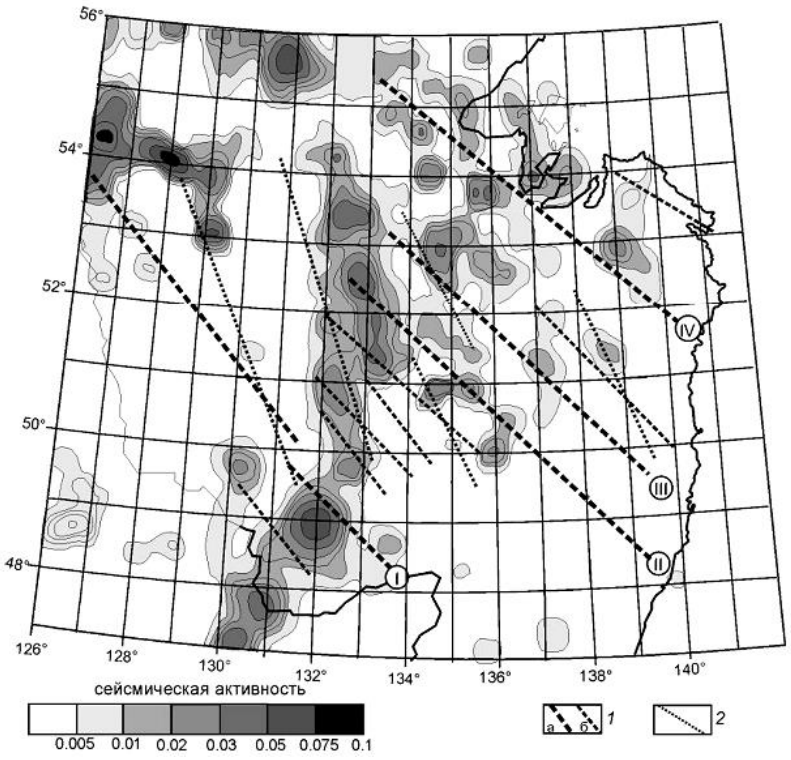

Рис. 17. Разломы северо-западного направления и их связь с аномалиями сейсмической активности. 1 – СЗ разломы системы 315°: а - первого порядка, б - второго порядка; 2 – разрывы системы 337°.

Построена карта распределения теплового потока на территории Северо-Востока России и на её основе рассчитаны различные геотермические модели. Материковая область обладает в основном невысокими значениями геотермических параметров. В зоне сочленения Охотоморской и Северо-Американской плит (рис. 18) тепловой поток составляет 60-65 мВт/м^2 и заметно превышает фоновый, окружающих территорий; наблюдается куполовидное поднятие геоизотерм: 200°С, 400°С, 600°С; температуры на поверхности М достигают 900°С; глубина кровли астеносферы имеет минимальное значение 100 км. Здесь также отмечается значительное уменьшение значений граничных скоростей продольных волн по поверхности М до 7.5-7.7 км/с и её локальный подъем на 2-4 км. (Gornov Pavel. // Heat-Mass Transfer and Geodynamics of the Lithosphere / Editors Valentina Svalova. 2021. Springer. P. 123-137.)

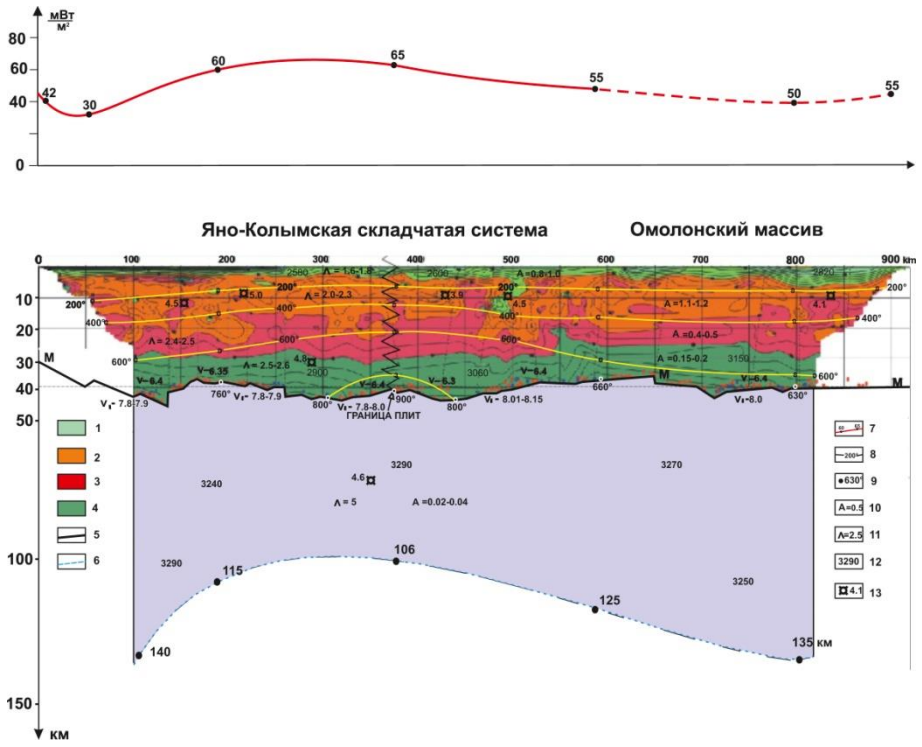

Рис. 18. Геотермический разрез литосферы в области сочленения Северо–Американской и Охотоморской плит в створе профиля 2ДВ. 1 – вулканогенно осадочный слой; 2 – гранитогнейсовый слой; 3 – гранулитобазитовый слой; 4 – корамантийная смесь; 5 – граница М; 6 – кровля астеносферы; 7 – измеренные значения теплового потока; 8 – геоизотермы; 9 – температуры на поверхности М; 10 – теплогенерация горных пород (мкВт/м^3); 11 – теплопроводность горных пород (Вт/мК); 12 – плотность горных пород (кг/м^3); 13 – магнитуда и положение очага землетрясения.

На основе анализа форм диаграмм инверсной кривой первого порядка (FORC) изучено состояние магнитного домена и анизотропия в гематите (α-Fe_2O_3), оценено доменное состояние и магнитостатические взаимодействия между магнитными частицами (рис. 19). Составлен каталог для сравнения с другими исследованиями и объяснения ключевых особенностей, наблюдаемых для гематита. Доминирующий тип распределения FORC в образце (гребневой, почковидный или смешанный) зависит от баланса между одноосным/трехосным переключением. Идентифицированные сигналы объясняют особенности переключения намагниченности и анизотропии, которые присущи магнитным свойствам гематита и других материалов с многоосной магнитной анизотропией. (Roberts A.P., Zhao X., Hu P., Abrajevitch A. и др. // Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2021. V. 126. Iss. 12. Номер статьи e2021GC010094.)

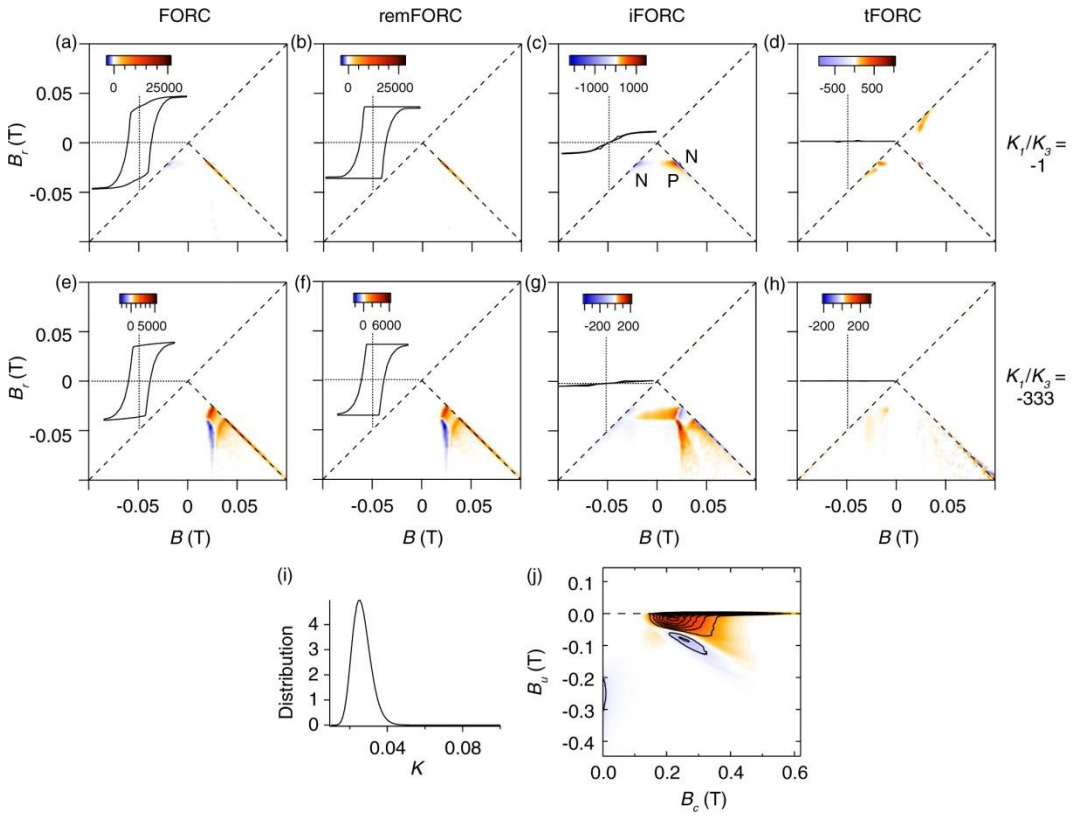

Рис. 19. Моделирование инверсионной кривой первого порядка (FORC) для невзаимодействующих частиц с одноосной или трехосной (гексагональной) анизотропией, которые ограничивают интерпретацию диаграммы FORC для гематита. a, e - обычная FORC; b, f - остаточная FORC (remFORC); c, g - индуцированная FORC (iFORC); d, h - переходная FORC (tFORC); |K1/K3| - коэффициенты одноосной и трехосной анизотропии.

В 2021 г. опубликовано: 1 монография, 1 глава в зарубежной монографии, 1 сборник материалов конференции, 1 буклет; 57 статей, в том числе 43 в отечественных и 14 в зарубежных изданиях, из них 50 в рецензируемых журналах, индексируемых в Web of Science – 23, в Scopus – 31.