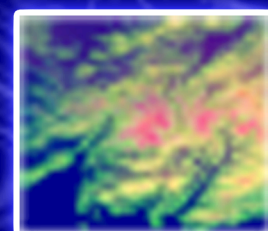
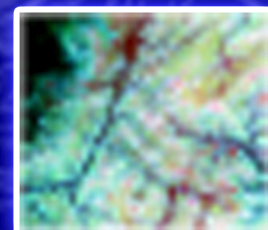
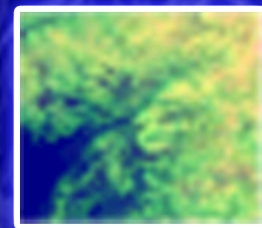
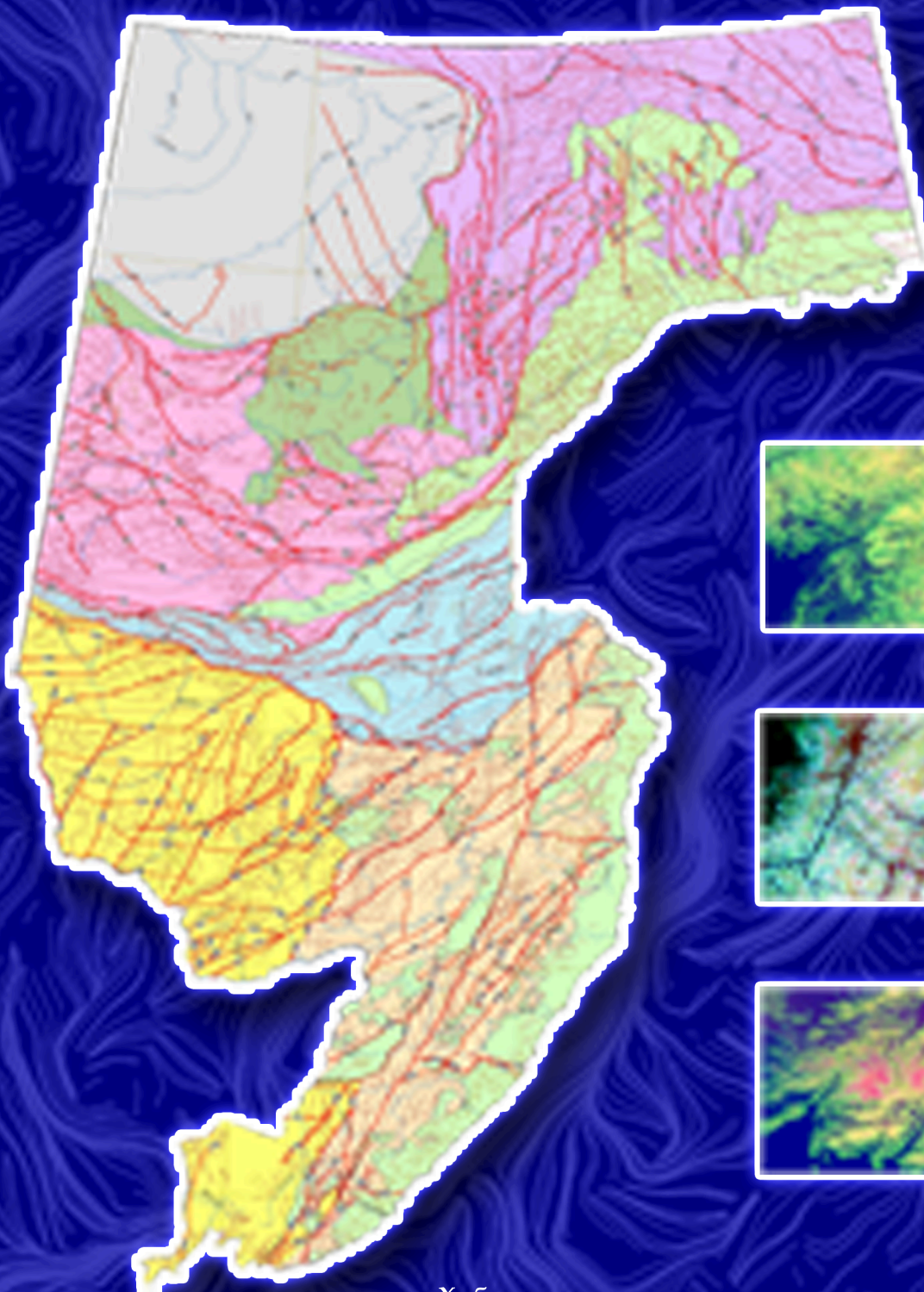




В.Ю. Забродин, О.В. Рыбас, Г.З. Гильманова

РАЗЛОМНАЯ ТЕКТОНИКА МАТЕРИКОВОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ



Хабаровск
2015

Пустая старница

**RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
FAR EAST BRANCH
KOSYGIN INSTITUTE OF TECTONICS AND GEOPHYSICS**

V.YU. ZABRODIN, O.V. RYBAS, G.Z. GIL'MANOVA

**FAULT TECTONICS OF THE RUSSIAN FAR EAST
MAINLAND**

KHABAROVSK

2015

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ТЕКТониКИ И ГЕОФИЗИКИ ИМ. Ю.А. КОСЫГИНА

ЗАБРОДИН В.Ю., РЫБАС О.В., ГИЛЬМАНОВА Г.З.

**РАЗЛОМНАЯ ТЕКТониКА МАТЕРИКОВОЙ ЧАСТИ
ДАЛЬНОГО ВОСТОКА РОССИИ**

ХАБАРОВСК

2015

УДК 551.24 (571.6)

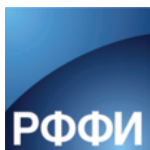
В.Ю. Забродин, О.В. Рыбас, Г.З. Гильманова. Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. Хабаровск: 2015. 132 с.+1 цв. вкл.
ISBN

По материалам изданных и подготовленных к изданию листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (3-е изд.) составлена Карта разломов территории материковой части Дальнего Востока России, на которую вынесены практически все изображенные на картах линейные, дуговые и кольцевые разломы с выделением главных (имеющих собственные названия). Главные разломы (всего 185) описаны по имеющимся опубликованным данным. Изложены основы теории масштабного пространства, приведены иллюстрации возможностей использования ее для геологического дешифрирования радиолокационных космических снимков. Описаны системы линейных разломов и линеаментов как по отдельным структурным элементам территории (Алдано-Становой щит, Буреинский и Ханкайский массивы, Вилуйская синеклиза, Учуро-Майская плита, Верхояно-Колымская, Монголо-Охотская, Сихотэ-Алинская складчатые системы, вулcano-плутонические пояса и области), так и для трансрегиональных систем (система Тан-Лу, Восточно-Азиатский рифтовый пояс). Рассмотрены особенности дешифрирования кольцевых и дуговых разломов на преобразованных цифровых моделях рельефа. Изложены (с использованием модельного примера – участка Пауканского глубинного разлома) некоторые методологические проблемы, возникающие при картировании и картографировании крупных разломов.

Ответственный редактор д. г.-м. н. А.Н Диденко

Рецензенты: д. г.-м. н. Г.Л.Кириллова
к. г.-м. н. Г.В.Роганов (ОАО «Дальгеофизика»)

Печатается по решению Ученого совета Института тектоники и геофизики ДВО РАН



Издание осуществлено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 15-05-07026, не подлежит продаже.

Zabrodin, V.Yu., Rybas, O.V., Gil'manova, G.Z. Fault Tectonics of the Russian Far East Mainland. Khabarovsk: 2015. 132 p+1 colour insert

The Map of Faults in the Russian Far East Mainland is compiled based on the State Geological Map of the Russian Federation at a scale of 1:1 000 000 and depicts practically all linear, arcuate and ring faults shown on its sheets, both published (3rd ed.) and ready for press. Among them, a total of 185 major faults that are given their own names are highlighted. Their descriptions are made using published data. Theoretical framework of the scale-space theory is set forward and the potentialities of applying the theory for geological interpretation of radar images are shown. Systems of linear faults and lineaments are described both for individual structural elements of the territory (Aldan-Stanovoy shield, Bureya and Khanka massifs, Vilyui syncline, Uchur-Maya plate, Verkhoyansk-Kolyma, Mongol-Okhotsk, Sikhote-Alin fold systems, volcano-plutonic belts and areas) and for trans-regional systems (Tan-Lu system, East-Asian rift belt). Issues are also considered that are related to the interpretation of ring and arcuate faults in the transformed digital elevation models. Methodological challenges arising in the course of major fault mapping are discussed using a section of the Paukan deep fault as a model example.

Executive editor: A.N. Didenko

Reviewers: G.L.Kirillova
G.V. Roganov (JSC Dal'geofizika)

ISBN

© Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З., 2015 г.
© ИТиГ ДВО РАН, 2015 г.

The Map of Faults in the Russian Far East Mainland is compiled at 1:5 000 000 scale (Appendix 1) based on the data from 16 sheets of the State Geological Map of the Russian Federation (1:1 000 000), both published and ready for press, 13 of them being map sheets of the 3rd edition. The Map of Faults covers the territory of Russia within the boundaries of map sheets P-52 – P-55, O-52 – O-55, N-52 – N-54, M-52 – M-54, L-52 – L-54, K-52, and K-53. A total of 185 major faults, i.e. those named by authors of original maps, are shown on the map and described in the book, 183 being linear and only 2 ring and arcuate. In the published literature no description can be found for more than half of the recognized major faults whatsoever but their names. Only length as measured from the attached Map of Faults is reported for these faults.

The scale-space theory is demonstrated to be efficient for distinguishing structures, zones of different type, faults, and tectonic blocks based on digital elevation model (DEM) data. Removal of distracting and masking effects from the transformed data sets facilitates the ability of detecting most significant features in the geologic structure of the region. Linear and dome structures, faults in different regions are recognized following the procedure of interpreting the information contents in the original image, which comprises calculation of the modulus of a gradient of topography and the Laplacian of Gaussian.

The procedure is laid down to distinguish linear and dome structures on original images by calculating the modulus of the first-order derivative with respect to a coordinate (modulus of a gradient of topography to characterize surface topography in terms of steepness) and the second-order derivative with respect to the surface coordinate (the Laplace operator on the Gaussian surface to recognize dome-shaped targets). Each space-scale representation can be further processed and their combining in synthesized colour images allows the relationship between the topography and geologic objects to be clearly demonstrated.

Specific features are ascertained in the fault and lineament pattern of individual structural units of the territory: Aldan-Stanovoy shield, Bureya and Khanka massifs, Uchur-Maya plate, Vilyui syncline, Verkhoyansk-Kolyma, Mongol-Okhotsk, Sikhote-Alin fold systems, volcano-plutonic belts and areas. Square, rhombus and geometrically similar orthogonal and diagonal systems of faults and lineaments are distinguished in the Aldan-Stanovoy shield, Bureya and Khanka massifs. Linear systems of faults and lineaments are typical of the Sikhote-Alin fold system. They form two NE-trending systems separated clearly enough by the Central Sikhote-Alin fault. The Vilyui syncline is characterized by clear-cut, near straight-line lineaments of four systems although practically no faults are detected.

Faults constituting the Tan-Lu strike-slip fault system are analyzed (pre-Cenozoic stage). Within the Russian Far East they form a horse-tail structure characteristic of areas of strike-slip fault termination.

Examination of available data on the Cenozoic East-Asian rift belt resulted in its summary description. A new version of its zoning is presented, which includes the near NS-striking Priokhotsk and NE-striking Tan-Lu-Okhotsk rifts. Major extensional faults strongly pronounced in the DEMs are recognized within the Priokhotsk rift. The Torom extensional fault is traced by the Torom, Shantar, Severnaya, Konino-Nimelen, Tugur, Syran, Usalgin, Chukchagir, Yukachin, Evoron, El'ga-Gorin, Lian and smaller depressions. The Lower Amur extensional fault occurring along the Okhotsk Sea coast is traced by the Chlya-Orel', Malakhta, Vyngin, Kumlin, and UdyI-Kizin depressions. An extensional fault of the Tatar Straight occurs still further east. Extensional faults form systems of grabens varying in size, mainly symmetrical, occasionally telescope.

Almost a complete mismatch is shown between ring and arcuate faults distinguished on the geologic maps and elements visible in DEMs.

Methodological challenges are shown using a section of the Paukan deep fault as a model example, that arise both at different stages of major fault mapping and their subsequent representation on small-scale summary maps of different content.

A number of problems related to the fault tectonics of the Far East of Russia still remain to be solved. This is due, primarily, to a certain subjectivity exhibited by the authors of maps in choosing the criteria by which faults are divided into major and minor. An appreciable diversity of opinion among authors of non-uniformly scaled maps often comes to light regarding the role of specific faults in the geologic structure of the area. Description of a very large number of faults is either poor or lacking. Subjectivism of the authors of different maps is evident as well as lack of agreement as to the issues related to distinguishing and describing ring and arcuate elements – it is not always clear whether the authors of maps consider them faults in the first place or whatever.

We believe that by making full use of DEMs transformed based on the scale-space theory while mapping faults we will provide answers to some of the outstanding issues.

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

Разломы (нарушение сплошности горных пород в результате движений земной коры) - это геологические объекты, обуславливающие, в первую очередь, структуру земной коры и, видимо, литосферы в целом. Важность и актуальность изучения морфологии самих разломов, а затем уже причин и механизмов разломообразования очевидны в рамках любой из существующих на сегодня тектонических парадигм.

Своевременность и необходимость подготовки настоящей работы, в которой предпринята попытка дать сводное описание картины разломов большой и разнородной по геологическому строению территории, какой является Дальний Восток России, на основании материалов региональных геологосъемочных работ последних лет являются несомненными. Подобные работы вообще редки, а последние сводки для больших регионов составлены более 35 лет назад по материалам, которые безнадежно устарели. Исключение составляют сводки по активным «живым» разломам.

Авторы настоящей работы опирались в основном на материалы новой региональной геологической основы - Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 3-го издания. Картографирование разломов на всех листах карты осуществляется по единой методике, что облегчило анализ пространственного расположения разломов и выявление их систем. При этом, однако, обнаружилось, что охарактеризованы разломы в пределах листов карты с разной степенью детальности - для многих из них не приведено никаких сведений, кроме собственного имени. Поэтому читатели не должны удивляться существенному различию в объемах сведений, приводимых по конкретным объектам. В работе максимально использованы возможности, представляемые дешифрированием космических радиолокационных снимков земной поверхности, различных трансформаций цифровых моделей рельефа, разработанных и впервые в мировой геологии апробированных авторами настоящей монографии. Работы в этом направлении продолжаются в Институте тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН.

Авторы уделили особое внимание, и это представляется важным, проблемам картирования и картографирования крупных и длительно развивавшихся разломов - отображение на геологических картах результатов нескольких этапов активной деятельности разломов, особенно сильно растянутых во времени. Эта задача, до сих пор не имеющая однозначного решения в геологической (в том числе тектонической) картографии.

Представляемая работа, несомненно, поможет в выборе объектов полевых исследований для решения палеокинематических и палеогеодинамических задач, а использование трансформированных цифровых моделей рельефа позволит выявить тонкие особенности структуры ряда крупных разломов на территории Дальнего Востока России. Прилагаемая к монографии Карта разломов масштаба 1:5 000 000 является самостоятельным важным результатом работ.

Алексей Диденко

ВВЕДЕНИЕ

Only those linears you personally discover on imagery are to be considered real. All others need careful ground checking.

*Donald U. Wise**

Разломы разного масштаба определяют как первичную, так и вторичную структуру земной коры (видимо, и литосферы в целом). Хотя в процессе собственно региональных геологосъемочных работ разломы интересуют геолога в первую очередь как категория специфических границ разномасштабных геологических тел, при разнообразных теоретических обобщениях на первый план выходят особенности пространственного размещения разломов как таковых (зачастую без анализа вещественного выполнения их тел). Очевидно, что главным методом решения задач такого рода является составление специализированных карт разломов территорий разной площади. Для очень больших площадей работа эта является очень трудоемкой; последним известным опытом проведения таких исследований для нашей страны является «Карта разломов территории СССР...» [60]. В фактографическом плане она опиралась на Государственные геологические карты СССР масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000 первых поколений – реально, конечно, в основном на первую, т.к. издание листов карты масштаба 1 : 200 000 не завершено и до сих пор, а в 70-е гг., когда составлялась указанная карта, их не было издано и для половины территории страны. Естественно, эта карта устарела, для многих районов приведенные на ней данные не соответствуют действительности. Все показанные на карте разломы имели собственные названия, но давались они зачастую самими авторами карты [60], и при последу-

ющих региональных исследованиях нередко заменялись другими.

Учитывая вышесказанное, становится понятным необходимость составления новой карты разломов. Не имея возможности организовать такую работу для всей территории России (или даже отдельной ее значительной части), мы ограничились материковой частью Российского Дальнего Востока, в пределах которой в основном сосредоточены исследования сотрудников ИТиГ ДВО РАН (рис. 1). Существенно, что большая часть этой территории охватывается Дальневосточной серией листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1000 3-го издания (ГГК-1000/3); последние уже почти все либо изданы, либо утверждены к изданию НРС «Роснедра» [4; 8; 14; 15; 32; 46; 91; 92; 103]. Методологической основой картосоставительских работ служил принцип «презумпции квалифицированности», заключающийся в том, что автор обобщающих (в том числе теоретических) работ считает квалификацию авторов исходных материалов не ниже собственной [37]. Поясним, что это значит. Предполагается, что в любом геологическом ВУЗе страны человек, получивший диплом геолога, освоил общепринятую методику полевых и камеральных работ и умеет перенести результаты своих наблюдений на карту без существенных погрешностей. Ю.А.Воронин [17 и др.] показал, что вся работа в геологии является научной (ибо геология производит только

*Wise, D.U. Linesmanship: guidelines for a thriving Geologic Artform //Proc. First Intern. Conf. New Basement Tectonics. Utah: Utah Geol. Assoc. 1976. – P. 635. Предлагаемый перевод: «Достоверными можно считать только те линии, которые обнаружили лично вы. Достоверность всех остальных требует проверки полевыми наблюдениями».

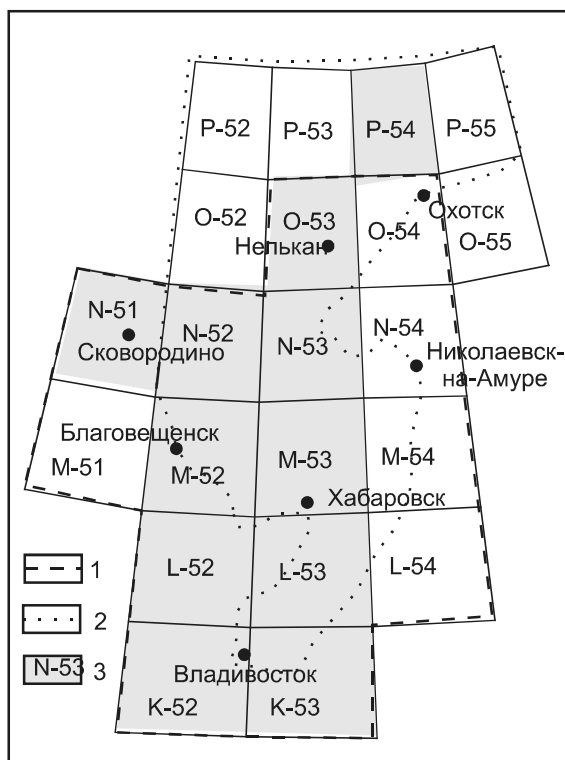


Рис. 1. Район, охватываемый Картой разломов материковой части Дальнего Востока России (по В.Ю. Забродину [44], с дополнениями)

1 – граница Дальневосточной серии листов ГГК-1000/3; 2 – граница площади, охватываемой Картой разломов; 3 – изданные и утвержденные НРС к изданию листы ГГК-1000/3.

знание) разной степени фундаментальности – от геодинамических построений до поисков и разведки месторождений полезных ископаемых и инженерной геологии. Поэтому предполагается, что если, допустим, авторы настоящей монографии выедут на полевые работы, то результаты их наблюдений не будут существенно отличаться (в смысле *наблюдения*, а не *интерпретации*) от результатов, полученных предшественниками. Например, изображенный нами на карте дизъюнктив по простиранию не будет перпендикулярным ранее изображенному.

Методика составления карты опиралась на следующие основные положения.

- Масштаб карты, которая является приложением к монографии, а не самостоятельным изданием, определяется полиграфическими возможностями (1 : 5 000 000).

- Показываются все разломы – линейные, дуговые и кольцевые, изображенные на ГГК-1000/3. Отбракована незначительная (не более 2%) часть мелких объектов, не соответствующих принятому масштабу карты. Для территорий, где пока отсутствуют подготовленные листы ГГК-1000/3, привлечены материалы ГГК-1000/2 и других сводных карт и схем масштабов, как правило, не крупнее 1 : 1 000 000. «Увязка» разломов на границах листов карт проводилась только в тех случаях, когда они явно представлялись частями единого дизъюнктива; несовпадение в большинстве случаев, видимо, обусловлено различиями в использованной топографической основе (до 90-х гг. она специально искажалась).

- Особыми знаками выделены главные разломы. К таковым отнесены те и только те объекты, которым авторами исходных карт даны собственные названия. В качестве главных выделены также 5 разломов, для которых авторы комплектов ГГК-1000/3 почему-то не привели собственные названия, хотя они хорошо известны в литературе (Чегдомынский, Кындальский и др.).

- Для главных разломов указан ведущий (по мнению авторов исходных материалов) кинематический тип. Оказалось, что для более, чем половины разломов кинематика не указана. Сведения о дополнительных кинематических характеристиках приведены в гл. 1 и базе данных (Прил. 1, 2) [45].

- Учитывая гетерогенность территории, на карте проведено (достаточно схематичное) структурное районирование – с тем, чтобы сколько-нибудь надежно проанализировать особенности пространственного расположения разломов. Районирование юго-восточной части Сибирской платформы проведено в соответствии со схемой, принятой хабаровскими геологами [13; 95]. Выделено 8 структурных единиц: Алдано-Становой щит, Учуро-Майская плита, Вилюйская синеклиза, Буреинский и Ханкайский массивы, Верхояно-Колымская складчатая система, Монголо-Охотская складчатая система, Сихотэ-Алинская складчатая система, вулcano-плутонические пояса и области.

- Карта составлена в среде ArcGis, статистическая обработка элементов изобра-

жения (а также – отдельно – линеаментов) проведена в программе WinLessa A.A. Златопольского [136].

- Для сохранения определенных в процессе полевых исследований углов между разломами разных направлений (это относится и к линеаментам) для карты и всех приводимых рисунков принята коническая равноудаленная проекция. Для карты приняты: центральный меридиан 137° в.д.; стандартные параллели 51° и 57° с.ш.

Все имеющиеся доступные сведения о главных разломах собраны в гл. 1. Мы практически не обращались к неопубликованным материалам (в том числе к хранящимся в геологических фондах) исходя из того, что читатель должен иметь возможность проверить достоверность приведенных в настоящей работе сведений (это особенно касается зарубежных читателей, буде такие появятся). В единичных случаях, когда обращение к фондовым материалам представляется необходимым, ссылки на них оформляются в следующем виде: (С.Г. Кисляков, 1985 г.).

Карта разломов, на наш взгляд, является основным элементом предлагаемой работы. Однако грех было бы не использовать предоставляемые ей возможности для решения нескольких теоретико-тектонических, методологических и даже философско-геологических задач – выявления закономерностей пространственного расположения разломов, соотношения разломов и выявляемых на материалах дистанционных исследований линеаментов, выраженности на этих материалах кольцевых и дуговых разломов, особенностей восприятия и отображения разломов разного рода на картах. Для этого потребовалось обратиться к цифровым моделям рельефа (ЦМР) территории, охватываемой картой разломов, анализу которых посвящена значительная часть работы. К исходным цифровым моделям применены различные преобразования в рамках так называемой «теории масштабных пространств»; в результате более выпукло проявляются те или иные особенности рельефа разного масштаба. Основы теории масштабных пространств изложены в гл. 2.

Учитывая неоднозначность существующей геологической (в частности, тектонической) терминологии, мы приводим определения нескольких основных терминов.

Разлом [fault] – крупная дизъюнктивная дислокация земной коры. Термин используется в случае, когда остаются неясными морфология, амплитуда и кинематика разрывного смещения; для обозначения обнаруженных геофизическими методами разломов (например, *трансформные разломы*); разломов, выявляемых на основе палеогеографических построений; *разломов планетарных* и т. п. [20]. Синоним – **дизъюнктив**.

В англоязычной литературе понятие «fault» охватывает только дизъюнктивные нарушения, являющиеся сколами в механическом смысле (сдвиги, надвиги, сбросы, взбросы). В отличие от этого, мы, вслед за В.В. Белоусовым [7], в категорию разломов включаем и раздвиги [43].

Практически все показанные на карте главные разломы относятся к категории глубинных. А.В. Пейве, основоположник учения о глубинных разломах, в 1945 г. сформулировал соответствующее понятие и ввел термин «глубинный разлом», которому дал следующее определение: Глубинная дизъюнктивная структура, представляющая собой пограничный тектонический шов, разделяющий дифференциальнодвигающиеся участки или сегменты земной коры. Характеризуется длительностью развития, большой глубиной заложения и контролирует границы между резко различными фациями. Глубинные разломы протягиваются на многие сотни километров, отличаются большой динамической активностью, не мигрируют в пространстве и развиваются независимо от процессов складчатости. Они контролируют не только магматическую деятельность, но и образование самих магматических очагов*. В 1977 г. было дано формальное определение термина «глубинный разлом», элиминирующее основные черты как определения

*А.В. Пейве. Глубинные разломы в геосинклинальных областях //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945. №5. С. 23-46

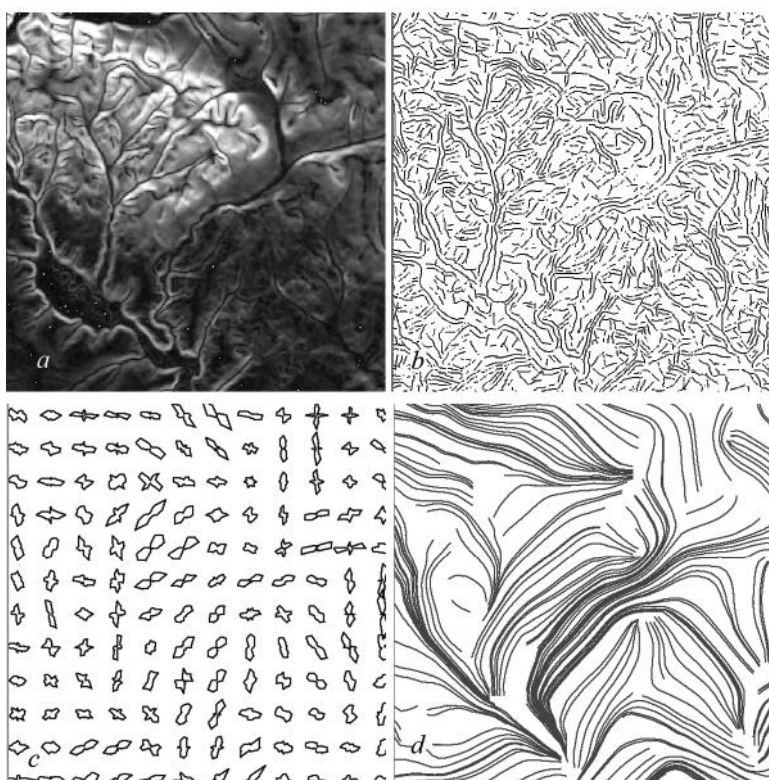


Рис. 2. Штрихи и их характеристики в изображении.

a – исходное полутоновое изображение, b – штрихи, c – розы-диаграммы, построенные по штрихам, d – линии вытянутости роз-диаграмм.

А.В. Пейве, так и множества предложенных позже (на него мы и опираемся):

Глубинный разлом – линейное геологическое тело (длиной от сотен до тысяч километров и шириной от первых до десятков километров), образованное рядом магматических (офиолиты, линейные тела гранитоидов, эффузивы основного и среднего состава) и динамометаморфических формаций [67, с.108].

Нельзя исключить, что некоторая (заведомо небольшая) часть показанных на карте разломов «не дотягивает» до категории глубинных разломов, однако отделить их по имеющимся материалам не представляется возможным. С другой стороны, ряд главных дизъюнктивов (Становой, Южно-Тукурингский и др.) относится к категории объектов более высокого ранга, для которых многие исследователи (С. Бубнов, В.Е. Хаин, В.И. Драгунов и др.) использовали термин «линеаменты» [36]; иногда использовался не слишком удачный термин «сверхглубинные разломы». Чтобы избежать путаницы и ненужных споров, все рассматриваемые в работе дизъюнктивы мы называем просто «разломы». Термин «линеамент» мы ис-

пользуем только в значении, близком к первоначальному (как элемент изображения на ЦРМ). Основоположник учения о линеаментах, У.Г. Хоббс, в 1901 г. определял его так:

Линеамент – это ничего более, чем прямолинейный рисунок земной поверхности [122, р. 6].

При анализе рельефа важную роль играют текстурные и ориентационные характеристики, которые показывают, какие ориентации присутствуют в рисунке данной области изображения. Хорошей наглядностью обладают как розы-диаграммы, так и линии вытянутости роз-диаграмм, представление о которых ввел автор программы WinLessa А.А. Златопольский. На рисунке 2а, показано исходное анализируемое изображение. Измерение ориентационных (текстурных) характеристик в программе WinLessa начинается с выявления элементарных линейных элементов – спрямленных границ полутоновых областей – хребтов, долин и др., которые называются штрихами (рис. 2b). В каждой точке штриха определяется его направление. Далее в скользящем окне строятся розы-диаграммы, отражающие распределение штрихов по направлению (рис. 2с) и другие

производные характеристики, в том числе и линии вытянутости роз-диаграмм (рис. 2d), показывающие изменение среднего направления роз-диаграмм. Таким образом, **линии вытянутости** – линии (кривые) вдоль векторов вытянутости (направлений и степени вытянутости розы-диаграммы).

Выражаем искреннюю признательность научному редактору работы А.Н. Диденко и рецензентам Г.Л. Кирилловой и Г.В. Роганову. Их замечания позволили исправить ряд недочетов; оставшиеся, естественно, остаются на совести авторов. Мы признательны

С.В. Головею за постоянную помощь в работе с ArcGis, О.М. Меншиковой за помощь в оформлении рисунков, Т.Л. Корякиной за перевод на английский язык.

Работа выполнена при поддержке РФФИ – гранты 07-05-00726-а, 09-05-00174, 15-05-03171а и программы: Спутниковый мониторинг Дальнего Востока для проведения фундаментальных научных исследований Дальневосточного отделения РАН; программа фундаментальных исследований ДВО РАН "Дальний Восток" на 2015–2017 гг. (проект № 15-И-2-030).

Глава 1

ОПИСАНИЕ РАЗЛОМОВ

Среди разломов, имеющих собственные названия, только два (**70, 72**) авторами исходных карт отнесены к категории кольцевых (дуговых). Как отмечено во «Введении», практически все линейные разломы являются глубинными в смысле формализованного определения, приведенного выше, поэтому слово «глубинный» ниже почти всегда опускается. Разломы описаны под теми номерами, которыми они обозначены на карте (Прил. 1) и собраны в таблице (Прил. 2).

Многие крупные разломы Дальнего Востока (Становой, Южно-Тукурингрский, Центральный Сихотэ-Алинский и др.) изучались как в процессе региональных (геологосъемочных), так и специализированных работ исследователями разных организаций. Приводимые ими сведения и реконструкции зачастую не только не согласованы друг с другом, но и попросту противоречивы. Согласовать их в рамках настоящей работы возможно далеко не всегда. Единственное, что было сделано – при описании разломов использована только тектоническая (структурная), а не геодинамическая терминология.

Характерно, что для многих разломов авторы описаний не приводят даже их протяженность (а иногда не дают и сведений о кинематике), ограничиваясь лишь какими-то материалами о морфологии зон разломов.

Авторы, у которых заимствованы характеристики разломов, опираются на различные схемы тектонического районирования, согласование которых также далеко выходит за рамки настоящей работы. Более половины разломов не имеют никаких описаний (видимо, они приведены в материалах, хранящихся в фондах, на которые мы не ссылаемся). Для них ниже указывается только протяженность, замеренная по Прил. 1.

Представления о возрасте активных перемещений по ряду разломов со временем существенно менялись (Алданский, Эльдиканский, Бичи-Амурский и др.). Там, где для характеристики разломов мы не имели возможности использовать материалы новейших исследований, приводятся данные имеющихся публикаций, хотя сейчас они и являются устаревшими

1, 57. Бурхалинский (Аканжинский) разлом. Вертикальный разлом II порядка, наблюдаемый, выходящий на дневную по-

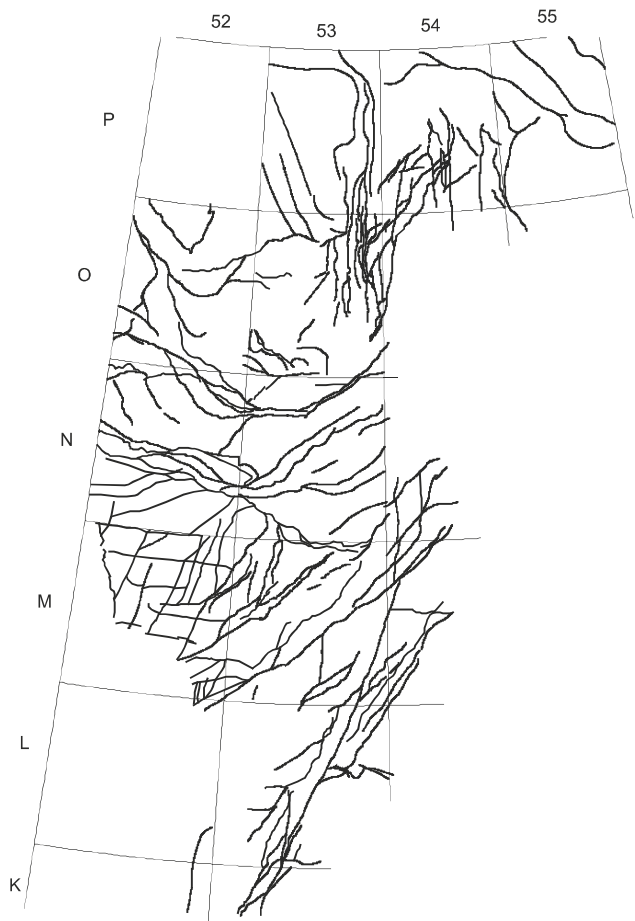


Рис. 1.1. Общий рисунок главных разломов территории

верхность [60]. Поперечными дизъюнктивами расчленен на серию сегментов. Как отмечают Г.С. Гусев и Ф.Ф. Третьяков [30], Бурхалинский, Минорский и Юдомский разломы считались крупными сбросами, и лишь наблюдения за зеркалами скольжения показали, что это – левые сдвиги, которые с правыми диагональными разломами «сунтарской системы» образуют сдвиговую динамопару.

По данным Карты... [60], разлом заложен в позднем протерозое, был активен в карбоне, перми, поздней юре-раннем мелу, кайнозое. Для южной части разлома указывается, что это – сброс, подобный Улахан-Бамскому. Восточное крыло разлома опущено на 1,5–2 км. Восточнее Бурхалинского сброса, в Южно-Верхоянской структурно-формационной зоне Верхояно-Колымской складчатой системы, по данным В.А. Дымовича с соавторами, тоже преобладают крутые субмеридиональные разломы преимущественно сбросового типа с амплитудой вертикального смещения до 2,5 км [32].

Протяженность 610 км.

2. Восточно-Сеттедабанский разлом.

По материалам Карты... [60], это взброс II порядка, падающий на юго-восток, наблюдаемый, выходящий на дневную поверхность. Заложился в среднем палеозое, активность проявлял в карбоне, перми, поздней юре-раннем мелу, кайнозое.

Протяженность 440 км.

3. Минорский разлом с юго-востока ограничивает зону напряженной складчатости и зеленосланцевого метаморфизма, которая является выражением в чехле глубинного Минор-Анчинского раскола фундамента [30]. По данным С.Г. Кислякова и др. (1994 г.), в поле силы тяжести ему соответствует гравитационная ступень, в магнитном поле – зона раздела магнитного и немагнитного (опущенного) блоков фундамента. По своей морфологии это круто падающий сброс с амплитудой смещения более 1 км [15]. По материалам Карты... [60], это разлом II порядка, активный в карбоне, триасе, поздней юре, мелу и квартере.

Протяженность 110 км.

4. Уэмляхский разлом [15]. Протяженность 100 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

5. Геремальский разлом. Сброс. Протяженность 90 км [15].

6. Нижнетудинский разлом. Сброс. По данным С.Г. Кислякова с коллегами (1990, 1994 гг.), совместно с Геремальским разломом, являющимся его северным продолжением, разделяет Центральную и Восточную зоны Южно-Верхоянского синклинория. Он под углом 70–80° падает на северо-запад. В гравитационном поле ему соответствует минимум силы тяжести. Амплитуда смещения по разлому постепенно уменьшается с юга на север с 4 до 0,5 км [15].

Протяженность 205 км.

7. Кордатский разлом [15]. Протяженность 65 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

8. Курчакский разлом [15]. Протяженность 65 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

9. Устьбурандинский разлом [15]. Протяженность 40 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

10. Кютепский, От-Юряхский (11) и Ниванджинский (12) разломы, по данным А.Ф. Васькина с соавторами [15], вероятно, имеют глубинное заложение и разделяют блоки с разным стилем складчатости в осадочном чехле. Поперечными дизъюнктивами расчленены на разноразмерные сегменты. Протяженность Кютепского разлома – 160 км, От-Юряхского – 140 км, Ниванджинского – 90 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

13. Майско-Охотский (Биякчано-Акачанский) разлом разделяет Южно-Верхоянский синклинорий и Охотский массив и является северным продолжением Биякчанского разлома, играющего ту же роль южнее. В гравитационном поле разлом выражен минимумом силы тяжести, в магнитном – сменой слабых положительных значений напряженности отрицательными. В приповерхностной части чехла Охотского массива разлом представляет собой сброс, круто падающий на юго-восток. На глубине, по построениям А.В. Прокопьева (1989 г.), он трансформируется в листрический надвиг, по которому Охотский массив надвинут на Южно-Верхоянский синклинорий [15].

Протяженность 435 км.

14. Тельбанкурский разлом [15]. Протяженность 75 км. Разбит на небольшие сегменты. Возможно, является продолжением Майско-Охотского разлома. Сведения о кинематике отсутствуют.

15. Верхнеюдомский разлом [15]. Протяженность 55 км. Возможно, является северным продолжением Приюдомского разлома. Сведения о кинематике отсутствуют.

16. Приюдомский (Юдомский) разлом. По материалам авторов Карты... [60], это разлом II порядка, активный в карбоне, перми, поздней юре, мелу и квартере. Протяженность 180 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

17. Ильбейский разлом [15]. Протяженность 85 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

18. Эйчанский и Кетандинский (19) разломы – в основном субвертикальные сбрососдвиги, смещающие разломы других направлений. Амплитуды вертикальных смещений по ним колеблются от первых сотен метров до 2,5 км, сдвиговых достигают 5 км [15]. По материалам Карты... [60], Кетандинский разлом – I порядка, был активен в раннем протерозое, карбоне, перми и мелу. Протяженность его 115 км, Эйчанского – 110 км.

20. Нонкичанский и Кухтуйский (24) разломы – субмеридиональные разломы, ограничивающие блоки с повышенной степенью гранитизации в западной части Охотского массива. Субвертикальные сбрососдвиги, смещающие разломы других направлений, с амплитудой вертикальных смещений от первых сотен метров до 2,5 км, сдвиговых – до 5 км. Вещественно они выражены зонами милонитизации, дробления и гематитизации шириной до 80 м [15]. Протяженность Нонкичанского разлома – 290 км, Кухтуйского – 240 км.

21. Туртинский разлом [15]. Протяженность 140 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

22. Бургали-Охотский разлом [15]. Протяженность 100 км. Поперечным разломом разбит на 2 сегмента. Сведения о кинематике отсутствуют.

23. Дольнинский разлом [15]. Протяженность 90 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

25. Хетанджинский разлом [15]. Протяженность 300 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

26. Хавакчанский разлом [15]. Протяженность 80 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

27. Бургагылканский разлом с северо-востока отделяет Охотский массив от Верхояно-Колымской складчатой системы. Это взброс северо-западного простираения с крутым падением в северо-восточном направлении. Амплитуда вертикального смещения по нему в бассейнах рр. Бургагылкан и Хетанджа достигает 3 км (А.Ф. Васькин, Н.М. Камаев, 2003 г.). В геофизических полях он выражен так же, как и разломы Охотской системы [15].

Протяженность 67 км.

28. Ульбейский разлом. Разрывает блоки с повышенной степенью гранитизации в восточной части Охотского массива. Вещественно выражен зонами милонитизации, дробления и гематитизации шириной до 80 м [15]. На Карте... [60] он назван «Нют-Ульбейским» и показан как разлом I порядка, активный в протерозое, палеозое и мезозое. Протяженность 150 км.

29. Колымо-Индибирская зона разломов. Разделяет Аян-Юряхский антиклинорий и Верхнеколымский синклинорий Верхояно-Колымской складчатой системы. Представляет собой зону раннемеловых со складчатых взбросов, взбросонадвигов и взбрососдвигов с преимущественно северо-восточным падением, смещенных многочисленными кайнозойскими сдвигами северо-восточного простираения. Взбросонадвиговые дислокации наиболее интенсивны вблизи Аян-Юряхского антиклинория, где преобладают надвинутые в виде пакетов пластов друг на друга моноклинали [106]. Состоит из двух сегментов общей протяженностью 645 км.

30. Брюнгадинский разлом. Крупный правый сдвиг, направление движения по которому устанавливается наблюдениями по зеркалам скольжения и косвенно под-

тверждается кулисообразным расположением складок [30]. Разлом II порядка, активный в позднем палеозое, триасе, мелу [60].

Протяженность 175 км.

31. Чай-Юрюинская зона разломов.

По этой зоне, представляющей собой серию надвигов и взбросов, падающих на северо-восток под углами до 45°, Аян-Юряхский антиклинорий примыкает к Иньяли-Дебинскому мегасинклинорию. Небольшие надвиговые структуры прослеживаются и вдоль юго-восточного обрамления гранитоидных тел. Надвигание наиболее интенсивно проявлено со стороны Иньяли-Дебинского мегасинклинория. В пределах Аян-Юряхского антиклинория преобладают покровно-чешуйчатые сооружения, в аллохтонах которых наблюдаются либо моноклинали, либо фрагменты брахиформных складок. Покровы надвинуты друг на друга с небольшим наклоном на северо-восток. Границы аллохтонов сопровождаются зонами интенсивного динамометаморфизма [106].

Протяженность 370 км.

32. Дарпирская зона разломов.

Позднемезозойская зона взбросонадвиговых дислокаций, вытянутая в северо-западном направлении. Отделяет Черско-Полосуненскую складчатую систему от Верхояно-Колымской. Вдоль нее реконструируются значительные сдвиговые и раздвиговые деформации с формированием системы Момских рифтогенных впадин [106]. Докембрийские и палеозойские толщи вдоль зоны на ширину 1 км сильно рассланцованы, секущие ее дайки будинированы. Верхнеюрские породы на ширину до 1,5 км сильно раздроблены, а у самых поверхностей сместителей они на мощность до 4 м превращены в «тектоническую муку». Хорошо выражены зеркала скольжения с горизонтальными и наклонными бороздами. Поверхность сместителя погружается под углами 55–80°. Наблюдения над зеркалами скольжения фиксируют как право-, так и левосторонние сдвиговые смещения [30]. В настоящее время вдоль зоны разломов, функционирующей как левосторонний сдвиг, фиксируется сжатие, что вызывает современное надвигание Черско-Полосуненских структур на Верхояно-Колымские с частичным их перекрытием.

Зона хорошо выражена на космоснимках и в геофизических полях. В бассейне р. Омурлевки известны современные сейсмодислокации [106].

Протяженность 150 км.

33. Хараюряхский разлом. Сброс, сместитель которого падает на северо-восток. Амплитуда оценена в 300 м [79].

Протяженность 90 км.

34. Гонамский разлом. По материалам Карты... [60] это – разлом III порядка, заложившийся и активный в архее. По данным Е.П. Миرونюка с соавторами [79], это скрытый разлом в интенсивно гранитизированной гнейсовой толще, обуславливающий появление в ней вихревых (округло-изометрических) структур.

Протяженность 85 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

35. Чульмано-Токинский разлом. Взброс [79]. Протяженность 210 км.

36. Тимптонский разлом. Скрытый. Зона его, круто наклоненная на восток, представлена тектонобластитами и бластокатаклазитами гнейсового облика. Породы испытали первоначальный метаморфизм в условиях гранулитовой фации, в отдельных случаях несут следы повторного метаморфизма и сопровождаются послынными выделениями гранитоидного материала. Поэтому зона разлома выглядит тесно спаянной с окружающими гнейсовыми комплексами [79]. Состоит из двух сегментов общей протяженностью 145 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

37. Мамулайский разлом. Относится, как и Гонамский и Тимптонский разломы, к категории скрытых [79].

Протяженность 320 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

38. Тыркандинский разлом. По М.З. Глуховскому и Е.А. Синцеровой [24], в него входит и Южно-Токинский разлом (**45**). По данным цитируемых исследователей, разлом прослеживается более чем на 600 км. Он пересекает Алдано-Становой щит, а в верховьях р. Алгома сочленяется с зоной Станового разлома. По линейным аэромагнитным аномалиям прослеживается к северо-западу под платформенным чехлом по

крайней мере еще на 500–600 км. Разлом выражен системой сближенных и кулисообразно расположенных дизъюнктивов с зонами шириной 5–25 км, контролирующими размещение нижнепротерозойских трогов и мезозойских «грабенов», архейских, протерозойских, палеозойских (?) и мезозойских массивов гранитоидов и интрузивов основного состава. Так, в долинах рр. Авгенкур и Алгома вдоль Тыркандинского разлома локализован нижнепротерозойский трог, а к северо-восточному краевому шву зоны разлома приурочен юрский Авгенкурский «грабен».

Наиболее ранними вещественными выражениями разлома являются бластомилониты амфиболитовой фации, выявленные в полосе шириной до 10 км – отдельные, иногда сложно сплетающиеся между собой, часто выклинивающиеся зоны северо-западного простирания. Общий структурный рисунок при этом напоминает собой мегатектонит, где крупные вытянутые (до 4х10 км) выклинивающиеся блоки кристаллического комплекса архея и габброиды как бы обтекаются сравнительно узкими (до 0,8 км) зонами рассланцевания. Преимущественное падение сланцеватости – юго-западное под углами 30–60°. Бластомилониты сформировались в основном после внедрения раннепротерозойских габброидов и до этапа древнестановой гранитизации. Среди них выявлены 2 структурных типа – сланцеватые и подчиненные им линзовидные. В первых визуально невозможно установить структуру, текстуру и часто состав исходных пород. Линзовидные бластомилониты содержат реликты, обычно сложенные аляскитовыми гранитами, которые обтекаются скоплениями зерен роговой обманки и биотита. Бластомилониты развивались в обстановке сжатия, возможно, с одновременным сдвигом.

Второй тип нарушений представляют разломы, выраженные более узкими (до нескольких десятков, реже сотен метров) линейными зонами тектонического рассланцевания, которые развиваются унаследованно, сопровождая более древние зоны и иногда являясь их продолжением. Это – узкими наклонные, иногда крутопадающие

зоны рассланцевания, сопровождающиеся бластомилонитами зеленосланцевой фации. Формирование их завершилось на границе юры и мела. На этом этапе преобладали сдвиговые деформации.

Третий тип – крутопадающие разломы взбросового характера, пересекающие бластомилониты амфиболитовой и зеленосланцевой фаций и не затрагивающие лишь четвертичные базальты. Они представлены узкими зонами дробления, нередко с глиной трения; сопровождаются многочисленными системами сближенных трещин. Формирование их ограничено поздним мелом и неогеном.

Таким образом, в истории разлома выделяются 5 этапов развития: 1) архейский (начало сдвиговых перемещений); 2) раннепротерозойский (сдвиг, раздвиг, обратный сдвиг); 3) палеозойский (локальное растяжение); 4) мезозойский (сдвиг, раздвиг); 5) кайнозойский (взброс) [24].

По представлениям Е.П. Миронюка с соавторами [79], разлом относится к категории скрытых. Вблизи него проявлены процессы регрессивного метаморфизма двух типов – раннего высокотемпературного и позднего низкотемпературного. Влияние разлома распространяется на полосу шириной до 4 км, в пределах которой помимо самых древних бластокатаклизитов отмечается несколько генераций милонитов, прорванных дайками долеритов позднего протерозоя, что и определяет верхний предел возраста этого разлома.

39. Южно-Якутский разлом. Один из разломов Южно-Якутской системы, по которому, также как по Южно-Токинскому, Чульмано-Токинскому и др., кристаллический фундамент Алдано-Станового щита надвинут на юрские и меловые отложения Южно-Якутских впадин. Ширина зоны разломов достигает 30 км, амплитуда горизонтального перемещения – 15 км. Эта система наследует положение Южно-Алданского (Станового) разлома. Зона представляет собой серию кулисообразно расположенных разломов, образующих густую сетку и рассекающих породы фундамента на множество клиновидных и остроугольных в плане блоков, имеющих в разрезе характер грабенов и горстов.

Первоначальные движения (позднеюрские) были праводвиговыми с амплитудой более 100 км. В раннем мелу движения сменились на обратные, амплитуда их перемещений могла составлять 25–50 км. Подвижки вдоль зоны продолжались и в кайнозое [59].

Протяженность 100 км.

40. Якутский разлом. Скрытый шовный разлом, выявленный по хорошей корреляции гравитационного и магнитного полей, отчетливо отражающей его простираение. Судя по приуроченности к нему процессов массовой амфиболитизации, разлом, по-видимому, существовал длительное время [79].

Протяженность 370 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

41. Чагдинский разлом. Сброс с амплитудой 1600 м [79]. Протяженность 250 км.

42. Желтулинский разлом. Сброс, падающий на юго-запад с амплитудой 600 м [79]. Протяженность 50 км.

43. Южно-Суннагинский разлом. Поддвиг северо-восточного простираения, косо срезающий Алданский свод. Имеет ступенчатое строение и изменяющуюся амплитуду, состоит из нескольких параллельных и косых разломов, вдоль которых северные блоки выдвинуты сильнее южных. Амплитуды отдельных подвижек составляют 200–400 м, общая же амплитуда перемещений составляет в центральных и западных частях разлома 1500–1800 м, заметно сокращаясь к краям [79].

Протяженность 240 км.

44. Малоаимский разлом [79]. Поперечным разломом разделен на 2 сегмента суммарной протяженностью 126 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

45. Южно-Токинский разлом. Согласно Карте... [60], это разлом II порядка, заложившийся и активный в архее. Л.П. Карсаков и Л.М. Парфенов описывают его как надвиг [59]. Протяженность 285 км.

46. Алдано-Майский разлом [32]. Расчленен на 3 сегмента, общая протяженность их 215 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

47. Юдомо-Ингилийский разлом [32]. Протяженность 80 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

48. Ингилийский разлом [32]. Протяженность 35 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

49. Учуро-Ингилийский разлом [32]. Протяженность 115 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

50. Нельканский (Нелькано-Кыллахский) разлом. По материалам Карты... [60], это наблюдаемый, выходящий на дневную поверхность взброс I порядка, падающий на северо-восток. Заложился в позднем протерозое, был активен в карбоне, поздней юре-раннем мелу и в кайнозое. Разбит на серию сегментов общей протяженностью более 1000 км.

Более поздние исследователи дают Нельканскому разлому несколько иную характеристику. Так, по В.А. Дымовичу с соавторами [32], разлом отделяет Верхояно-Колымскую складчатую систему от Сибирской платформы. По данным Т.И. Григорьевой и Р.Ш. Сяндюкова (2008 г.), это надвиг, имеющий листрический характер. Его зона представлена тремя сближенными взбросо-надвигами, вблизи дневной поверхности наклоненными на восток под углами 60–75°, а с глубины 1550 м плавно выполаживающиеся до 2–5°. Тектонический срыв приходится на границу среднего и верхнего рифея. Предполагается, что Нельканский и другие параллельные ему разломы заложились в предъюдомское время в связи с процессами рифтогенеза в Юдомо-Майской структурно-формационной зоне. Первоначально это были листрические сбросы, в позднеюрское время в связи с инверсией тектонического режима трансформировавшиеся в надвиги. По этим надвигам рифейские отложения были перемещены в западном направлении и надвинуты на кембрийские образования чехла Сибирской платформы [32]. Другие исследователи отмечают, что Нелькано-Кыллахский шов состоит из дугообразных Нельканского, Кыллахского, Эбейко-Хаятинского и Украинного разломов. Общая его протяженность около 800 км. По р. Юдоме по зоне разлома соприкасаются среднерифейские и юдомские толщи. В висячем крыле рифейские породы «поставлены на голову» и запрокинуты на запад. Породы относительно слабо раздроблены, наблюдения

над зеркалами скольжения показывают, что в составе зоны преобладают взбросы с погружением поверхностей на юго-восток под углами 50–70°. В лежащем боку отложения деформированы гораздо сильнее. Юдомские отложения на всю мощность (около 200 м) превращены в тектоническую брекчию, а кембрийские в полосе около 1500 м раздроблены и смяты в дисгармоничные и косые складки, интенсивность которых затухает по мере удаления от поверхности сместителя. Определение ориентировки главных векторов напряжений показало, что по Нельканскому разлому, кроме надвиговых, взбросовых и сдвиговых подвижек, происходили и сбросовые [30].

Параллельно Нелькан-Кыллахскому шву протягиваются Гувиндинский, Челатский и Улахан-Бамский взбросонадвиги, плоскости которых падают на восток [30].

51. Гувиндинский разлом. Листрический надвиг, строение зоны которого подобно Нельканскому. Амплитуда вертикального смещения по нему оценивается в 2,5 км. С ним связаны зоны трещиноватых, милонитизированных и брекчированных пород мощностью до 20 м. В геофизических полях выражен опосредованно за счет приуроченных к восточному крылу даек и силлов пород основного состава [32]. Протяженность 420 км.

52. Онненский разлом [32]. Протяженность 105 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

53. Челатский разлом. Подобен Нельканскому и Гувиндинскому. Это листрический надвиг с амплитудой вертикального смещения, равной 4 км. На местности и в геофизических полях выражен так же, как Гувиндинский разлом [32].

Согласно авторам Карты... [60], Челатский разлом – взброс III порядка с падением на северо-восток. Заложился в позднем протерозое, активен в карбоне, поздней юре, мелу, кайнозое. Расчленен на несколько сегментов общей протяженностью 325 км.

54. Улахан-Бамский разлом. Сброс, разделяющий Кыллахскую и Сетте-Дабанскую подзоны Юдомо-Майской структурно-формационной зоны. По геофизическим

данным, он имеет крутой (около 80°) наклон в восточном направлении и на глубине продолжается в кристаллическом основании. Восточный блок относительно западного смещен на 1,5–2,5 км [32]. Представлен тремя сегментами общей протяженностью 215 км.

55. Ариавканский и Билякчанский (64) разломы. Близкое к меридиональному простирание имеет Ариавканский разлом, в который упирается Улахан-Бамский сброс. В бассейне р. Тотта он сопряжен с Билякчанским разломом такого же простирания. Это субвертикальный взброс, который с запада отграничивает Билякчанскую систему блоков, сложенных раннепротерозойскими образованиями, от рифейских отложений. Амплитуда вертикального смещения по нему оценивается в 10 км [32].

Согласно Карте... [60], это разлом I порядка. Был активен в раннем протерозое, палеозое, мезозое.

Протяженность Ариавканского разлома – 205 км, Билякчанского – 100 км.

65. Билякчано-Ариавканский разлом. Представлен группой сближенных параллельных дизъюнктивов, сместители которых круто погружаются на юго-восток (на карте (прил. 1) показаны 2 дизъюктива протяженностью 65 и 50 км). По данным А.Л. Ставцева (1965 г.), амплитуда вертикального смещения по разлому достигает нескольких километров. К зоне его приурочены тела гранитоидов раннепротерозойского левобильякчанского комплекса, что свидетельствует о его древнем заложении.

Южно-Учурский и Билякчано-Ариавканский разломы, вероятно, принадлежат единой пограничной зоне, отделяющей Становую систему блоков Алдано-Станового щита соответственно от Тырканского блока и Верхояно-Колымской складчатой системы. Зона на значительном протяжении перекрыта меловыми вулканитами Преддзугджурского вулканического прогиба, вдоль осевой линии которого прослеживается гравитационный минимум. Предполагается, что он трассирует глубинный разлом, являющийся магмоподводящей структурой Преддзугджурского вулкано-плутонического ареала [32].

66. Муотаканский разлом [32]. Протяженность 115 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

67. Ленково-Улаханский разлом [32]. Протяженность 63 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

68. Хайканский, Луриканский (69) и Лартыкский (77) разломы. Эти разломы северо-западного простирания характерны для Тырканского и Луриканского блоков Алдано-Станового щита. Они тесно связаны со складчатыми дислокациями ранних и поздних архейд (параллельность простираний дизъюнктивов и осевых поверхностей пликативов, частое совпадение углов падения сместителей дизъюнктивов с углами падения слоев архейских пород). Морфологически они являются пологими (до 30°) сбросами или взбросами. Для всех них характерны широкие (до 500 м) зоны бластомилонитов. Амплитуды смещения – до 1000 м и более. Время заложения их определяется как архейское и связывается с архейской складчатостью [32].

Протяженность Хайканского разлома – 155 км, Луриканского – 45 км, Лартыкского – 95 км.

70. Бириндинский разлом [32]. Кольцевой, максимальный диаметр кольца 53 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

71. Чумиканский разлом [32]. Протяженность 75 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

72. Улкачанский разлом [32]. Дуговой (примерно треть полного кольца). Протяженность 140 км, вероятный максимальный диаметр кольца – 115 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

73. Джугджурский разлом. Разделяет Джугджурский и Кирано-Лавлинский блоки Становой системы блоков и с северо-запада ограничивает Аяно-Шевлинский перикратонный прогиб Сибирской платформы. Он хорошо выражен в рельефе серией крутых уступов, приуроченных к зонам (шириной до первых километров) дробления и милонитизации; представляет собой крутой сброс, юго-восточное крыло которого опущено не менее чем на 1,5 км [32].

По материалам В.Ю. Забродина с соавторами, разлом протягивается в северо-вос-

точном направлении от сочленения со Становым линеamentом более чем на 300 км. В районе сочленения с последним и севернее зона Джугджурского разлома имеет ширину до 50 км, севернее Лавлинского глубинного разлома она резко сужается до 5 км. Характерным выполнением зоны являются архейские метаморфические образования, узкие клинья архейских анортозитов и удлиненные тела меловых гранитоидов. В области сочленения Станового и Джугджурского разломов породы джугджурского метаморфического комплекса подверглись эклогитизации, что свидетельствует о высоком уровне ориентированного давления в зонах дизъюнктивов. В южной части Джугджурского разлома от зоны Салга-Джанинского глубинного разлома среди диафторированных архейских гранулитов протягивается в северо-восточном направлении на 30 км при ширине 1–5 км Утанахский клин – грабенообразная (шовная) структура, выполненная эпидот-биотитовыми сланцами. Одни исследователи эти образования по вещественному составу и степени метаморфизма коррелируют с раннепротерозойскими сериями центральной части Становой системы, по мнению других, это – бластомилониты. Породы смяты в мелкие асимметричные складки северо-западного простирания с крутыми крыльями. Степень дислоцированности и метаморфизма пород увеличивается к краевым частям блока. Простирание осей складок в сланцах резко отличается от простирания складок в породах рамы клина. В обрамлении его породы джанинского комплекса архейя диафторированы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций с сохранением реликтов минеральных ассоциаций гранулитовой фации метаморфизма.

Джугджурский разлом был активен и в меловой период, когда он разделял Предджугджурский и Джелонский вулканические прогибы с различными разрезами эффузивных образований [46]. Протяженность 310 км.

74. Прибрежный разлом. Ограничивает с северо-запада Аяно-Шевлинский перикратонный прогиб Сибирской платформы и морфологически сходен с Джугджурским разломом [32]. Этот разлом специально из-

учался А.О. Мориным [81], по данным которого разлом протягивается в виде цепи частных дизъюнктивов выдержанного северо-восточного простирания на расстояние около 500 км. На космогеологических картах почти на всем протяжении трассируется линейными понижениями в рельефе и выделяется как единый линеамент. Представляет собой структурную границу архейских образований Становика-Джугджура с палеозойскими толщами Аяно-Шевлинского прогиба и юрско-меловыми вулканитами Удского пояса. Заложился в докембрии, маркируется зоной смятия, расланцевания, катаклаза, милонитизации или метасоматической переработки пород. В целом является левым сдвиговзбросом, падающим в северо-западном направлении. Формирование Прибрежного разлома протекало в несколько этапов.

1) Образование взброса как собственно поверхности сместителя, ограничивающего Удский вулканогенный пояс, сопряженное с формированием региональной системы складок северо-восточного простирания и обусловленное юго-восточным смещением Сибирской платформы. Возраст взбросовых смещений, при которых образовались также приразломные складки, пояса трещин и кулисные сколы – валанжин, амплитуда смещения – 1800–2000 м.

2) Правое сбрососдвиговое смещение в условиях растяжения, сопровождающееся образованием кулисных сколов и поясов трещин и внедрением гидротермальных жил и даек. Период деформаций – сеноман-турон, амплитуда смещения, вероятно, не превышала первых сотен метров.

3) Левосдвиговые смещения, на первой стадии сдвиговзбросовые, сопровождающиеся сколами с обильными левосторонними штрихами на зеркалах скольжения, формированием серий поясов трещиноватости и кулисных складок, которые фиксируют переход ко второй стадии левосдвигового перемещения с разрастанием разлома по простиранию, развитием аксоноклинальных складок, поясов трещин и кулисных сколов. Возраст деформаций – конец позднего мела. Суммарная амплитуда составляет 1000–1200 м, она приблизительно одинакова для обеих стадий [81].

Протяженность 255 км.

75. Долисмарский разлом [32]. Протяженность 45 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

76. Кыылинский разлом [32]. Представлен двумя сегментами общей протяженностью 90 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

78. Амниудинский разлом [32]. Протяженность 65 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

79. Южно-Учурский разлом. Разлом морфологически представляет собой крутой сброс протяженностью более 130 км, «залеченный» одноименной трещинной интрузией субщелочных гранитоидов раннепротерозойского улканского комплекса [29].

81. Хейджанская зона разломов. Отделяет Верхояно-Колымскую складчатую систему от Охотского микроконтинента. Одна из взбросо-надвиговых зон этой границы (наряду с Хизинджа-Кухтуйской и др.) [106].

Протяженность 145 км.

82. Хизинджа-Кухтуйская зона разломов. Позднемезозойская зона взбросо-надвиговых дислокаций, разделяющая Южноверхоянский синклиорий и Охотский микроконтинент. Она имеет дугообразную форму и северо-восточное простирание. Вдоль нее на дневную поверхность выведены докембрийские породы основания Охотского микроконтинента. Морфологически представляет собой серию взбросов и надвигов, сопряженных со сдвигами и сбросами, наклоненную на восток под углами 10–50°. Поверхности сместителей сопровождаются зонами милонитов и динамометаморфизованных пород. Ширина зоны колеблется в пределах 15–25 км. На многих участках она маскируется наложенными альб-позднемеловыми вулканотектоническими структурами, а на севере перекрыта вулканитами Куйдусунского поля. Четко видна на космоснимках и отражена в геофизических полях. Взбросы и надвиги сопровождаются мелкой пликативной приразломной складчатостью. В настоящее время по ней фиксируются сдвиговые перемещения субмеридионального направления [106].

Протяженность 370 км.

83. Становой разлом. Представления о том, какой именно разлом называть Становым, о его морфологии и характере перемещений весьма противоречивы и с течением времени существенно менялись. Оставляя в стороне работы 60-х гг., когда этот разлом был впервые описан по материалам Государственной геологической съемки территории СССР масштаба 1 : 200 000 первого поколения (Ю.Г. Казьмин, Ю.К. Дзевановский и др.), приведем сведения, полученные в последней трети XX века.

По представлениям М.З. Глуховского и Е.А. Синцеровой [24], Становой разлом объединяет Верхнетырканский, Майский, Салга-Джанинский и Становой разломы. Выражен зоной кулисообразно расположенных разрывных нарушений шириной до 80 км, сопровождающихся милонитами и диафоритами. К нему приурочены тела архейских габброанортозитов, раннепротерозойские шовные прогибы (троги), мезозойские наложенные впадины и центры излияния кайнозойских базальтов. Краевой разлом зоны Станового глубинного разлома – надвиг с вертикальной амплитудой до 5 км и горизонтальным смещением на север до 15 км, плоскость которого наклонена на юг (65–80°), с глубиной выполаживаясь до 40–30°. По нему архейские образования надвинуты на мезозойские. Небольшая (8x2 км) грабенообразная депрессия в зоне Станового разлома заполнена конгломератами и песчаниками нижнего мела, с размывом залегающими на древних образованиях. Дислоцированность меловых пород незначительная, главным образом вдоль второстепенных разломов, местами ограничивающих депрессию.

Среди слагающих зону разлома образований наиболее ранними являются бластомилониты амфиболитовой фации, обнажающиеся в виде слабо изогнутой к северу субширотной полосы длиной более 15 км. В северной части она расщепляется на ряд узких (0,3–0,5 км) субпараллельных зон и породы ее постепенно сменяется регрессивно метаморфизованными архейскими комплексами («диафориты с ненарушенной структурой»). Полосы бластомилонитов резко, почти под прямым углом, пересекают кри-

сталлизационную сланцеватость архейской толщи. Преимущественная ориентировка плоскостей сланцеватости бластомилонитов субширотная с наклоном на юг под углами 30–70°; реже наблюдается встречное падение. Выделяются бластомилониты 2 типов – сланцеватые и линзовидные.

Развитие Станового разлома протекало в несколько этапов. С архейским этапом связано заложение разлома, разделившего крупные блоки земной коры. Сдвиговые перемещения проявились еще на этапе архейской гранитизации. В начало раннепротерозойского этапа реконструируются праводвиговые перемещения, одновременно с которыми вдоль плавно изгибающейся зоны разлома могли формироваться «щели», которые служили путями миграции глубинного вещества. С ними, видимо, связано образование шовных прогибов (верховье р. Алдан, по р. Калар). В заключительные периоды раннепротерозойского этапа вдоль зоны разлома проявились обратные сдвиги с одновременным крутым надвиганием (40–60°) внутренней части района на внешний блок. Для мезозойского этапа также фиксируется обратный сдвиг; стиль деформации юрских слоев свидетельствует о его небольшой амплитуде. Позднее заложилась грабенообразная нижнемеловая депрессия. После проявления процессов милонитизации и зеленосланцевого метаморфизма в обстановке общего тектонического растяжения произошло внедрение многочисленных даек, а затем надвигание архейских образований Становика на мезозойские отложения Чульманской впадины. К зоне Станового разлома, особенно в западной его части, приурочены эпицентры современных землетрясений [24].

Вещественным выражением Станового разлома являются рассланцеванные породы и бластомилониты, слагающие зону шириной 3–7 км. Сланцеватость в динамометаморфизованных породах круто (70–80°) погружается в сторону Алданского щита. Разлом имеет, по-видимому, взбрососдвиговую природу со значительной амплитудой вертикального перемещения, поскольку по нему совмещены разноглубинные образования. Наиболее интенсивно сдвиговые

движения проявились, по-видимому, вдоль Тыркандинского разлома. Со сдвиговыми перемещениями (с амплитудой 100 км и более) вдоль Становой зоны разломов связывается образование имеющих северо-западную ориентировку массивов гранитоидов и вытянутых в северо-восточном направлении дайковых полей: предполагается, что в юре Становой разлом функционировала как правый, а в мелу – как левый сдвиг, что вызвало поочередное приоткрывание сначала северо-западных, а затем северо-восточных оперяющих раздвигов [58].

Наиболее поздние обобщения по Становому разлому приведены в работе В.Ю. Забродина с соавторами [46]. В этой работе разлом отнесен к рангу линеаментов (по классификации, предложенной в [36]). Простирается преимущественно субширотное, длина превышает 300 км, ширина колеблется от 12 до 25 км. В среднем течении р. Джана он сочленяется с Джугджурским линеаментом; восточная часть Станового разлома перекрыта мезозойскими эффузивами. Граничными разломами его зоны служат Удыхынский, Салга-Джанинский и Сехтагский глубинные разломы. Зона Станового разлома в основном выполнена метаморфическими образованиями архейской удско-майской серии, но в зонах граничных глубинных разломов включает и узкие клинообразные блоки других метаморфических комплексов. Все они интенсивно и многократно диафорированы в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций динамометаморфизма. Многоэтапные диафориты, катаклазиты и милониты – характерная черта всей зоны. Они являются прямым свидетельством того, что основные деформации в зоне Станового разлома имели сдвиговый (в механическом смысле) характер. По данным глубинных исследований, разлом круто погружается в южном направлении. Однако в отдельные этапы в его зоне преобладали раздвиговые движения, о чем свидетельствуют локализованные там линейно вытянутые тела меловых гранитоидов. В то же время нельзя полностью согласиться с представлениями об «Удско-Майском грабене», как о месте формирования раннеархейской удско-май-

ской серии: все исследователи отмечают, что простирающиеся осей складок в метаморфических породах заметно отличаются от простирающихся разломов. Можно полагать, что «грабен» является довольно молодым образованием, возможно, даже кайнозойским: он прекрасно выражен на космических снимках. В предложенном понимании Становой разлом не совпадает с давно выделявшимся Становым глубинным разломом, по которому проводилась граница между Алданским массивом и Становой областью.

Н.Н. Петрук с соавторами [92] отмечают, что по геофизическим данным Становой разлом относится к категории «надмантийных» – проявляющихся смещениями по границе Мохоровичича. Это региональные разломы, выраженные гравитационными ступенями, ограничивающими крупнейшие структурные элементы региона и различающиеся строением поверхности Мохоровичича, вертикальные амплитуды смещения которой по этим разломам составляют 1–6 км. На дневной поверхности они проявлены резкими уступами в современном рельефе; в их зонах располагаются протяженные тела базитов, близких по характеристикам к офиолитовым комплексам, и интрузивы гранитоидов, связанных с многократной активизацией. Последнее обстоятельство – доказательство «долгоживучести» (в течение обозримой геологической истории от рифея до кайнозоя) большинства из разломов этой группы. Глубина проникновения «надмантийных» глубинных разломов в литосферу оценивается в 38–40 км. Становой разлом является надвигом.

Исследования структуры верхней мантии района (А.А. Степашко, 2002 г.) свидетельствуют о том, что Становой линеамент, как граница между Алданским и Становым нуклеарами верхней мантии (и литосферы в целом), прослеживается вдоль Удско-Майского блока и от бассейна р. Джана протягивается в район устья р. Уда. В соответствии с палеогеодинамическими реконструкциями, вышеупомянутые нуклеары смещались друг относительно друга по правилу левого сдвига. Видимо, в процессе этого смещения от Станового нуклеара обособились фрагменты, ныне представленные Джанинским

и Джугджурским блоками кристаллического фундамента, оказавшиеся за пределами Становой системы блоков. Определенным свидетельством в пользу этого является ромбовидная в плане форма блоков, характерная для дуплексов, формирующихся в зонах сдвигов [46].

Со Становым и Джугджурским разломами некоторые исследователи (Н.Г. Судовиков с коллегами, Б.Л. Годзевич, В.М. Терентьев) связывают *Становую зону смятия*. Считается, что она в целом подобна рассматриваемой ниже Тукурингской [105].

84. Верхнекупуринский разлом [103]. Протяженность 235 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

85. Майский разлом. Субвертикальный взброс, заложившийся в архее. Наиболее интенсивные динамометаморфические преобразования зафиксированы в его субширотной части, проходящей вдоль долины р. Кун-Маньё. Начальная стадия изменения архейских образований выражается здесь в замещении темноцветных минералов актинолитом и мелкочешуйчатым биотитом, а плагиоклаза – соссюритом. При этом гнейсы сохраняют реликтовую структуру и скелетные зерна минералов гранулитовой фации метаморфизма.

В более интенсивно диафторированных породах развиты зеленый биотит, эпидот и мусковит. Конечным продуктом диафтореза явились слюдяные, альбит-кварцевые, амфиболовые (актинолит-тремолитовые) сланцы с тем или иным содержанием хлорита, эпидота, биотита, мусковита. Реликтовые структуры в сланцах почти полностью отсутствуют, породы приобрели лепидобластовую структуру и сланцеватую текстуру [46].

Протяженность 180 км.

86. Унахинский, Сугджарский (87) и Удыхынский (89) разломы. Это длительно развивавшимися разломы, контролируемые зонами диафторированных и рассланцованных пород и шовных дислокаций шириной до 8 км. Сланцеватость в бластомилонитах падает на север и северо-восток под углами 30–60° (Унахинский и Удыхынский разломы), либо 20–40° (Сугджарский разлом). Это позволяет рассматривать их как надвиги [58].

Протяженность Унахинского разлома – 140 км, Сугджарского – 95 км, Удыхынского – 155 км.

88. Таксакандинский разлом [103]. Протяженность 225 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

90. Северо-Тукурингский разлом. Отделяет Монголо-Охотскую складчатую систему от Становой области Алдано-Станового щита Сибирской платормы; в значительной части перекрыт кайнозойскими образованиями Верхнезейской впадины. К западу от оз. Огорон, по данным Ю.А. Мамонтова и В.В. Шиханова, представляет собой пологий надвиг, наклоненный к северу. Мезозойский автохтон обнажается из-под кристаллических пород в эрозионных окнах в значительном удалении от фронтальной части надвига. На восточном фланге разлома, по р. Бульбурек, на протяжении 1–1,5 км от южного борта Верхнезейской впадины породы интенсивно рассланцованы и раздроблены. Степень этих изменений постепенно убывает с севера на юг. Менее мощные зоны рассланцеванных пород фиксируются повсеместно вдоль южного борта впадины [62].

Поверхность надвига контролируется мощной зоной бластомилонитов, погружающейся к северу под углами 20–70°. На востоке – от оз. Огорон до р. Шевли – сооружения Монголо-Охотской складчатой системы перекрывают отложения Шевлинского перикратонного прогиба [58]. Установленная амплитуда смещения по разлому достигает нескольких десятков километров [111].

По данным Н.Н. Петрук с соавторами [92], Северо-Тукурингский разлом является взбросонадвигом с левосторонним сдвигом. Он, как и Становой разлом, относится к категории «надмантийных», вертикальные амплитуды смещения поверхности Мохоревича (залегает на глубине 38–42 км) по которым составляют 1–6 км.

Протяженность 220 км.

С Северо-Тукурингским разломом (ранее он назывался Тукурингским) связывается Тукурингская зона смятия.

Тукурингская зона смятия на отдельных участках была детально исследована Н.Г. Судовиковым с сотрудниками [105], однако единого тектонического объекта

они здесь не выделяли. Это впервые было сделано Б.Л. Годзевичем (1966–67 гг.), который изучал эту зону и назвал ее «Тукурингской зоной наложенных дислокаций». Зона смятия шириной 25–35 км занимает пространство между Джелтулакским и Северо-Тукурингским разломами.

Субстратом Тукурингской зоны, по данным [105], служат архейские суперкрупные толщи и нижнепротерозойские слабо- и среднеметаморфизованные образования. Породы субстрата регионально метаморфизованы в условиях гранулитовой, амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций и собраны в системы интенсивных складок, причем архейские значительно сильнее, чем нижнепротерозойские.

Динамометаморфические формации образуют прогрессивный и регрессивный ряды. В том и другом развиты породы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Для формаций регрессивного ряда очень характерны бластомилониты, образующие согласные и секущие зонки небольшой (до 15 см) мощности. В динамометаморфическом структурном парагенезисе описываются очень сложные, часто резко асимметричные мелкие складки, кливаж течения, линейность различных типов и мелкие разноориентированные разрывы.

Ультраметаморфические формации зоны смятия представлены гранитоидами позднестанового комплекса и породами их контактовых ореолов – мигматитами, гнейсами, кристаллическими сланцами, роговиковоподобными породами. В составе ультраметаморфического структурного парагенезиса известны линейные антиклинальные складки с массивами гранитоидов в ядерных частях, мелкие складки, метаморфическая полосчатость, кристаллизационная сланцеватость. Характерно пространственное поведение метаморфической полосчатости, подчиненное форме линейных антиклиналей.

Особенности строения Тукурингской зоны смятия Н.Г. Судовиков с соавторами [105] объясняет тем, что эта зона сформировалась в 2 этапа: 1) раннепротерозойский, когда образовались динамометамор-

фические формации прогрессивного ряда, а в регрессивном ряду фиксируются условия только амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций (произошло образование ультраметаморфических формаций и ультраметаморфического структурного парагенезиса); 2) мезозойский, когда произошло окончательное оформление зоны смятия, включая диафторез зеленосланцевой фации. Последний этап связывается со специфическим положением зоны в Тихоокеанском сегменте земной коры [35].

91. Ланский разлом. Ограничивает с севера современное поднятие хр. Джагды (рис. 1.2). Длина его около 270 км, ширина зоны разлома достигает 10 км. В западной части выступает в рельефе в виде резкого уступа северного склона хр. Джагды, обрывающегося к Верхнезейской и Удской депрессиям. На востоке разлом выражен узким желобом между хребтами Джагды и Сектан и Ланской депрессией. На западе Ланский разлом причленяется к Северо-Тукурингскому, на востоке обрывается Угоханским надвигом. Вместе с ограничивающим Угоханским надвигом Ланский глубинный разлом составляет классическую динамопару. К разлому приурочены локальные зоны смятия протяженностью в несколько десятков километров. В западной части разлом представлен серией сближенных субпараллельных кулисообразно расположенных дизъюнктивов протяженностью в первые десятки километров. Зона Ланского разлома в целом падает на юг под углом до 70°. Отдельные нарушения в пределах зоны его выражены полосами катаклаза и милонитизации шириной до 150 м. Породы в зоне разлома пересечены трещинами отрыва (1 система) и скалывания (4 системы). Широко проявлен приразрывной кливаж, связанный с трещинами скалывания, и микроскладчатость скалывания, связанная с кливажем. Нередки зеркала скольжения с горизонтальной и вертикальной штриховкой. Вблизи отдельных нарушений в зоне разлома наблюдаются складки с крутыми и вертикальными шарнирами. Породы в зоне разлома интенсивно окварцованы и ожелезнены. На востоке (по р. Бульбурек) на протяжении 65 м от поверхности сместителя породы прев-

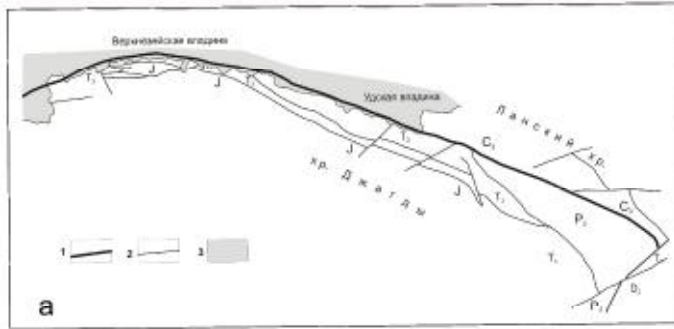
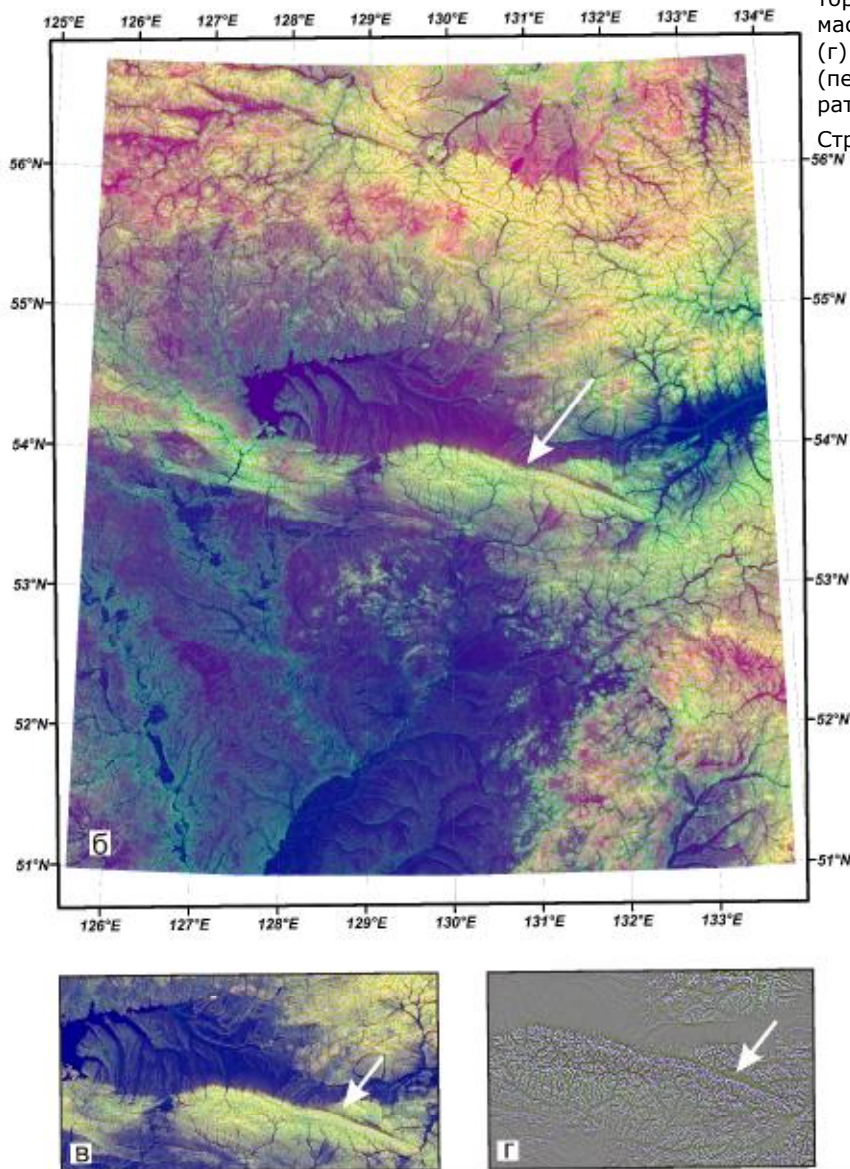


Рис. 1.2. Выраженность Ланского разлома на преобразованных ЦМР (по О.В. Рыбасу и др. [100]).

(а) Геологическая схема расположения Ланского разлома. 1 – магистральный разрыв Ланского разлома; 2 – прочие разломы; 3 – кайнозойские пролювиально-делювиальные, аллювиальные и озерно-болотные отложения Верхнезейской и Удской впадин. б-г – синтезированные RGB-изображения*, где (б) – цветные компоненты R – высоты, G и B – модуль градиента (первая производная) с масштабами $t=1$ и 81 соответственно; (в) – R, G, B – операторы Лапласа (вторая производная) с масштабами $t=16, 1, 81$ соответственно; (г) – R, G – модуль градиента рельефа (первая производная) $t=16, 1$; B – оператор Лапласа $t=81$.

Стрелками показан Ланский разлом.



*Приводимые далее характеристики изображения описаны в следующей главе.

ращены в милониты. К югу интенсивность дробления пород уменьшается, и уже в 150 м от поверхности сместителя не удается обнаружить сколько-нибудь заметных признаков катаклаза. Однако в интервале 150–900 м породы сильно метаморфизованы, смяты в сложные складки, пронизаны частыми жилами кварца. Часто можно наблюдать разнонаправленную штриховку на зеркалах скольжения. Общая ширина зоны измененных пород в южном крыле здесь достигает 1,5 км. Здесь значительно гуще, чем в северном крыле, сеть сопутствующих нарушений, интенсивней проявлены гидротермальные процессы (окварцевание, карбонатизация, рудная минерализация). Все это дает возможность предположить сравнительно пологое (до 45°) южное падение в пределах восточного фланга разлома. Восточное окончание Ланского разлома в замыкании Джагдинского синклинория разграничивает каменноугольный и пермско-среднетриасовый структурные этажи.

Реконструкции предполагают, что в среднем палеозое разлом, скорее всего, представлял собой сброс с опущенным южным крылом. В позднем палеозое-раннем мезозое вдоль него преобладали левосдвиговые перемещения. В позднем мезозое и кайнозое по разлому осуществлялись взбросовые перемещения, причем поднятым было южное крыло. В настоящее время разлом сейсмически активен [33; 46; 54].

92. Южно-Тукурингский разлом.

Является границей между Монголо-Охотской складчатой системой и Буреинским массивом. Важнейшая роль этого разлома в структуре территории Приамурья была осознана давно (Л.И. Красный, М.С. Нагибина и др.). Разлом в целом имеет субширотное простирание, лишь в междуречье Дугды и Норы он делает изгиб к югу. Ширина зоны разлома – 2–12 км, а ширина зоны его динамического влияния, оцениваемая по ширине Джагдинской зоны смятия, превышает 25 км. На большей части к зоне разлома приурочены узкие (до 12 км) и длинные интрузивы габброидов, ультрабазитов и гранитоидов пиканского (зейско-депского, по Д.А. Кирикову и Е.А. Модзалевской; депского по М.С. Нагибиной) комплекса (рис. 1.3).

На востоке зону разлома трассируют лишь небольшие единичные тела этих пород. К зоне разлома приурочены фрагменты мезозойских краевых прогибов, а на восточном окончании отдельные дизъюнктивы, входящие в зону глубинного разлома, проявлены как смещения в меловых эффузивах. В западной части движения по разлому привели к образованию зон катаклаза и милонитизации в интрузивных породах и к явлениям динамометаморфизма, микроскладчатости и кливажа в породах осадочно-вулканогенного комплекса среднего палеозоя. В восточной части эти же движения вызвали довольно значительные метаморфические преобразования горных пород (до образования биотит-мусковитово-кварцевых сланцев), интенсивной их гофрировке и плейчатости, что дало основание первым исследователям хр. Джагды (Д.А. Кириков и Е.А. Модзалевская; Л.И. Красный) выделить здесь Джагдинскую зону смятия, связав образование ее с Южно-Тукурингским разломом [54]. К зоне смятия следует относить южную часть выходов девонского и каменноугольного структурных этажей мезозоид; восточное ответвление зоны смятия протягивается вдоль восточной ветви глубинного разлома, известной под названием «Сугода-Неэргенский разлом», с которой, возможно, связано образование Афанасьевской куполовидной складки. В гравитационном поле разлом фиксируется отчетливой ступенью, в аномальном магнитном поле выражен цепочкой положительных аномалий [46].

В зоне разлома развиты многочисленные трещины, из которых наиболее детально были изучены сближенные трещины запад-северо-западного простирания, полого (10–15°) падающие к восток-северо-востоку, и северо-восточные вертикальные трещины, диагональные к простиранию пород. Трещины первой системы группируются в зоны суммарной мощностью до 40 м, в пределах которых породы каолинизированы, местами окварцованы и содержат натечный лимонит. Полости вертикальных трещин, имеющие ширину от первых десятков сантиметров до 14 м, выполнены тектоническими брекчиями, состоящими из обломков вмещающих пород, сцементированных

гидроокислами железа; участками встречаются глинки трения. По этим трещинам осуществлялись, скорее всего, сдвиговые перемещения небольшой амплитуды [54].

По Южно-Тукурингрскому разлому осуществлялись подвижки разного характера и направления на протяжении сотен млн. лет, вплоть до четвертичного времени. По мнению М.С. Нагибиной [83], разлом заложился в позднем протерозое или раннем палеозое; В.А. Рудник и Л.М. Алексеев [99] считали его раннепалеозойским. Прямых свидетельств этих древних этапов жизни разлома в настоящее время не сохранилось. В среднем палеозое разлом, скорее всего, представлял собой сброс с опущенным северным крылом, амплитуда перемещений по нему составляла около 2 км. В позднем палеозое по разлому, возможно, осуществлялись правосдвиговые перемещения, связанные с общим горизонтальным сжатием хр. Джагды в результате давления со стороны Сибирской платформы и Буреинского массива. Характер изменения пород и расположение трещин позволяют предполагать, что в мезозое Южно-Тукурингрский разлом представлял собой взброс с активным северным крылом [46; 54].

Наиболее крупный интрузив, локализованный в зоне Южно-Тукурингрского разлома – Пиканский (Депский, Зейско-Депский) массив – располагается в центральном сегменте разлома. Длина его достигает 320 км,

максимальная ширина выхода на поверхность 12 км; по этим параметрам он сопоставим с Великой Дайкой Южной Африки. Представляется достаточно вероятным, что становление такого интрузива возможно только при наличии у вмещающего дизъюнктива раздвиговой составляющей амплитуды. Возникновение ее возможно либо в условиях глобального внешнего растяжения, либо заполнения магматическим материалом дуплекса, возникшего из-за появления серии изгибов у поверхности сместителя разлома сколового типа, либо раздвигания вмещающей среды под давлением магматического расплава. В любом случае горизонтальное смещение поперек разрыва превышает 10 км. Это больше, чем предполагаемая вертикальная составляющая амплитуды перемещений по нему (первые километры) на среднепалеозойском этапе развития. Величина сдвига по разлому не может быть оценена, т.к. для этого нет конкретных геологических свидетельств, а само существование сдвиговой составляющей предполагается из общих соображений [43].

В современном рельефе разлом практически не выражен, хотя сейсмически на отдельных участках активен.

Протяженность 570 км.

Джагдинская зона смятия связана с Южно-Тукурингрским и Пауканским разломами. Протяженность ее около 1 000 км,

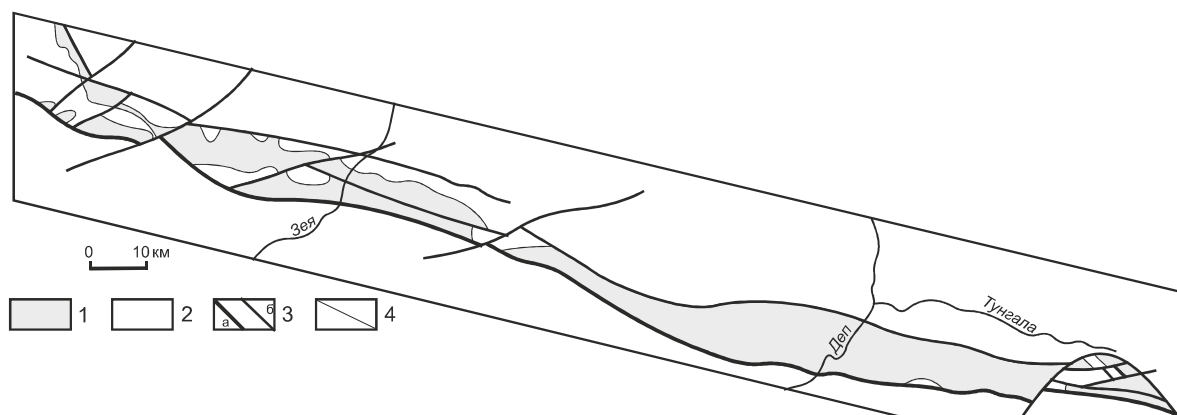


Рис. 1.3. Центральный сегмент Южно-Тукурингрского глубинного разлома [44].

1– пиканский интрузивный комплекс; 2– вмещающие образования; 3– дизъюнктивы основные (а) и второстепенные (б); 4– геологические границы.

ширина колеблется от 10 до 40 км. Автором настоящей главы зона изучалась в 60–80 гг. прошлого века в процессе геологосъемочных и специализированных работ; результаты приведены в [34; 35; 46; 54; и др.]. Нижеследующее описание дается по этим работам без специальных ссылок.

Зона Южно-Тукурингрского разлома сложена осадочно-вулканогенными формациями палеозоя и интрузивными породами пиканского комплекса; эти образования явились тем субстратом, на котором сформировались динамометаморфические формации зоны смятия. На большей своей части западная половина Джагдинской зоны представлена сравнительно узкой полосой дислоцированных и динамометаморфизованных пород. К западу от оз. Огорон к Южно-Тукурингрскому разлому близко подходит Северо-Тукурингрский, и на некотором участке (длиной около 100 км) Джагдинская зона смятия практически сливается с Тукурингрской. В районе между оз. Огорон и р. Нора от Северо-Тукурингрского разлома ответвляется Чампулинский, вдоль магистрального разрыва которого прослеживается полоса сложнодислоцированных образований (локальная зона смятия). В бассейнах рр. Дугда и Нора она сливается с собственно Джагдинской зоной, сильно усложняя ее складчатость.

Осадочно-вулканогенные формации зоны Южно-Тукурингрского разлома регионально метаморфизованы в условиях низкотемпературной стадии мусковитовой субфации фации зеленых сланцев; они собраны в систему линейных складок разного масштаба и обладают хорошо развитой сланцеватостью.

В состав динамометаморфических формаций Джагдинской зоны входят микрокристаллические сланцы зеленосланцевой фации, кристаллические сланцы эпидот-амфиболитовой фации; очень слабо измененные осадочные и вулканогенные породы образуют «окна» в «тектонических тенях» среди более метаморфизованных образований. Породы фации зеленых сланцев относятся преимущественно к мусковитовой, реже биотитовой субфациям. Сложены они кварцем, альбитом, мусковитом, биотитом, хлоритом, стильпномеланом, спессартином, актинолитом, эпидотом; встречаются практически мономинеральные эпидозиты, микрокварциты. Для образований эпидот-амфиболитовой фации характерны ассоциации с альбитом, эпидотом, роговой обманкой; к этой же фации, видимо, относятся крупнокристаллические двуслюдяные сланцы широтного отрезка р. Норы. «Окна» практически неметаморфизованных пород достигают первых километров в длину при ширине в сотни метров. В бассейне р. Дугды в них обнаружены фаунистические остатки. Переход от слабо метаморфизованных пород к образованиям биотитовой субфации постепенный.

В состав динамометаморфических формаций входят также катаклазиты и милониты. Они распространены ограниченно и связаны с интрузивными породами пиканского комплекса. Кроме того, среди образований зеленосланцевой фации изредка встречаются породы, состоящие из рибекита, порфиробластического альбита (со структурами «снежного кома»), биотита, эпидота, иногда кварца. С известной долей

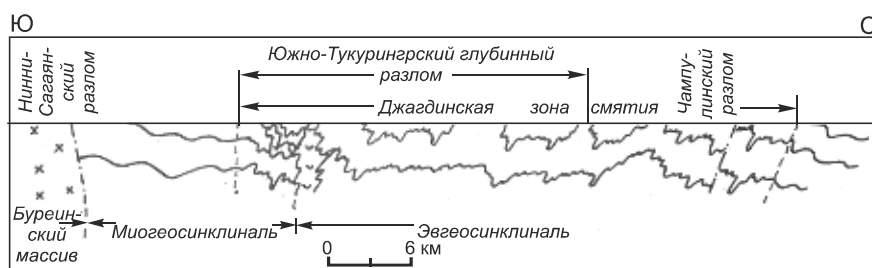


Рис. 1.4. Схематический структурный профиль через Джагдинскую зону смятия в бассейне р. Норы, по В.Ю. Забродину [35, рис. 5]

условности они могут считаться образованиями глаукофановой фации.

В состав динамометаморфического структурного парагенезиса Джагдинской зоны входят складки, кливаж, линейность, мелкие разрывы, жилы альпийского типа, в Пауканской части зоны – также будинаж- и муллион-структуры, кинк-бэнды. Складки образуют иерархический ряд от микроскладок с размахом крыльев с доли миллиметра до складок шириной в первые сотни метров, по форме присутствуют нормальные, опрокинутые, лежащие, симметричные и асимметричные, изоклинальные и веерообразные (рис. 1.4). Простирающие осей складок в общем не зависят от простирающих складок субстрата, а степень сложности складок не зависит от уровня динамометаморфизма пород (очень яркое подтверждение развиваемых А.В. Лукьяновым [73] представлений об относительной независимости двух составляющих стресс-метаморфизма). Шарниры преобладающей части складок погружаются под углами 7–15°, лишь изредка эти углы достигают 35°. Кливаж зоны – приразрывной кливаж разлома и течения. В бассейне р. Нора установлены 2 системы кливажа, пересекающиеся под разными углами и примерно одинаково хорошо выраженные; на востоке зоны описан кливаж 8 систем. Ориентировка сланцеватости субстрата зачастую наследуется метаморфической полосчатостью пород динамометаморфических формаций.

Мелкие разрывы представлены многочисленными разломами (длиной до десятков километров) – взбросами, надвигами и сдвигами с небольшими амплитудами – и еще более многочисленными трещинами без зияния, с незначительными смещениями по ним. В проекции на горизонтальную поверхность трещины прямолинейны либо S-образны; последние выполнены жилами альпийского типа.

Границы Джагдинской зоны смятия определяются тем, что на них происходит изменение признаков динамометаморфического структурного парагенезиса, т.е. они являются резкостными границами второго рода. Поэтому они не могут быть представлены единой поверхностью, а являются зонами постепенного перехода.

Складки динамометаморфического структурного парагенезиса сформировались, как минимум, в 2 стадии, на начальной действовал механизм изгиба, на конечной – скалывания (квазиламинарное течение). Сочетание обоих механизмов вызвало резкую дисгармонию складок. Наиболее сложная складчатость динамометаморфического структурного парагенезиса возникла, видимо, при наложении полей напряжений в зонах Чампулинского и Южно-Тукурингского разломов.

93. Туксинский разлом. Отчетливо дешифрируется на аэрофотоснимках, контролируется зонами брекчированных и милонитизированных пород. Амплитуда смещения по нему лишь немногим уступает амплитуде Чампулинского разлома [110].

Протяженность 200 км.

94. Джелтулакский разлом. Коровый разлом протяженностью около 800 км, на отдельных участках на глубине связанный с Северо-Тукурингским и Гилюйским литосферными разломами. В целом это система дизъюнктивов общей шириной 10–20 км северо-западного и субширотного простирающего сдвигового, сбрососдвигового и надвигового типов. Вдоль разлома локализованы линейные тела раннедокембрийских гранитоидов. Отдельные северо-западные дизъюнктивы зоны трассируются телами ультраосновных пород. На дневной поверхности Джелтулакский разлом представлен серией сближенных субпараллельных, кулисообразно расположенных зон рассланцевания и милонитизации, падающих на север и северо-восток под углами 30–60°. Осевая поверхность разлома по простирающему испытывает кручение со сменой северо-восточного падения на северо-западном фланге через вертикальное на юго-западное в месте сочленения его с Северо-Тукурингским разломом. Геофизические и геологические данные позволяют предполагать, что разлом представляет собой поддвиг, по которому юго-западное крыло пододвинуто под северо-восточное. В пределах зоны разлома проявились деформации позднеархейского, раннепротерозойского и мезозойского этапов, менее достоверно выделяется палеозойский этап. Каждый из них на современ-

ной уровне среза представлен своим типом тектонитов. Позднеархейские бластомилониты и бластокатаклазиты выявлены как в верхне-, так и нижнеархейских породах. Само существование разломов позднеархейского этапа часто устанавливается только по реликтам бластомилонитов и бластокатаклазитов в раннепротерозойских гранитах и гранитогнейсах.

Разломы протерозойского этапа характеризуются сложным зональным строением и многоэтапным развитием. Зоны их представлены телами милонитов, бластомилонитов, бластокатаклазитов и участками послыжного рассланцевания, на которые накладывается интенсивный кремне-щелочной метасоматоз и метасоматиты стадии кислотного выщелачивания. Бластомилониты слагают зоны мощностью от нескольких до сотен метров и протяженностью в десятки километров. Развиваются они как по метаморфическим породам, так и по гранитоидам. Это неравномернозернистые сланцеватые или массивные породы с линзовидными порфиробластами микроклина, насыщающими породы вплоть до превращения их в мономинеральные микроклиниты. Мощность зон милонитов не превышает десяти метров, протяженность колеблется в пределах первых сотен метров. Они обладают тонкозернистым, отчетливо сланцеватым сложением. Бластокатаклазиты слагают зоны несколько большей мощности, чем бластомилониты, и являются более поздними. Они повсеместно интенсивно метасоматически переработаны. Зоны рассланцевания, сменяющие катаклазиты на глубине, проявлены в тонкослоистых породах, резко гетерогенных по механическим свойствам. Наиболее поздними для протерозойского этапа являются зоны диафоритов (метасоматитов), представленных двуслюдяными, хлорит-серицитовыми, хлорит-серицит-карбонатными сланцами. На этом этапе вдоль разлома сформировался Желтулакский шовный прогиб.

К слабо распознаваемому палеозойскому этапу предположительно отнесены разломы, контролируемые дайками спессартитов и порфириновых андезитов, сопровождаемые пропиловыми изменениями.

В мезозое в пределах зоны разлома как подновлялись уже существовавшие дизъюнктивы, так и возникали новые, в том числе поперечные к генеральному простиранию Желтулакского разлома. Они выражены маломощными (десятки сантиметров, реже первые метры) тектоническими швами, ограниченными плоскостями скольжения с глиной трения мощностью в первые сантиметры, и представлены зонками дробления, катаклаза, интенсивной трещиноватости, реже брекчирования и милонитизации, наложенными на дайки гранит-порфиринов и диорит-порфиритов. В зонах подновленных в мезозое разломов все породы гидротермально-метасоматически переработаны. В конце позднего мезозоя разлом представлял собой правый сдвиг, такова же и его современная кинематика. К разлому приурочен эпицентр 7–8-балльного Ларбинского землетрясения 1971 г. [27].

По данным Н.Н. Петрук с соавторами [92], с Желтулакским сбрососдвигом связана *Желтулакская шовная зона* (зона смятия, разбитая на мелкие линзовидные блоки), в пределах которой сохранились вулканогенно-терригенные образования, метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой – зеленосланцевой фациях (желтулакская серия). Первичная складчатая структура, за исключением отдельных участков, не сохранилась, устанавливается лишь общее простирание сжатых линейных, с падением крыльев 50–80°, складок, согласное с простиранием зоны. Отдельные блоки, ограниченные сближенными крутопадающими и пологими разломами, сложены бластомилонитами, филлонитами, рассланцованными породами. Пологие разломы фиксируются широким развитием метасоматически преобразованных тектонитов. Вдоль Желтулакской зоны локализованы мобилизат-плутонные тукурингского комплекса, становлению которых предшествовало внедрение интрузивов лучинского комплекса основного и ультраосновного составов, в том числе дифференцированных.

Протяженность 220 км.

95. Чампулинский разлом. Имеет крутое (до 70°) южное падение, отчетливо выражен в современном рельефе. Пред-

ставляет собой мощную (до 2 км) зону трещиноватости, катаклаза и окварцевания пород. К северному крылу разлома приурочена локальная зона смятия. Пространственное положение Чампулинского разлома и его связь с Ланским и Южно-Тукурингским разломами позволяют предполагать, что его возникновение обусловлено сдвиговыми движениями, происходившими в позднем палеозое или раннем мезозое. Можно предположить, что в позднюю фазу разлом имел взбросовый характер. Однако приуроченность зоны смятия к северному крылу дает основания полагать, что на ранних этапах это был надвиг с односторонне направленным движением, а зона смятия сформировалась в результате движения фронтальной его части [54].

Протяженность 220 км.

96. Брянтинский разлом [103]. Вероятно, является продолжением Сугджарского разлома. Протяженность 50 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

97. Верхнетыркандский разлом. Субвертикальный разлом с преимущественно взбросовым характером перемещений. Зона его, шириной в первые километры, выполнена диафоритами, катаклазитами и милонитами, протяженность ее более 100 км. С разломом, видимо, связано становление плутоногенного поднятия в главном орогенном комплексе Сибирской платформы, образованного массивами щелочно-лейкогранитовой формации [46].

98. Лавлинский разлом. Ограничивает с севера наиболее широкую часть Джугджурского линеамента. Залегание поверхности сместителя разлома практически вертикальное, преимущественный характер перемещений – взбросовый. Зона дизъюнктива выполнена диафоритами, катаклазитами и милонитами [46].

Протяженность 90 км.

99. Салга-Джанинский разлом. Ограничивает с юга Туксанский блок Алдано-Станового щита Сибирской платформы. Простирается разлома широтное, залегание поверхности сместителя субвертикальное, геологически фиксируемые перемещения – взбросовые. Являясь северным ограничением Станового линеамента, первоначально

(в архее), видимо, представлял собой северное крыло последнего. Зона Салга-Джанинского разлома, шириной в первые километры и протяженностью более 150 км, контролируется полосами и клиновидными блоками бластомилонитов, катаклазитов и телами раннепротерозойских и меловых интрузивных пород. С наиболее ранними движениями по разлому связаны позднеархейские высокотемпературные бластомилониты, образовавшиеся в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. В зоне разлома расланцованные гнейсы претерпели интенсивную метасоматическую переработку. В бассейнах рр. Лимну и Кустак на левобережье р. Мая зона метасоматитов прослеживается в широтном направлении на 7 км при ширине до 2 км [46].

100. Сехтагский разлом. Ограничивает с юга Джанинский блок Алдано-Станового щита Сибирской платформы, является также южным ограничением Станового линеамента. Вероятно, в этом качестве разлом заложился в архее, видимо, как южное крыло Станового, когда последний развивался преимущественно как раздвиг. В современной структуре Сехтагский разлом представляет собой субвертикальный взброс. Простирается его широтное, протяженность более 150 км, ширина зоны разлома составляет несколько километров. На правобережье р. Май он разветвляется на Таксакандинский и Удыхынский разломы. Зона его контролируется полосами и клинообразными блоками бластомилонитов, катаклазитов, телами раннепротерозойских и меловых интрузивных пород. С наиболее ранними движениями по разлому связаны высокотемпературные бластомилониты, образовавшиеся в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Анортозиты и габброанортозиты Сехтагского массива в зоне разлома также катаклазированы, милонитизированы, расланцованы, иногда окварцованы и калишпатизированы, сопровождаются сульфидной минерализацией [46].

101. Удыхынский разлом. Ограничивает с севера Чогарский блок Алдано-Станового щита. Протяженность его около 200 км, ширина зоны колеблется в преде-

лах первых километров. Морфологически это субвертикальный взброс, с которым связаны зоны бластомилонитов, катаклазитов, тела раннепротерозойских и меловых интрузивных пород. Наиболее ранние движения по разлому вызвали образование высокотемпературных бластомилонитов амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Раннепротерозойские бластомилониты, наряду со средне- и высокотемпературными архейскими, по составу пород отражают условия дислокационного метаморфизма фации зеленых сланцев. Мощности зон их редко превышают 200 м [46].

102. Тыльский разлом. В бассейне р. Шевли ответвляется от Улигданского разлома и протягивается на расстояние около 500 км. Поскольку большей частью зона его замаскирована крупными аллохтонами, определить ширину ее трудно; во всяком случае, она выражается многими километрами. В зоне разлома фиксируются многочисленные кулисообразно подставляющие друг друга дизъюнктивы длиной до 70 км, простирающие которых примерно совпадает с простиранием зоны. Целиком в зоне Тыльского разлома располагается грабен, выполненный пермскими орогенными формациями. К юго-восточному граничному дизъюнктиву зоны приурочены интрузивы центрального типа дунит-клинопироксенит-габбровой формации, принадлежащие орогенному комплексу. Тыльский разлом заведомо существовал уже в силуре, разделяя области с различными обстановками осадконакопления. По-видимому, первоначально это был глубокий сброс; на поздних этапах по зоне рассматриваемого дизъюнктива фиксируются надвиговые перемещения переменных направлений, в основном сформировавшие Нимийский, Тыльский, Шантарский и более мелкие аллохтоны, а в перми Тыльский разлом, хотя бы частично, обладал существенной раздвиговой амплитудой [46].

Нимийский аллохтон протягивается в северо-восточном направлении на 150 км при ширине 4–15 км². Он, видимо, представляет собой серию линзообразных дуплексов – пластин разного размера, ограниченных надвигами и сбросами, сложенных формациями кембрийского структурного

этажа. Встречаются также пластины, сложенные девонскими образованиями. В наиболее протяженных пластинах восстанавливаются по фрагментам крупные складки (шириной до 5 км и протяженностью до 60 км) с крутыми (до вертикальных) крыльями; складки деформированы в процессе перемещения пластин – усложнены с образованием сжатых, нередко закрученных и опрокинутых форм, разорваны разноориентированными дизъюнктивами. Формирование современной структуры аллохтона происходило в несколько этапов. В силуре и раннем девоне пластины кембрийского структурного этажа смещались в северо-западном направлении; разрушение фронтальной части надвига зафиксировано находками многочисленных разноразмерных глыб кембрийских известняков в этих отложениях. Корневые части покрова располагались, видимо, в районе, перекрытом ныне образованиями Тыльской подзоны Удско-Шантарской структурно-формационной зоны и Селитканского вулканического прогиба, где по косвенным данным некоторые исследователи (Г.В. Роганов, 1974 г.) выделяют Селитканский горст-антиклинорий. В среднем девоне движение сменилось на противоположное – многочисленные олистолиты известняков присутствуют в олистостромовых горизонтах девона Тыльской и Тугурской подзон Удско-Шантарской структурно-формационной зоны Монголо-Охотской складчатой системы. Последующие три этапа не могут быть точно датированы. В один из них пластины кембрийских образований выступали в качестве паравтохтона, на который надвинуты образования силурийско-каменноугольного структурного этажа, слагающего неоаллохтон. В более поздний этап Нимийский аллохтон в целом частично шарьирован на образования пермского орогенного комплекса. Наконец, в послепермское время по Тыльскому разлому аллохтон частично перекрыт складчатым и орогенным комплексами ранних герцинид [46].

Тыльский аллохтон, представляющий собой тектонический покров, шарьированный из Тыльской подзоны Удско-Шантарской структурно-формационной зоны, располагается северо-восточнее Нимийского, в

плане имеет ромбовидную форму и является типичным дуплексом, ограничением которого большей частью является Утаннакский фронтальный надвиг. Размеры аллохтона – 65 км по длинной оси и 35 км по короткой; длинная ось параллельна магистральному разрыву Тыльского разлома. Аллохтон состоит из двух покровов, к кембрийскому структурному ярусу относится юго-восточный (около половины площади аллохтона). Покров многочисленными дизъюнктивами расчленен на разноразмерные блоки. Тем не менее, в образованиях покрова реконструируется антиклиналь, ось которой имеет северо-восточное простирание, а шарнир погружается в юго-западном направлении. Северо-западное крыло складки частично подвернуто, юго-восточное смято в крутые складки различных порядков. Для Тыльского аллохтона восстанавливается не менее двух этапов перемещений – раннедевонский и послесреднедевонский. Этот аллохтон фактически является частью крупного Шантарского аллохтона, играя в последнем роль паравтохтона [46].

Шантарский аллохтон, имеющий длину более 220 км и ширину до 20 км, с северо-запада ограничен фронтальным Тылякачанским разломом, а с юго-востока – граничным дизъюнктивом зоны Тыльского разлома. Это крупный отторженец поздних герцинид, шарьированный в северо-западном направлении, в область раннегерцинской складчатости, на расстояние как минимум в несколько десятков километров. В пределах аллохтона, на островах Феклистова и Бол. Шантар и на прилегающем шельфе, выделяется Феклистовская синклиналичная зона – совокупность синклиналичных и антиклиналичных складок шириной в первые километры, осложненных многочисленными продольными разрывами и складками высоких порядков. Эта зона представляет собой деформированный крупный покров в составе аллохтона, надвинутый на южное крыло Тыльского синклинория. В ядре Феклистовской синклиналичной зоны обособляется крупная синклиналиль, крылья которой, погружающиеся под углами 60–70°, осложнены мелкими складками, нередко опрокинутыми, и разрывами. На крыльях складки

породы рассланцованы, а в ядре достаточно интенсивно метаморфизованы и превращены в кварцево-слюдистые сланцы. В автохтоне юго-восточнее Шантарского аллохтона на о. Бол. Шантар породы смяты в серию напряженных, участками опрокинутых изоклиналичных складок. К кембрийскому структурному этажу принадлежит покров, обнажающийся на северо-западной оконечности о. Бол. Шантар, ограниченный надвигами, падающими навстречу друг другу. Покров смят в лежачие изоклиналичные складки, осевые поверхности которых эквидистантны поверхностям надвигов. Широко распространены дополнительные складки разных форм и размеров, разноориентированные дизъюнктивы. Фрагментами разрушенной в процессе шарьирования фронтальной части покрова являются крупные (площадью в первые кв. километры) тектонические пластины и олистолиты известняков в составе предположительно нижнесилурийской олистостромы, обнажающиеся по берегам островов Бол. Шантар и Феклистова и на материковом берегу в районе мыса Тыльский; в последней видна лежащая изоклиналичная складка. Таким образом, наиболее ранние перемещения Шантарского аллохтона в северо-западном направлении датируются ранним силуром. В раннем девоне фиксируются повторные движения в том же направлении, а наиболее поздние, уже по зоне Тыльского разлома – в послепермское время [46].

103. Улигданский разлом. Этот разлом является краевым швом Сибирской платформы в ее юго-западной части [41] (рис. 1.5). При протяженности около 500 км ширина его зоны заведомо превышает 10 км. Дизъюнктив прекрасно выражен в гравитационном (контрастная ступень в поле силы тяжести) и магнитном (ступень, осложненная полосовыми аномалиями ΔT) полях. Наиболее изученная часть дизъюнктива (около 150 км – от верхнего течения р. Угохан до р. Гербикан) охватывает Баладекский выступ и прилегающие к нему участки Монголо-Охотской складчатой системы, Аяно-Шевлинского перикратонного и Удского краевого прогибов. В этих пределах зона Улигданского разлома пред-

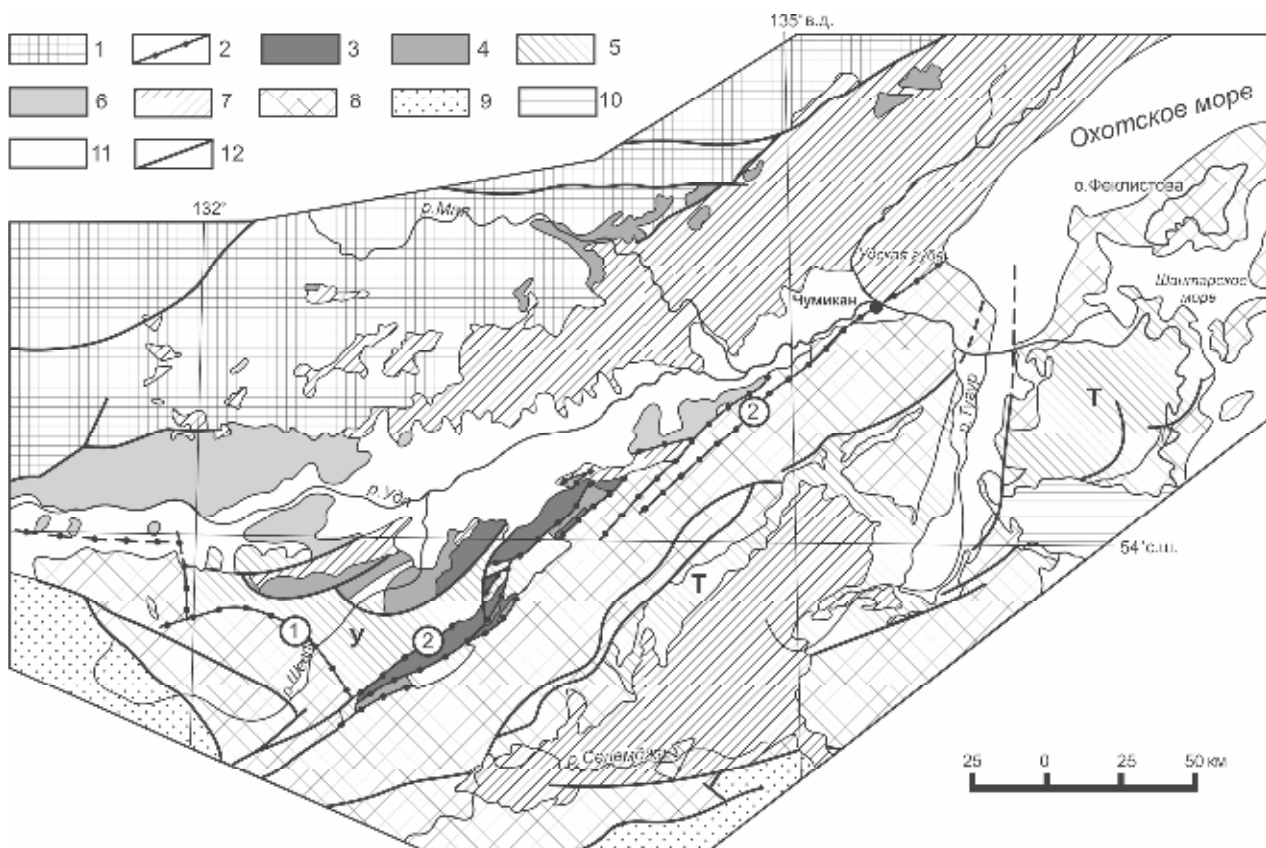


Рис. 1.5. Структура пограничной системы юго-восточной части Сибирской платформы, по В.Ю. Забродину [41].

1– фундамент Сибирской платформы (Алдано-Становой щит); 2– краевой шов, в том числе Южно-Удский (1) и Улигданский (2) глубинные разломы; 3– краевое поднятие (Баладекский выступ); 4– краевая плита (Аяно-Шевлинский перикратонный прогиб); 5– краевые прогибы (У – Удский, Т – Торомский); 6– Боконская континентальная впадина; 7– меловые вулканические прогибы, связанные с пограничной системой; 8– комплекс основная эпимезозойской платформы (каледониды и герциниды Монголо-Охотской складчатой системы); 9– главный складчатый комплекс эпимезозойской платформы (мезозойды Монголо-Охотской складчатой системы); 10– позднемеловые вулканические прогибы, не связанные с пограничной системой; 11– кайнозойский осадочный чехол эпимезозойской платформы (континентальные впадины и Охотоморская плита); 12– крупнейшие дизъюнктивы

ставлена серией субпараллельных крутопадающих дизъюнктивов, контролирующих положение тел ультрабазитов и девонских гранитоидов. Зоны отдельных дизъюнктивов представлены полосовидными телами милонитов, катаклазитов, метаморфизованных пород баладекского комплекса; линейные тела серпентинитов и серпентинизированных пород дезинтегрированы, местами превращены в серпентинитовый меланж. Для допозднеюрских этапов развития для Улигданского разлома предполагаются праводвиговые смещения большой амплитуды,

для более поздних – преимущественно сбросовые [46]. На мезозойском этапе Улигданский разлом четко выступает как сдвиг значительной амплитуды [58].

104. Южно-Шантарский разлом.

Этот разлом большей частью перекрыт мезозойскими и кайнозойскими образованиями и доступен для наблюдения участками – в бассейне верхнего течения р. Тором и на о. Бол. Шантар. Морфологически он представляет собой взброс или крутой надвиг, наклоненный на юг и юго-восток. Зона его, в пределах которой породы интенсивно пере-

мяты, рассланцованы и окварцованы, имеет ширину, местами превышающую 10 км. По-видимому, большей частью вдоль этого глубинного разлома преобладали вертикальные перемещения; отчетливо выраженные надвиговые подвижки фиксируются для послепюрского времени [46].

Протяженность 180 км.

105. Тугурский разлом. Тугурский разлом, разграничивающий мезозойды и поздние герциниды восточной части Монголо-Охотской складчатой системы, протягивается от р. Батор до шельфа Охотского моря восточнее Тугурского полуострова; длина его превышает 450 км. Западная часть рассматриваемого дизъюнктива, выделявшаяся под названием «Кумусунский разлом» [1; 75], имеет субширотное простирание, южное крутое (65–80°) падение и по кинематическому типу является правым сбрососдвигом. Ширина зоны здесь колеблется от 1 до 5 км; в пределах нее породы интенсивно дислоцированы, рассланцованы, катаклазированы и милонитизированы, в ней локализованы линейные тела метагабброидов златоустовского комплекса. Восточнее междуречья Кумусун–Селиткан Тугурский разлом серией поперечных дизъюнктивов смещается к северу и постепенно меняет простирание на северо-восточное, а падение – на северо-западное. По кинематическому типу, в связи с трансформацией залегания сместителя, он становится крутым взбросонадвигом, по которому складчатые сооружения поздних герцинид надвинуты на северное крыло Ульбанского синклинория. На Тугурском полуострове описываемый дизъюнктив представлен зоной сближенных разломов (крутые надвиги и сбросы) шириной до 5 км, внутри которой породы интенсивно рассланцованы, будинированы и окварцованы. На западном участке движения по нему прекратились в поздней перми, а в восточной части продолжались и в раннем мелу. Восточнее Кумусун-Селитканского междуречья Кумусунский разлом непосредственно продолжается Ассыйнской зоной разломов, которая может рассматриваться как ветвь Тугурского разлома, пересекающая образования верхнетриасово-юрского структурного этажа. Эта

зона имеет ширину до 4 км; к ней приурочено максимальное для юрских образований количество тел базальтов, кремнистых пород, туфов, линзы олистостром мощностью до 200 м. Она также разграничивает участки Ульбанской структурно-формационной зоны с разными типами стратиграфических разрезов разновозрастных юрских отложений [46].

106. Мельгинский разлом [60]. Сброс III порядка, падающий на восток. Был активен в среднем палеозое и юре. Протяженность 410 км.

107. Тастахский разлом. Этот разлом является северным звеном краевого шва Буреинского массива (рис. 1.6). Он не только представлял собой борт бассейна осадконакопления, но и, вмещая Чегдомынский блок краевого поднятия, служил источником поступления терригенного материала в бассейн. Входящие в его систему дизъюнктивы – собственно Тастахский на востоке и Умальтинский на западе – заложились как взбросы, по которым был приподнят Чегдомынский блок, а затем движения по ним сменили знак на обратный [40; 65]. Поперечными дизъюнктивами северо-восточного простирания Тастахский разлом расчленен на множество небольших сегментов суммарной протяженностью более 300 км.

108. Пауканский разлом. Является восточным продолжением Южно-Тукурингского разлома; предполагаемое место их сочленение (бассейны верхних течений рр. Бол. Кера, Бол. Нанаки, Семиляк) перекрыто меловыми эффузивами. Зона Пауканского разлома выделена в качестве самостоятельного структурного элемента Монголо-Охотской складчатой системы (Ниланский горст-антиклинорий, по В.Ю. Забродину и М.Т. Турбину [55], Ниланская структурно-формационная зона, по Г.В. Роганову и А.Ф. Васькину [95]) на том основании, что она включает разбитые на разноразмерные блоки разнородные и разновозрастные (от кембрия до юры) вулканогенно-осадочные и плутонические образования, нередко заметно отличающиеся от окружающих формационным составом, степенью метаморфизма (минеральных и структурных преобразований). В структурном плане эта зона

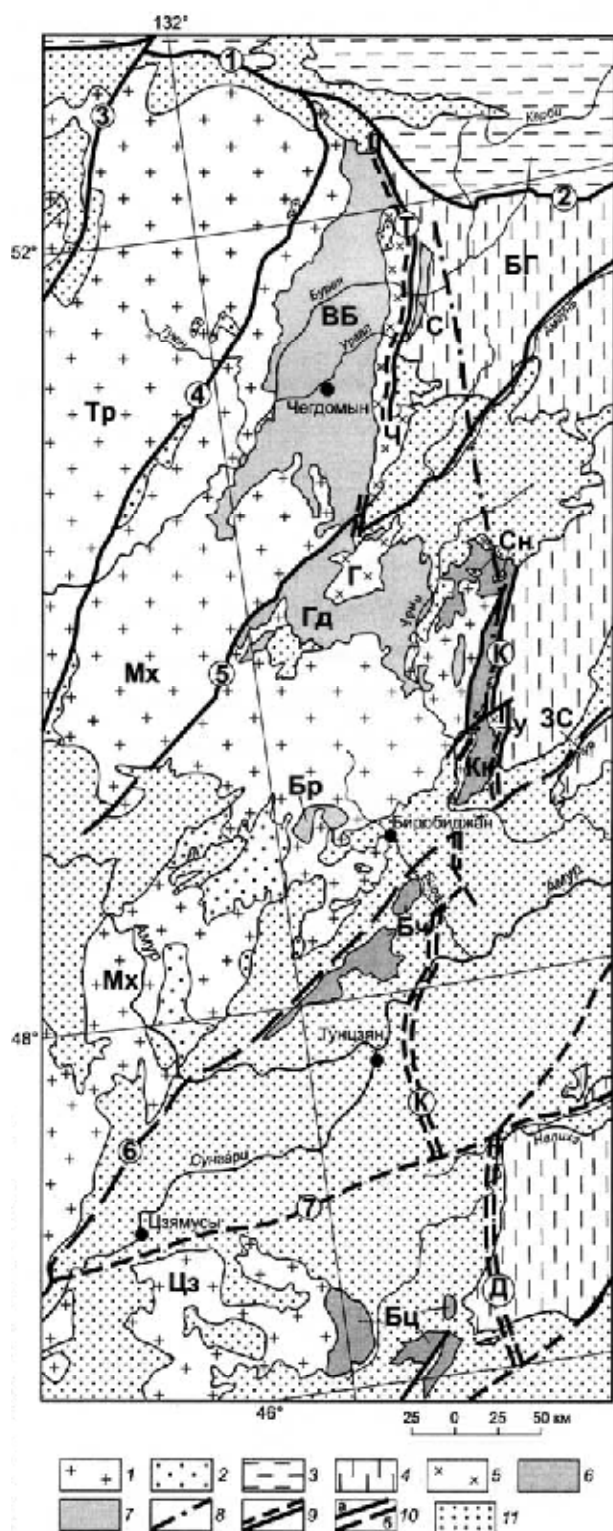


Рис. 1.6. Положение Тастахского разлома в зоне сочленения Буреинского массива с Сихотэ-Алинской складчатой системой по В.Ю. Забродину [40; 42; 65].

представляет собой гигантоглыбовый тектонический меланж. Протяженность разлома превышает 300 км. В западной части зона разлома, ширина которой здесь достигает 90 км, включает крупный (90x40 км) ромбовидный в плане дуплекс, в границах которого выделяются Софийский купол и (предположительно) Олгинский аллохтон. Несколько юго-восточнее места сочленения Южно-Тукурингрского и Пауканского разломов от последнего ответвляется Верхнениманский разлом; соединяясь, эти дизъюнктивы оконтуривают указанный выше дуплекс. Зона динамического влияния собственно Пауканского глубинного разлома распространяется и к северу, и к югу от них. Установить границы ее невозможно даже приблизительно, поскольку на нее накладываются зоны динамического влияния достаточно крупных дизъюнктивов, параллельных Пауканскому глубинному разлому. Эта – стандартная ситуация для мезозоны, что во всех своих работах подчеркивал Е.И. Паталаха (напр., [90]). На левобережье р. Эвур Пауканский разлом обрывается Дукинским. В бассейне р. Нилан к зоне Пауканского глубинного разлома отнесен небольшой блок, сложенный нижнепермскими известняковой и кремнисто-вулканогенной формациями [46].

Зона Пауканского разлома хорошо дешифрируется на мелкомасштабных аэро-

1 – Буреинский массив, блоки: Тр – Туранский, Мх – Малохинганский, Цз – Цзямусы; 2 – фрагменты чехла массива; 3 – Монголо-Охотская складчатая система; 4 – Сихотэ-Алинская складчатая система, структурно-формационные зоны: БГ – Баджало-Горинская, ЗС – Западная (Западно-Сихотэалинская); 5 – краевое поднятие, блоки: Ч – Чегдомынский, Г – Гуджалский, Сн – Сынчугинский, У – Улькунский; 6 – Урмийский краевой прогиб, впадины: Кк – Куканская, Бц – Большечуркинская, Бц – Баоцин; 7 – Буреинский краевой прогиб, впадины: ВБ – Верхнебуреинская, С – Сивакская, Гд – Гуджикская, Бр – Бирская; 8 – предполагаемое положение восточной границы Буреинского краевого прогиба; 9 – краевой шов, глубинные разломы: Т – Тастахский, К – Куканский, Д – Дахэхджэн; 10 – выходящие на поверхность (а) и скрытые (б) глубинные разломы: 1 – Южно-Тукурингрский, 2 – Пауканский, 3 – Согдулкинский, 4 – Мельгинский, 5 – Хинганский, 6 – Харпийский, 7 – Наолихэ; 11 – меловые и кайнозойские вулканогенно-осадочные формации орогенных комплексов.

фото- и космических снимках по серии узких прерывистых полос; она выделяется и в современном рельефе. Зона составлена системой субпараллельных, различных по протяженности дизъюнктивов, среди которых преобладают субширотные, имеющие близкое к вертикальному падение. Максимальная ширина зоны Пауканского разлома в восточной половине (бассейны рек Прав. и Лев. Бурея, Нилан, Амгунь) составляет 10–20 км [11; 12]. Она включает в себя блоки и – в юрской олистостроме – олистолиты разновозрастных осадочных, вулканогенных и плутоногенных образований: кембрийских, раннедевонских, ранне- и позднекаменноугольных, ранне- и позднепермских, триасовых и среднеюрских. Допозднепермские породы в блоках интенсивно дислоцированы, неравномерно метаморфизованы в разных субфациях зеленосланцевой фации (в основном в филлитовой). В них распознаются разнопорядковые складки, ориентированные согласно простиранию Пауканского разлома. В целом внутренняя структура зоны его в достаточной степени не расшифрована. Пока не находит удовлетворительного объяснения сочетание в ней блоков, сложенных образованиями типичной субплатформенной известняково-терригенной и геосинклинальной известняково-кремнисто-вулканогенной формаций. Наряду с указанными формациями распространены небольшие интрузивные тела габбро-плагиогранитовой формации и субвулканические тела юрских базальтоидов [46; 14].

Софийская куполовидная брахиантиформа (в литературе известная как Софийский или Право-Буреинский купол) занимает восточную часть дуплекса, ограниченного Пауканским и Верхнениманским разломами. В бассейнах верхних течений рек Ниман, Прав. Бурея и Ольга она надвинута на верхнюю чешую предполагаемого Олгинского аллохтона. В плане рассматриваемое сооружение имеет овальную форму размером 50х30 км. Структурные исследования, проведенные в пределах зоны Пауканского разлома и восточной части Софийского купола (В.Ю. Забродин, 1989 г.) с использованием методики тектонофациального анализа [89] показали, что на ранних этапах

существования Пауканский разлом представлял собой крутопадающий взброс с активным северо-восточным крылом (к нему приурочены преобразования высших тектонофаций), а позднее основную роль играли правосдвиговые перемещения; на отдельных этапах в зоне разлома проявились надвиговые подвижки. Складчатость внутри зоны имеет кливажный характер и сформировалась в семь этапов деформаций (два последних этапа связаны с формированием современной структуры Софийского купола). Самые ранние складки имеют изоклиальный облик, причудливо усложненный последующими деформациями. Проявлены кливаж (восемь систем) и связанная с ним макротрещиноватость, линейность различных типов, вязкие и хрупкие дизъюнктивы разных масштабов и кинематических типов, будинаж- и муллион-структуры, птигматитовая складчатость в жилах альпийского типа. Метаморфизм (минеральные преобразования) пород резко колеблется как по простиранию зоны дизъюнктива, так и вкрест нее, не выходя за пределы зеленосланцевой фации. По комплексу указанных признаков зона Пауканского глубинного разлома является типичной зоной смятия, в данном случае – продолжением известной Джагдинской зоны.

Пауканскому разлому издавна придавалось важное значение – границы между Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатыми системами. По принятым ныне дальневосточными геологами представлениям, этот дизъюнктив целиком располагается внутри области мезозойской складчатости, разделяя крупнейшие складчато-надвиговые сооружения, охватывающие с одной стороны Ульбанскую, с другой – Амгуньскую структурно-формационные зоны [46].

Олгинский аллохтон. Особое положение в зоне Пауканского разлома занимает комплекс отложений, выделенный в качестве Олгинского аллохтона. Ранее они относились к периферии Софийского купола и потому считались более молодыми по сравнению с заметно интенсивнее метаморфизованными образованиями центральной части складки. Находки кембрийской фауны на разобщенных территориях в отложениях,

относившихся к разным стратонам, заставили пересмотреть не только возраст вмещающих эту фауну образований, но и структуру района. Соотношения между отложениями, отнесенными сейчас к нижнему кембрию, с одной стороны, и считающиеся ниже-средне-каменноугольными – с другой, однозначно не установлены. По ряду косвенных признаков толщи, слагающие собственно Софийский купол, условно отнесены к карбону. Предполагается, что блок нижнекембрийских отложений сорван с основания и «вклинился» в пакет лежащих изоклинальных складок по одному из надвигов главной структурной триады (параллельному осевым поверхностям складок). Впоследствии аллохтон был выдвинут на уровень эрозионного среза в процессе формирования дуплекса в зоне между Пауканским (правый сдвиг) и Верхнениманским (левый сдвиг) разломами, где развились поперечные к этим дизъюнктивам надвиги с юго-восточным падением. Существование надвигов в этой зоне отмечалось ранее, подтверждено геофизическими методами и результатами бурения; оно следует из теоретического анализа дислокаций, возникающих в зонах сдвигов [69]. Предполагается, что аллохтон состоит не менее чем из двух пластин; повторение в разрезе одних и тех же стратонов предполагалось и ранее, правда, только в складчатой структуре. Данные экспериментов [107], в принципе, должны приводить к сходной картине [46].

109. Ниланский разлом. Субвертикальный левый взбросо-сдвиг, граничный дизъюнктив Пауканского глубинного разлома [46].

Протяженность 225 км.

110. Дукинский разлом [14]. Расчленен на серию сегментов суммарной протяженностью 295 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

111. Ассыйская зона разломов [101]. Протяженность 245 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

112. Дигдаланский разлом. Разделяет Монголо-Охотскую и Сихотэ-Алинскую складчатые системы. Простирается с северо-восточного плавно сменяется почти меридиональным. Он выражен мощными (до

5 км) зонами смятия, катаклаза и расщепления мезозойских пород; контролирует современный рельеф [101]. Предполагается, что основные перемещения по нему имеют левосдвиговый характер, хотя прямых геологических доказательств этому нет. Поперечными субмеридиональными дизъюнктивами расчленен на несколько сегментов общей протяженностью около 200 км.

113. Лимурчанский разлом. Разделяет Горинскую и Нижнеамурскую структурно-формационные зоны Сихотэ-Алинской складчатой системы, а севернее отделяет Нижнеамурскую структурно-формационную зону от Монголо-Охотской складчатой системы. Большинство исследователей считается левосторонним сдвигом с амплитудой горизонтального перемещения до 60 км – продолжением Центрального Сихотэ-Алинского разлома, отделенным от последнего Приамурским (Киселевским) разломом. В придолинной части р. Амгунь в зоне разлома выявлен тектонический клин метаморфических пород, представленный различными гнейсами и кристаллическими сланцами, которые сильно разлинзованы. В южной и центральной частях разлом выражен гравитационной ступенью, а на севере и линейными аномалиями магнитного поля. Зона разлома трассируется меридиональной цепочкой гранитных тел мелового возраста [18].

По результатам дешифрирования материалов дистанционных исследований, зона разлома шириной около 2 км проявлена в виде ряда субпараллельных дизъюнктивов с простираем северо-восток 30°. Установлена левосдвиговая кинематика разлома с амплитудой порядка первых десятков километров, убывающей в южном направлении [31].

Бичи-Амурским разломом разделен на 2 части общей протяженностью 305 км.

114. Вьюнский разлом. Меридиональный разлом, в среднем течении р. Ул прилегающий к Дигдаланскому. Предполагается, что это – левый сдвиг. Разлом прекрасно выражен на материалах аэро- и космических съемок и активен в настоящее время, в значительной мере контролирует современный рельеф (В.Ю. Забродин и др., 2012 г.).

Протяженность 140 км.

115. Приамурский (Киселевский) разлом. Под этими названиями в разное время выделялись разные разломы. В наиболее поздних работах разлом обычно называется Киселевским, хотя по правилу приоритета должен называться Приамурским.

Разлом протягивается на левобережье р. Амур более чем на 250 км. Предполагалось [6], что он сопряжен с Курской системой разломов, однако, скорее всего, он продолжает разлом Итунь-Илань (Харпийский). Морфологически представляет собой крутопадающий сброс с амплитудой вертикального перемещения до 500–800 м [6].

В наиболее поздней по времени работе отмечается, что разлом (сдвигонадвиг) прослеживается вдоль долины р. Амур в северо-восточном направлении. Он хорошо дешифрируется на различных дистанционных материалах мелкого масштаба, имеющих достаточную обзорность. В магнитном поле разлом фиксируется лишь в северо-восточной части по относительно резкой смене напряженности аномального магнитного поля с положительной над выходами вулканогенно-кремнистой формации на отрицательную над флишоидной. В его зоне выделяется тектонический блок, отчетливо выраженный на местности в виде невысокого сильно вытянутого хребта северо-восточного простирания (Жеребцовская гряда), в котором среди меловых терригенных образований вскрываются более древние кремнистые отложения. Выход магистрального разрыва на дневную поверхность на всем протяжении перекрыт рыхлыми четвертичными отложениями, однако в зоне разлома, достигающей ширины 10 км, в коренном залегании наблюдаются дизъюнктивы, формирующие его структурный парагенезис – в частности, интенсивное разлинзование алевролитов и аргиллитов и интенсивный будинаж прослоев песчаников. Для будин характерна левосторонняя асимметрия, указывающая на левосторонние смещения в зоне разлома. Относительно пологое залегание слоев (30–40°) указывает, вероятно, на подчиненную роль сдвиговой кинематики при преобладающей поддвиговой. В зоне разлома установлено

широкое распространение лежащих изоклинальных складок с юго-восточной вергентностью. В бассейне р. Бильярд наблюдались надвиговые структуры с юго-восточной вергентностью. Если на удалении порядка 10 км от магистрального разрыва (бассейн р. Бильярд) интенсивность деформаций умеренная (разлинзование, приразломные складки), то вблизи него (левобережье р. Джемный) деформации проявлены весьма интенсивно и представлены рассланцеванием, интенсивным будинажем, переходящим в меланжеподобные образования, изоклиальной опрокинутой складчатостью [31].

116. Бичи-Амурский разлом. Этот разлом представлен широкой (15–20 км) зоной смятия и рассланцевания пород, вмещающей изолированные блоки вулканогенно-кремнистых образований юрского или более древнего возраста, а также серию шовных интрузивных тел нижеамурского комплекса. К разлому приурочены Орельская и Нижнеамурская кайнозойские впадины. Простирание разлома в основном северо-восточное, но между устьем р. Амгунь и оз. Орель оно вначале сменяется меридиональным, а затем вновь возвращается к первоначальному. Разлом заложился в позднем силуре или раннем девоне [101].

Протяженность 267 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

117. Ярки-Акшинский разлом. На дневной поверхности разлом представлен широкой (до 20 км) зоной дробления и рассланцевания, простирающейся вначале в северо-восточном, а затем широтном направлении. В западной части зоны заключен тектонический блок отложений верхнего триаса. К востоку зона разлома постепенно сужается. С этим разломом связаны многочисленные интрузивные и экструзивные тела позднемелового, палеогенового и неогенового возраста [101], в связи с чем можно предполагать наличие у него значительно раздвиговой составляющей амплитуды.

Протяженность 105 км.

118. Ассины-Омало-Усалгинский разлом. Отделяет осевую зону Ульбанского прогиба от его северного крыла. В бассейне р. Ассины разлом имеет северо-западное

простирается, подчеркнутое цепочкой интрузивов тугурского комплекса. В Тугуро-Нимеленском междуречье простирается его меняются на широтное, а затем на северо-восточное. В верховьях рр. Омал и Усалгин разлом выражен мощными (до 5 км) зонами смятия, катаклаза и рассланцевания в мезозойских породах. На всем протяжении от устья р. Омал до м. Литке этот разлом контролирует цепочки поздне меловых интрузивов, систему палеоген-миоценовых грабенов и современный рельеф [101], что явно свидетельствует о его раздвиговой природе.

Протяженность 185 км.

119. Селемджинский разлом. Сброс II порядка, падающий на восток. Протяженность 165 км. Функционировал в среднем палеозое и мезозое [60]. На неотектоническом этапе он являлся правосторонним сбрососдвигом [91].

120. Верхнемельгинский разлом. Сброс I порядка. Падение на запад. Протяженность 295 км. Был активен в среднем палеозое, мезозое и кайнозое [60].

121. Буреинский (Бурейский) разлом, Прибуреинская зона разломов. Протяженность 312 км. Наиболее отчетливо кинематика проявлена на неотектоническом этапе (миоцен), когда этот разлом представлял собой раздвиг с проявлениями траппового вулканизма. В настоящее время скрыт водами Бурейского водохранилища. На картах, составленных до заполнения ложа водохранилища, видны многочисленные пороги на р. Бурей, протяженный антецедентный участок долины реки вдоль всего разлома, останцы цокольных надпойменных террас. Наличие разлома подчеркнуто рисунком изобаз современного поднятия и структурно-денудационным рельефом, что свидетельствует об активности дизъюнктива в четвертичное время, включая современность. По высокой сейсмоактивности хр. Турана и интенсивности его воздымания можно предположить, что сейчас Буреинский разлом является взбросом с поднятым северным крылом. Скорость подвижек по нему, замеренная в GPS-пункте Талакан, составляет 0,5 мм/год [91].

122. Хинганский разлом. Левый сдвиг (как и все разломы системы Тан-Лу).

Протяженность 540 км. Серией северо-восточных дизъюнктивов разбит на фрагменты максимальной длиной 285 км. Разломы системы Хинганского глубинного разлома ограничивают с юга Верхнебуреинскую впадину, разбивая Гуджалский блок краевого поднятия Буреинского массива и Гуджикскую впадину на разноразмерные блоки, заметно смещенные друг относительно друга. К зоне Хинганского разлома приурочена Тырминская впадина; грубо изометричная в плане форма последней может указывать на то, что это – впадина типа *pull-apart* [3; 65].

Характерным признаком Хинганского глубинного разлома является сопровождающая его локальная зона смятия, точнее, несколько зон разного размера, местами сливающихся друг с другом. Степень дислоцированности пород и дислокационного метаморфизма заметно ниже, чем в расположенной западнее Левобуреинской зоне смятия. Фактически весь выход пермских образований левобережья р. Амгунь располагается в зоне динамического влияния этого дизъюнктива, объединяющей большое количество разломов различной протяженности преобладающего северо-восточного простирания. Крупнейший из них, возможно, наследующий положение магистрального разрыва Хинганского глубинного разлома, располагается в междуречье Сулук-Амгунь. Морфологически он выражен сбросом с наклоном в 60–80°, контролируемым зоной дробления и милонитизации мощностью в несколько сотен метров [48; 49; 65].

Для юго-западного фрагмента отмечается, что зона разлома имеет сложное строение – состоит из серии субпараллельных дизъюнктивов, суммарная амплитуда сбросовых и сбросовосдвиговых докайнозойских перемещений по которым достигает 2 км и более.

На неотектоническом этапе разлом проявился как раздвиг с трапповым вулканизмом. Хинганский разлом, игравший определяющую роль в строении докайнозойского фундамента и явившийся подводным каналом для платобазальтов Удурчуканского поля в миоцене, разделял в кайнозое блоки земной коры с различным геологическим строением. Поэтому, не являясь главным на

протяжении кайнозойской эры, он достаточно активен и поныне. К нему приурочены очаги землетрясений с магнитудой 5–6,5, а также источники минеральных вод: Есауловский, Горячие Ключи и Кульдур [91].

123. Кындальский разлом. Имеет шарнирный характер: в южной части поверхность сместителя его круто падает на запад, а в северной – столь же круто на восток. Опущенным является восточное крыло разлома, амплитуда перемещений по нему превышает 1000 м. В южной части выход Кындальского разлома на дневную поверхность практически совпадает с проекцией на ту же поверхность его выхода на поверхности фундамента, а при движении вдоль дизъюнктива к северу первая смещается относительно второй к западу, что подтверждает шарнирный характер разлома [65].

Протяженность 165 км.

124. Зейский разлом. Зона этого разлома имеет сложное строение – представлена системой субпараллельных дизъюнктивов, суммарная амплитуда сбросовых и сбросово-сдвиговых докайнозойских перемещений по которым достигает 2 км и более.

С палеоцена по миоцен Зейский разлом реконструируется как знакопеременный взбрососдвиг с более активным правым крылом. Колебательные движения блоков по оси разлома обоснованы морфометрическими данными. Сдвиговые дислокации северо-северо-восточного направления подчеркиваются выступами обращенных поднятий. В четвертичный период разлом является взбросом с поднятым Амуро-Зейским блоком, расположенным между реками Амур и Зея. Это подтверждается рядом геологических, геоморфологических и гидрогеологических наблюдений. Вдоль правого борта р. Зея прослеживаются родники с мутной слегка опалесцирующей водой и повышенной относительно нормы температурой. Наблюдается смещение первого от поверхности водоносного горизонта на 34 м. Зона разлома шириной 3–4 км прослеживается по трещинам, проницаемым для гелия. Разлом является северной ветвью крупной дизъюнктивной структуры Дасиньянлинь, со смещением уходящей в КНР на

вулканическое поле Удалянчи, извержение вулканов которого наблюдались в XVIII в. Разлом трассируется цепью эпицентров современных землетрясений с магнитудой 4–5,5, одно из которых (с магнитудой 4) зафиксировано у г. Благовещенск в 1985 г. Более слабые толчки (магнитуда 3) отмечены в том же очаге в 1995, 2003 и 2008 гг. Землетрясения интенсивностью в 3–4 балла фиксируются сейсмостанцией г. Благовещенск каждые 5–7 лет [91].

Протяженность 235 км.

125. Западно-Тарбагатайский разлом [60]. Протяженность 190 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

126. Верхнетомский (Восточно-Тарбагатайский) разлом. На неотектоническом этапе являлся правосторонним сбрососдвигом [91]. Протяженность 320 км.

127. Ургальский разлом. Этот разлом протягивается от придолинной части бассейна р. Бол. Иорек (где он затухает) в юго-западном направлении до долины р. Сутырь (за пределы южной границы Верхнебуреинской впадины), где обрывается дизъюнктивом, входящим в зону Хинганского глубинного разлома. Длина его превышает 110 км. По геологическим и геофизическим данным, сместитель разлома имеет крутое (не менее 70°) западное падение; опущено западное крыло. Амплитуда имеет сбросовый характер. В приповерхностной части амплитуда, подсчитанная в районе ж.-д. станции Ургал, ориентировочно равна 1500 м и к северу уменьшается. По данным бурения, с глубиной сместитель выполаживается, амплитуда перемещений падает до нуля, а затем смещение крыльев меняется на обратное; на глубине 3500 м амплитуда оценивается в 200 м. Строение зоны Ургальского разлома изучалось в карьере у ст. Ургал, где обнажаются конгломераты основания чемчинской свиты. Породы разбиты серией трещин, галька большей частью передроблена. Трещины залечены кальцитовыми прожилками. В породах других литологических типов деформации выражены не только дроблением, но и смятием. При этом слабо сцементированные песчаники превращаются в пески, аргиллиты – в глины с вдавленным в них песчаным материалом. Нередко зона разлома представлена полостями, выполненными тем-

но-серой или буровато-желтой глиной трения, с включениями мелких обломков пород со сглаженными краями. В крепких породах фиксируются зеркала скольжения [65].

128. Умальтинский разлом. Этот разлом, ограничивающий с востока Верхнебуреинскую впадину на значительном протяжении, является типичным сбросом. В конце юрского периода он, видимо, служил бортом краевого прогиба. Изучен он слабо. Амплитуда перемещений по разлому оценивается в сотни метров [65].

Протяженность 210 км.

129. Амгуньский разлом. Восточно-Азиатскому рифтовому поясу принадлежит такой крупнейший дизъюнктив, как Амгуньский, являющийся (наряду с Хинганским глубинным разломом) продолжением протягивающейся из Китая системы разломом Тан-Лу. Составляющими Амгуньского глубинного разлома являются Амгуньский, Сулукский, Лакский и Урмийский сбросы, в целом формирующие раздвиговую зону, возможно, с небольшой правосдвиговой составляющей. Этот глубинный раздвиг является типичным представителем рифтовых структур; элементами его являются Верхнеамгуньский грабен и Аякитское базальтовое плато [47; 48]. Мелкими поперечными дизъюнктивами Амгуньский разлом расчленен на большое количество сегментов суммарной протяженностью более 400 км.

Верхнеамгуньский грабен, длина которого превышает 125 км при ширине до 20 км, располагается внутри зоны шириной 50–60 км, включающей узкие (5–7 км) линейные блоки обрамления. Он разграничивает Приамгуньское сводово-глыбовое и Баджалское полусводовое поднятия III порядка. Ограничивающие собственно грабен Амгуньский и Урмийский разломы на неотектоническом этапе представляют собой сбросы, наклоненные к осевой части под углами 60–80°, для которых предполагается сдвиговая составляющая амплитуды. Выраженные зонами катаклаза и милонитизации мощностью до сотен метров в докайнозойских породах, они смещают местами четвертичные отложения, а сместители их представлены уступами в современном рельефе окружающих хребтов. Днище грабена раз-

бито системой поперечных сбрососдвигов, разделяющих его на систему блоков, в которых фундамент Верхнеамгуньской впадины поднят на разную высоту. Вдоль этих дизъюнктивов заложены современные долины многих правых притоков Амгуни. Этой же системе принадлежат сдвиги со сбросовой и взбросовой составляющими амплитуды, предопределившие заложение долины ряда правых притоков р. Сулук. Неотектонические сдвиговые перемещения по ним вызвали усложнение структурного рисунка в локальных зонах смятия Хинганского глубинного разлома. В рельефе наиболее отчетливо выражен Амгуньский разлом и отмеченные выше сдвиги. Свидетельством проявления современных движений по дизъюнктивам Восточно-Азиатского рифтового пояса служит высокая сейсмичность территории, фиксируемая по палеосейсмодислокациям; в частности, предполагается, что палеосейсмодислокация Омот (оз. Омот) образовалась в результате землетрясения интенсивностью от 8 до 10 баллов [50–52].

130. Бокторский разлом [14]. Лимурчанским разломом разделен на 2 крупных сегмента общей протяженностью 305 км. Сведения о кинематике отсутствуют. Видимо, северным продолжением его является Вьюнский разлом.

131. Уликанский (Куканский) разлом. На картографических материалах разных лет, принадлежащих разным авторам, положение этого разлома заметно различается; на прилагаемой Карте разломов (прил. 1) он проведен в соответствии с материалами [14]. По мнению В.Ю. Забродина, разлом неоднократно обновлялся в мелу и кайнозое, активен и в настоящее время. По этим причинам разлом практически не сохранил особенностей домелового периода существования. По зоне Куканского разлома происходит резкая смена простираций складчатых образований палеозоя и мезозоя с субмеридионального на восток-северо-восточное [50]. А.Ф. Васькин с соавторами [14] считают разлом краевым швом Буреинского массива.

По материалам Карты... [60], этот разлом – сброс I порядка с падением поверхности сместителя на восток, активный в позднем палеозое и мезозое.

Представлен четырьмя сегментами общей протяженностью 220 км.

132. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Этот дизъюнктив является одной из крупнейших разрывных структур Д. Востока. Он прослеживается почти по прямой линии от бухты Киевка на юге в северо-восточном направлении вплоть до р. Амур более чем на 1100 км; многочисленными поперечными дизъюнктивами разбит на разноразмерные сегменты. Разлом является границей между различными структурно-формационными зонами или подзонами Сихотэ-Алинской складчатой системы [4; 8; 13; 14; 18; 19; 31; 56; 84; 95; и др.].

Изучен Центральный Сихотэ-Алинский разлом неравномерно. Его южная (Приморская) часть детально исследована и описана в монографии Б.А. Иванова [56]; это описание дополнено и уточнено впоследствии материалами новейших геологосъемочных работ разного масштаба. В пределах Хабаровского края разлом изучался преимущественно в процессе геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000, проведенных в разное время. Ниже приводится сводная характеристика по работам [4; 8; 18; 31; 56; Г.С. Белянский и др., 2011 г.].

По основной кинематической характеристике разлом является левым сдвигом с горизонтальной амплитудой, которая от 60 км на юге возрастает к северу до 200 км и затем снижается вновь примерно до 60 км в долине р. Амур. В основном разлом является соскладчатым и постскладчатым. Он ориентирован под углом 25–30° по отношению к основному направлению складок в Центральной и Восточной структурно-формационных зонах Сихотэ-Алинской складчатой системы, но вблизи разлома (по 10–15 км в обе стороны) складки располагаются почти параллельно сместителю, разворачиваясь в разделенных им блоках по закону левого сдвига. Морфология разломной зоны общей шириной в несколько километров чрезвычайно сложна, представляя собой серию сближенных, параллельных или разноориентированных ветвящихся, крутопадающих и пологих, разрывов, сопровождающихся милонитами, ультрамилонитами, разгнейсованием пород, зонами катаклаза.

Но почти всегда в этой серии можно выделить магистральный разрыв, который проходит удивительно прямолинейно на всем протяжении, указывая на крутое, близкое к вертикальному падение его поверхности. Гранитоиды татибинского комплекса, попадающие в зону разлома, превращены в полосчатый гнейсоподобный полностью перекристаллизованный порфиорокластический ультрамилонит, что свидетельствует об относительно большой глубине формирования динамометаморфических пород. Разлом сопровождается многочисленными опережающими разрывами сбросо- и взбрососдвигового типа, переходящими иногда в надвиги.

В Приамурской части в северном направлении зона разлома расщепляется и распадается на ряд более мелких структурных элементов, трассируемых долинами водотоков высоких порядков. В этой же зоне проявлены катаклаз и милонитизация пород, фиксируются зоны интенсивного рассланцевания. Простираение приразрывного рассланцевания северо-восточное, субпараллельное сместителям дизъюнктивов; падение преимущественно северо-западное, относительно пологое (30–50°). Интенсивность тектонических преобразований в зоне разлома быстро убывает в северо-восточном направлении; северо-восточнее долины р. Шелехова по степени преобразования породы в зоне разлома практически неотличимы от вмещающих образований. В пределах зоны разлома образования, относящиеся к Тумнинской подзоне Центральной структурно-формационной зоны, смяты в систему мелких гребневидных, близких к изоклиналим складок с юго-восточной вергентностью. Эта зона рассечена дизъюнктивами с тектоническими брекчиями и милонитами, пересечена дайками, малыми интрузивными телами, иногда кварцевыми жилами, зонами прожилкового окварцевания; такие тела обычно имеют секущее и резко секущее относительно сместителя залегание.

Разлом отчетливо выражен в рельефе прямолинейными участками речных долин (Хор, Анюй и др.) и цепочками седловин; прекрасно дешифрируется на аэро- и космоснимках во всех спектральных диапазонах (рис. 1.7). Субвертикальный ма-

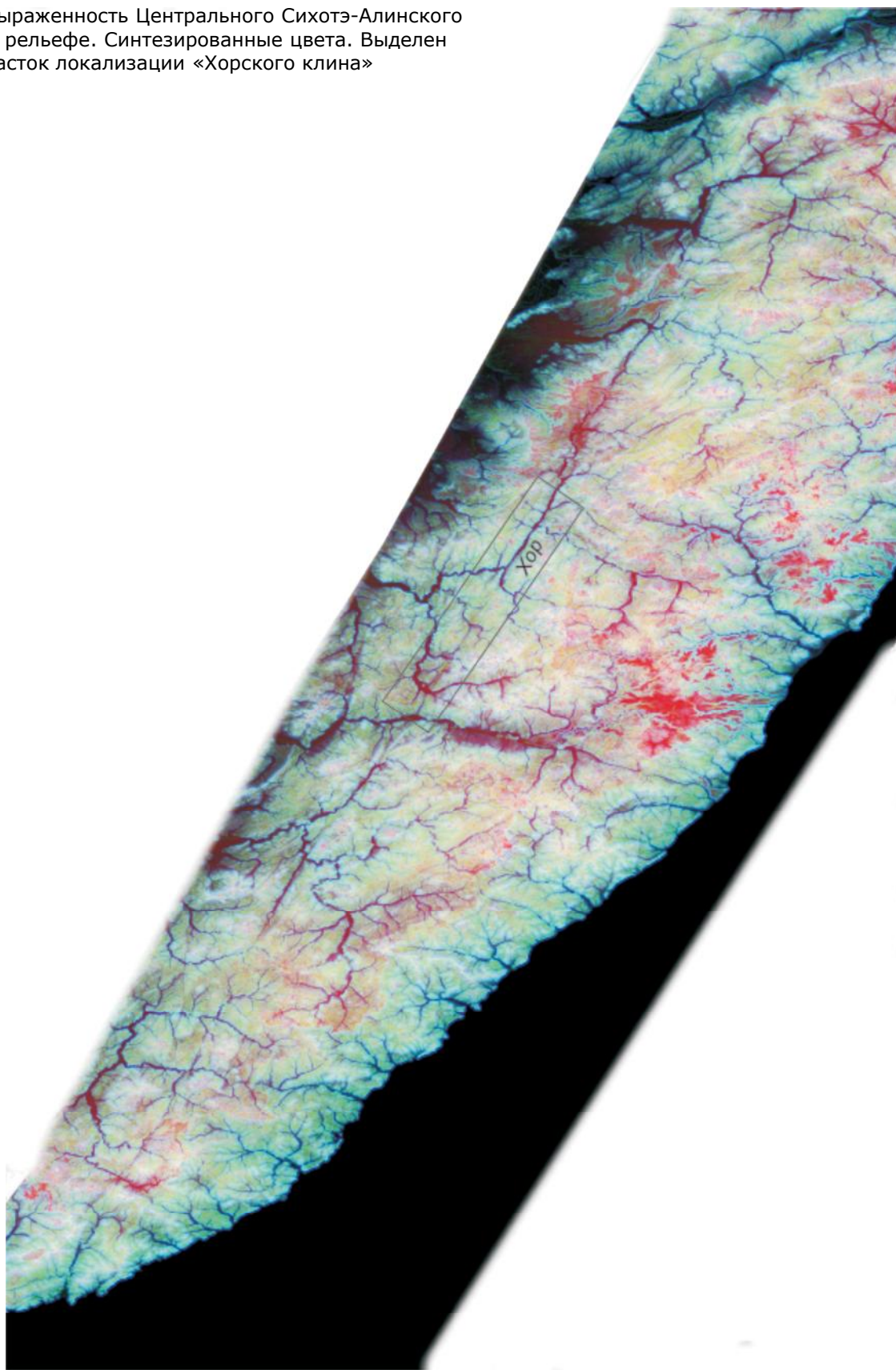
гистральный сместитель его в поле силы тяжести выражен преимущественно зоной градиента. В магнитном поле он прослеживается как зона повышенной дифференциации, иногда сопровождающаяся смещением осей корреляции локальных аномалий. На протяжении всей южной части разлом перекрыт кампан-датскими вулканитами, вблизи него сосредоточиваются их экструзивные и жерловые фации, а также палеогеновые кольцевые дайки.

Время заложения Центрального Сихотэалинского разлома – доберриасское, т.к. в берриасе на отдельных отрезках вдоль разлома уже существовали зоны растяжения, в которых формировались молассовые прогибы. Последние существенные сдвиговые подвижки в зоне разлома происходили в маастрихте-дании. Таким образом, сдвиговые смещения по разлому происходили в интервале времени от юры (?) до палеоцена, скорость их оценивается в 5–7 см/год. Вертикальные движения по разлому возникали и позднее, особенно в участках, где его пересекали или к нему примыкали более молодые поперечные разломы. Блоки, разделенные разломом, испытывали и значительные вертикальные перемещения. О досдвиговых вертикальных движениях можно говорить лишь предположительно. Депрессии в зоне разлома и контрастность рельефа блоков, примыкающих к нему, создавались различными путями – в результате вертикальных перемещений блоков, совмещением при сдвиге разновысотных участков, возникновением зон растяжения и оседания (обычных при сдвиговых деформациях), выборочной эрозией зоны разлома. Раздвиговая составляющая амплитуды на отдельных участках разлома достигала 60 км (грабен в бассейне верхнего течения р. Хор, выполненный палеоценовой свитой Кандахэ). Последсдвиговые вертикальные перемещения отчетливо устанавливаются по гипсометрическому положению верхнемеловых-палеогеновых эффузивных, вулканогенно-осадочных и осадочных образований. Они измеряются сотнями метров, а в отдельных местах – километрами. В настоящее время разлом, по-видимому, слабо активен – максимальные магнитуды толчков

в его зоне не превышают 2,5. Однако в результате трехлетних GPS наблюдений [109] получена оценка левостороннего смещения по разлому в приблизительно 1,5 мм в год и наличия растяжения на восток с втрое большей скоростью.

Одним из наиболее интересных участков Центрального Сихотэ-Алинского разлома является так называемый «Хорский клин» – узкий блок (75x7 км) пород, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, обнажающийся в бассейне верхнего течения р. Хор. В.И. Анойкин любезно предоставил нам возможность воспользоваться неопубликованными материалами его полевых работ 1977–78 гг. Согласно этим материалам (рис. 1.8), осевая часть Хорского клина сложена преимущественно очковыми биотитовыми силлиманитсодержащими гнейсами, кристаллическими сланцами, мигматитами, а также силлиманит-биотитовыми гнейсами, чередующимися с гранатовыми, полевошпатовыми и слюдястыми кварцитами. Периферическая часть клина представлена филлитами, метаалевролитами, метапесчаниками, альбит-актинолитовыми и двуслюдяными сланцами, кварцитами. Присутствуют тела и фрагменты тел габброамфиболитов и амфиболитов (последние, возможно, являются метаморфизованными эффузивами, входившими в состав стратифицированных толщ), гнейсовидных катаклазированных гранитов. По гранитам развиваются милониты и ультрамилониты. Все перечисленные образования слагают узкие тектонические блоки, границы которых обычно ориентированы субпараллельно сместителю или под острым углом к нему. Местами милонитизированы и осадочные породы перми и мезозоя в крыльях разлома. По данным Б.А. Иванова [56], большая часть первичных элементов в ультрамилонитах тонко размолота и имеет вид темной почти черной стекловатой массы, реликты первоначальной породы (гранитов) и кристаллы полевого шпата и кварца находятся в виде порфиорокластов. Ранее большинство исследователей, основываясь на высокой степени метаморфических преобразований пород, считало, что Хорский клин представляет собой выход на поверх-

Рис. 1.7. Выраженность Центрального Сихотэ-Алинского разлома в рельефе. Синтезированные цвета. Выделен участок локализации «Хорского клина»



ность докембрийского фундамента Сихотэ-Алинской складчатой системы. В настоящее время, вслед за В.И. Анойкиным, метаморфический комплекс принято датировать мелом.

Следует отметить, что южная часть Хорского клина на карте В.И. Анойкина (рис. 1.8) образует горст в осевой части грабена, выполненного свитой Кандахэ.

133. Кабули-Хорский разлом [14]. Протяженность 220 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

134. Верхнеанюйский разлом [14]. Представлен двумя разобщенными сегментами общей протяженностью 100 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

135. Анюйский разлом [6; 14]. Протяженность 465 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

136. Боленку-Пухийский (Восточно-Сихотэалинский) разлом. В осевой части зоны этого разлома выделяется серия сближенных взбросов с простираем 30–35° и падением на северо-запад под углом 70–75°, вытянутых более чем на 175 км. Амплитуда вертикальных перемещений по разлому непостоянна и достигает 2 км. К нему приурочены диатремы пикритов, мончицитов, дайки авгититов, эссексит-долеритов. Многочисленные опережающие дизъюнктивы достигают в длину 20 и более километров и представлены крутопадающими взбросами и сбросами, расчленяющими территорию на ряд грабенов и горстов [6].

Представлен двумя сегментами общей протяженностью 410 км.

137. Дабандинский разлом [14]. Протяженность 135 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

138. Хехцирский разлом [14]. Протяженность 225 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

139. Маноминский разлом [14]. Протяженность 205 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

140. Мухенский разлом [14]. Протяженность 125 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

141. Курский разлом. Положение Курского разлома на земной поверхности

по большей части трассируется долиной р. Кур. Максимальная ширина зоны его составляет 15 км; в северо-восточном направлении она постепенно сужается до 3 км. По-видимому, разлом продолжается далеко к северо-востоку, но за пределами хр. Мяо-Чан он полностью затушеван молодыми (неотектоническими) дизъюнктивами. На всем протяжении Курский разлом почти прямолинеен, что свидетельствует о крутом его залегании; это подтверждается и геофизическими материалами.

В пределах зоны динамического влияния Курского разлома выделяется система субпараллельных дизъюнктивов различной протяженности; наиболее хорошо прослеживаемый из них, локализованный примерно в осевой части зоны, по-видимому, соответствует магистральному разрыву. Поверхность его падает на северо-запад под умеренно крутыми (60–75°) углами. Все разрывы, входящие в зону Курского глубинного разлома, крутопадающие (до вертикальных); преимущественное направление падения – северо-западное.

Существование Курского разлома фиксируется как минимум с юры. На юрском этапе (по крайней мере, до поздней юры) зона разлома была поднята и являлась областью сноса. Нижнеюрские отложения (там, где они непосредственно примыкают к зоне разлома) имеют грубый, явно мелководный характер. В отложениях средней юры вдоль зоны Курского разлома линейными цепочками вытянуты места скопления остатков двустворок, видимо, фиксирующие древнюю береговую линию. То, что в домеловое время в пределах зоны Курского глубинного разлома господствовала обстановка сжатия, подтверждается и полным амагматизмом дизъюнктива в складчатом комплексе. Таким образом, Курский разлом по преобладающей амплитуде перемещений – глубинный взброс, существенно обновленный (со сменой амплитуды на сбросораздвиговую) на орогенном этапе развития, когда вдоль зоны его заложилась Западная грабен-синклиналь Мяо-Чанского вулканического прогиба, а позднее и Верхнекурский грабен. В то же время, широкое развитие вдоль зоны Курского разлома олистостромовых ком-

плексов может свидетельствовать о том, что по отдельным дизъюнктивам, являющимся составляющими глубинного разлома, происходили и надвиговые перемещения. Некоторые особенности рисунка геологических тел, распространенных в крыльях Курского разлома, позволяют говорить о том, что по зоне его на каком-то этапе развития (точно не устанавливаемом) осуществлялись и праводвиговые подвижки. Глубинный характер Курского разлома определяется как тем, что он пересекает всю толщу земной коры, так и очень большой длительностью (более 200 млн. лет, последние подвижки фиксируются в голоцене) его развития [50–52].

Протяженность 435 км.

Верхнекурский грабен протягивается на 85 км; ширина его меняется от 5 до 10 км. На всем протяжении в пределах осевой части грабена располагается долина р. Кур, на востоке часть грабена перекрыта Верхнекурской впадиной. Борты грабена, образованные крупными дизъюнктивами сбросораздвигового типа, входящими в систему Курского глубинного разлома, имеют ступенчатый характер, в связи с чем сам грабен является сложнотелескопированным сооружением. Наиболее опущенная осевая часть его имеет ширину около 2 км; именно она в настоящее время является грабен-долиной р. Кур. В западной половине грабена дно его практически горизонтально, в восточной – наклонено на северо-запад. Максимальная глубина опускания дна грабена в его осевой части достигает 1,5 км. Днище грабена расположено на абсолютных отметках 450–650 м. Асимметрия грабена подчеркивается тем, что плиоцен-нижне-неоплейстоценовые отложения Верхнекурской впадины на противоположных бортах залегают на различных высотах – от 520 м на юго-восточном борту до 720 м на северо-западном. Следовательно, минимальное относительное вертикальное перемещение по зоне Курского глубинного разлома в квартере составляет 200 м. Интересно то, что Верхнекурский грабен имеет обращенный характер – в значительной своей части он заложен на месте осевой горст-антиклинали Янканской антиклинальной зоны. Это говорит о резкой смене кинематического

типа Курского разлома (с преимущественно взбросового на сбросораздвиговый) в начале кайнозоя [50–52].

142. Амуро-Гижигинский разлом [101]. Протяженность 45 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

143. Гурский разлом. Разлом преимущественно субширотного простирания, имеющий сложное строение. В западной части (субширотный отрезок) извилистая конфигурация разлома, а также «ныряние» апт-альбских слоев под юрско-раннеберисские свидетельствуют о существовании взбросонадвиговой компоненты (возможно, преобладающей на данном участке) перемещений. В полосе шириной 4–6 км в обоих крыльях разлома породы имеют устойчивое падение на юг и юго-запад под углами 20–60°. Вблизи разлома породы заметно рассланцованы. Раннемеловые гранитоиды, также как и гарцбургиты и габброиды, в прилегающей к разлому полосе шириной до 4 км интенсивно рассланцованы и милонитизированы. Зоны рассланцевания имеют устойчивые падения на юг под углами 30–70°. Восточнее, в верховьях р. Мули, выявлены многочисленные дизъюнктивы и мощные (шириной в сотни метров) зоны рассланцевания с устойчивыми северо-западными простираниями. Сланцеватость имеет крутые (до вертикальных) падения на юго-запад, штриховки на поверхностях скольжения соответствуют сдвиговым и сдвиговзбросовым перемещениям. Между этими двумя участками по ориентировке шарниров микроскладок волочения движения реконструируются как преимущественно взбросовые и сдвиго-взбросовые [25].

Авторы Карты... [60] считают, что этот разлом является кайнозойским сбросом III порядка, поверхность сместителя которого падает на север.

Протяженность 185 км.

144. Западно-Приморский разлом. Разлом субмеридионального простирания, отделяющий Западно-Приморскую структурно-формационную зону от Муравьевско-Дунайской и Гродековской. Изучен крайне недостаточно и неравномерно; фиксируется в виде отдельных зон милонитизации и разгнейсования, а также по смене фаций и

степени дислоцированности пермских отложений. Только в западном крыле разлома распространены поздне триасовые вулканы и юрские интрузивные образования гвоздевого комплекса [4; 8].

Протяженность 255 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

145. Дальнереченский разлом [8]. Протяженность 55 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

146. Среднебикинский разлом. Вероятно, является северным продолжением Арсеньевского разлома и также разделяет Центральную и Малиновскую зоны Сихотэ-Алинской складчатой системы. Это сочленение происходит не по одной четкой структурной линии, а представляет собой зону субпараллельных надвигов шириной до 20 км, по которым образования Центральной зоны шарьированы на структуры Малиновской. В целом надвиги наклонены на юго-восток под углами 30–40°. В основании шарьяжных пластин обычно фиксируются зоны тектонического меланжа мощностью 50–150 м. Время функционирования разлома такое же, как и у Арсеньевского – образовался он в позднем палеозое и продолжал существовать в мезозое и кайнозое. Зафиксировано надвигание юрских отложений на эоценовые угленосные слои Среднебикинской впадины [8].

Протяженность 250 км.

147. Кабаргинский разлом. Этот разлом, разделяющий Матвеевскую и Нахимовскую структурно-формационные зоны, большей частью перекрыт четвертичными отложениями. Морфологически представляет собой взброс, местами переходящий в надвиг, по которому метаморфические образования Нахимовской зоны надвинуты на относительно слабо метаморфизованные отложения Кабаргинской зоны. Зона разлома наклонена на юг под углами 40–60° и представлена висячем боку участками интенсивного дробления, милонитизации в гнейсах мощностью 10–15 м, а в лежащем – расланцеванием, гофрировкой терригенных отложений. К зоне разлома приурочены гранитные массивы орловского комплекса, поэтому время его заложения можно отнести

к раннему палеозою, а позднее он, вероятно, активизировался неоднократно [4; 8].

Протяженность 75 км.

148. Среднеханкайский разлом. Является граничной структурой между Матвеевской и Малиновской структурно-формационными зонами Ханкайского массива; выделен по геофизическим и общегеологическим данным. В гравитационном поле он трассируется цепочкой локальных минимумов, которые, видимо, связаны с гранитными массивами. На уровне эрозионного среза разлом представляет собой плутоническую зону шириной 10–20 км, в которой сконцентрированы многие интрузивы шмаковского и практически все массивы бельцовского, синегорского и троцкого комплексов. Эта зона разнонаправленными дизъюнктивами разбита на большое количество блоков, испытавших значительные вертикальные смещения. О тектонической раздробленности и, следовательно, проницаемости зоны Среднеханкайского разлома свидетельствует огромное количество даек разного состава. Весьма обычны дайковые поля, где дайки мощностью в 1–20 м чередуются с такими же интервалами вмещающих пород. Заложился разлом предположительно в позднем палеозое, продолжал функционировать вплоть до кайнозоя; максимальная активизация движений по нему фиксируется для карбона, перми и мела [4; 8].

Судя по приведенному описанию, это – преимущественно раздвиг. Кабаргинским разломом разделен на 2 сегмента суммарной протяженностью 193 км.

149. Арсеньевский разлом. Является границей крупных геоблоков с существенно различным строением и геологической историей, разделяя Малиновскую структурно-формационную зону деформированного чехла Ханкайского массива и Центральную зону Сихотэ-Алинской складчатой системы. По данным сейсмического зондирования, земная кора по Арсеньевскому разлому к востоку от него опущена на 2,5 км, мощность «базальтового» слоя уменьшается на 5 км [4; 8].

Сведения о морфологии разлома и характере перемещений вдоль него весьма противоречивы. По мнению авторов ран-

них геологосъемочных работ (А.И. Бурдэ, 1953 г.; В.О. Соловьев, 1960 г.; Л.А. Неволин, 1963 г.), на своем южном участке он трактуется как левосторонний взбрососдвиг с горизонтальной амплитудой перемещений 10 км и вертикальной до 4 км. В понимании И.И. Берсенева это – крупный надвиг с горизонтальным смещением Центральной структурно-формационной зоны на 20–25 км в северо-западном направлении, где последняя перекрывает Даубихинскую зону (Г.С. Белянский и др., 2011 г.). В современной трактовке это – крутой (70°) взброс с элементами правого сдвига, наклоненный на юго-восток. Зона разлома мощностью до 1 км сложена милонитами и катаклазитами, висячем боку породы Центральной структурно-формационной зоны интенсивно расланцованы. Как граничная разрывная структура Арсеньевский разлом, вероятно, заложился в позднем палеозое, продолжал активно функционировать в мезозое и кайнозое. В современном эрозионном срезе по разлому граничат пермские, триасовые и юрские разновозрастные, но формационно совершенно различные отложения. В кайнозое вдоль него сформировались угленосные депрессии [8].

Протяженность 235 км.

150. Самаркинский разлом. Разделяет Хорско-Ариадненскую и Самаркинскую подзоны Центральной структурно-формационной зоны, представляя собой надвиг с падением плоскости сместителя на юго-восток под углами 35–45°. Первичные надвиговые движения осложнены более поздними взбросо- или сбрососдвигами. Вещественным выполнением зоны разлома служит шавкуновский комплекс динамометаморфитов шириной до 3 км. Переходы от динамометаморфизованных пород в неизменные висячем боку постепенные, в лежащем – резкие. Разлом, вероятно, соскладчатый, раннемеловой [8].

Протяженность 105 км.

151. Партизанский разлом. Является границей между Сергеевской и Партизанской структурно-формационными зонами; на большей частью трассируется долиной р. Партизанка. В местах, доступных наблюдению, представлен зоной (шириной

до 0,8 км) интенсивной милонитизации и расланцевания пород. Кинематически это левый сдвиг, горизонтальная амплитуда которого, судя по смещению блоков Партизанской зоны, составляет не менее 20 км. Разлом сопровождается многочисленными опережающими сдвигами и надвигами. Время функционирования разлома определяется в диапазоне поздняя пермь – поздний мел [4; 8].

Протяженность 165 км.

152. Кривинский разлом. Представляет собой надвиг, по которому метагабброиды Сергеевского массива надвинуты на мезозойские отложения Кривинской подзоны. Зона разлома выполнена динамометаморфитами шайгинского комплекса мощностью от 0,1 до 1 км. Разлом расчленен меридиональными разрывами на серию фрагментов. Время функционирования разлома, определяемое возрастом шайгинского комплекса, – ранний мел [4; 8].

Протяженность 105 км.

153. Фурмановский разлом. Изучен слабо и только на отдельных участках. Разлом разделяет Восточную и Прибрежную структурно-формационные зоны Сихотэ-Алинской складчатой системы. Морфологически это левосторонний взбрососдвиг. Он сопровождается серией сближенных субпараллельных или же кососекущих дизъюнктивов, часто переходящих в надвиги. Последние наиболее широко представлены в северной части Прибрежной зоны, где зафиксированы пакеты шарьяжных пластин шириной в несколько километров. Плоскости надвигов наклонены на юго-восток под углами 10–50°. Предполагается, что разлом заложился в позднем палеозое, а завершились движения по нему в альбе [8].

Зона разлома частично перекрыта меловыми вулканитами. Протяженность более 150 км.

154. Бикинская и Южно-Приморская (170) группы разломов. Эти группы разломов пересекают Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс почти поперек его простираения. В обеих группах трудно выделить главный дизъюнктив. Представляют собой зоны сближенных запад-северо-западных или субширотных

разломов шириной порядка 30 км, прослеживающиеся от побережья Японского моря на запад до Центрального Сихотэ-Алинского разлома. Все входящие в них дизъюнктивы имеют сбросовый характер и выражены зонами брекчированных пород мощностью в десятки метров. С этими зонами связаны поздне меловые и кайнозойские вулканотектонические структуры, а также кайнозойские впадины, выполненные терригенными угленосными отложениями [8].

Суммарная протяженность дизъюнктивов Бикинской группы – 335, Южно-Приморской – 100 км.

155. Алчанский разлом. Ограничивает с северо-запада Малиновскую структурно-формационную зону и перекрывающие её меловые образования. большей частью он перекрыт кайнозойскими отложениями, поэтому изучен недостаточно. По имеющимся отрывочным данным разлом в целом, видимо, аналогичен Среднебикинскому с той лишь разницей, что шарьирование происходило в юго-восточном направлении, т.е. на Малиновскую зону [8].

Среднебикинским разломом разделен на 2 сегмента общей протяженностью 260 км.

156. Колумбинский разлом [8]. Разломы Бикинской зоны отчленяют небольшой южный сегмент Колумбинского разлома. Общая протяженность разлома 450 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

157. Извилистый разлом [8]. Протяженность 100 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

158. Меридиональный разлом. Представляет собой левый сдвиг протяженностью около 200 км с амплитудой перемещений 25–35 км на юге и 7–10 км на севере. На юге он сочленяется с Центральным Сихотэ-Алинским разломом, являясь по сути его опережающим, на севере обрезан Дальнереченским разломом. Меридиональный разлом выражен зонами расланцевания, милонитизации, дробления пород шириной до 3 км [4; 8].

Меридиональный разлом отчетливо выражен в рельефе. Самые молодые структурно-вещественные комплексы, в полной мере испытавшие движения по разлому –

сенон-кампанские вулканиты. Зона интенсивно перетертых пород главной поверхности сместителя разлома мощностью до 200 м сложена милонитами и тектонической глиной, мощность тектонических брекчий и катаклазитов в ее обрамлении на отдельных участках достигает 3 км. Структура зоны разлома чрезвычайно сложная. Среди многочисленных опережающих дизъюнктивов преобладают взбрососдвиги северо-восточного простирания и малоамплитудные надвиги. Наиболее поздний четко фиксируемый мощный импульс смещения блоков верхней юры по разлому приходится на послекампанское время. О сравнительно молодом (возможно, кайнозойском?) времени последних мощных движений по разлому свидетельствуют сохранившиеся реликты тектоногенного стиля современного рельефа (Г.С. Белянский и др., 2011 г.).

159. Южно-Удский разлом. Этот дизъюнктив является восточным окончанием Северо-Тукурингского глубинного разлома. В гравитационном и магнитном полях разлом выражен достаточно резкими ступенями. На поздних этапах развития он проявлен как надвиг с южным падением поверхности сместителя. Сочленение Улигданского и Южно-Удского разломов обуславливает характерную клювообразную форму самого южного выступа Сибирской платформы и резкое сужение Монголо-Охотской складчатой системы в бассейне р. Шевли [46]. Входит в систему краевого шва юго-восточной части Сибирской платформы [41].

Протяженность 200 км.

160. Эльдиканский и Нотторский (161) разломы [60]. Разломы II порядка, не выходящие на дневную поверхность и предполагаемые по геолого-геофизическим данным. Время заложения – архей. Проявлены как в складчатом основании Сибирской платформы, так и в ее осадочном чехле, включая орогенный комплекс [60]. Эльдиканский разлом представлен несколькими сегментами общей протяженностью 445 км; протяженность Нотторского разлома – 255 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

162. Алданский разлом. Разлом I порядка, не выходящий на дневную поверх-

ность. Выделяется предположительно по геолого-геофизическим данным. Заложился в архее. Предполагается, что разлом проявлен и в складчатом основании Сибирской платформы, и в чехле, включая орогенный комплекс [60].

Протяженность 215 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

163. Зона разломов Нэньцзян. Включает серию сбросов III порядка, падающих на юго-восток. Были активны в палеозое и мезозое [60].

Протяженность 330 км.

164. Среднеамурский разлом [103]. Протяженность 45 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

165. Бирский разлом (по Н.Н. Петрук с соавторами [91]), **Сюньхе-Бирский** (по авторам Геологической карты... [19]) контролирует размещение Лиственничной вулкано-тектонической структуры и сопровождается системой оперяющих разломов, выраженных зонами (до 10 м) дробления. Он смещает восточную часть Хингано-Олонойской вулкано-тектонической структуры на 10 км, т.е. является правосторонним сдвигом. В миоцене разлом проявлен как сброс со сброшенным южным крылом. В настоящее время он выражен протяженной сквозной долиной Хинган-Кимкан-Бира. Современная кинематика разлома изучалась на Амуро-Зейском геодинамическом полигоне в GPS-пункте «Сутара». Установлено, что Бирский разлом действует в режиме сдвига надвига, активный северный блок смещается на юго-запад со скоростью 2,6 мм/год [91].

Протяженность 190 км.

166. Помпеевский разлом (по Н.Н. Петрук с соавторами [91]), **Биджанский** (по авторам Геологической карты... [19]). Правосторонний сбрососдвиг; контролируется катаклазированными и метасоматически измененными породами. Судя по отчетливому смещению гравитационных и магнитных аномалий, амплитуда горизонтального перемещения по нему составляет 55–57 км, вертикального – не менее 2 км.

Протяженность 160 км [91].

167. Нинни-Сагаганский разлом. Этот разлом, по-видимому, является составляю-

щим зоны Южно-Тукурингского глубинного разлома. В современном эрозионном срезе он выглядит как взброс с приподнятым южным крылом. На участках, доступных изучению, он сопровождается зонами рассланцевания, дробления и милонитизации шириной 1–2 км. К разлому приурочены дайки риолитов, все они локализованы в южном крыле разлома. Породы в зоне разлома подверглись гидротермальным изменениям (карбонатизация, хлоритизация), несут признаки сульфидной минерализации. Наиболее широко катакластические изменения проявлены в раннепалеозойских и раннемеловых гранитоидах, локализованных в южном крыле разлома, где они также иногда графитизированы. В раннемеловое время амплитуда перемещений достигала 5 км [54].

Протяженность 255 км.

168. Хумахэ-Депский разлом. Левый сдвиг [19]. Протяженность 240 км.

169. Махэ-Ольгинский разлом. Левый сдвиг [19]. Представлен двумя сегментами общей протяженностью 230 км.

171. Разлом Итунь-Илань (по Н.Н. Петрук с соавторами [91]), **Илань-Итун**, по Г.Л. Кирилловой с соавторами [64]), **Ишу-Харпийский**, по А.Ф. Васькину с соавторами [14]). Входит в систему Тан-Лу и по основному кинематическому типу является левым сдвигом. Заложился в палеозое. Активизация системы разломов Тан-Лу в поздне-меловое-кайнозойское время обусловило формирование Тан-Лу-Охотской рифтовой системы, частью которой является Среднеамурский осадочный бассейн. Для разломов отчетливо устанавливается сдвигораздвиговый характер перемещений [64]. Разломы Чанчунь и Итунь-Илань контролируют положение Хингано-Олонойского и Сутарского вулканических прогибов. Это крутопадающие сбросы, трассирующиеся дайками, зонами дробления и катаклаза [91].

Поперечными разломами разбит на звенья, суммарная протяженность – 680 км. Непосредственным продолжением разлома Итунь-Илань является Приамурский (Киселевский) разлом (**115**).

172. Верхнениманский разлом [14]. Взброс. Протяженность 125 км.

173. Амурский разлом. Надвиг, угол падения плоскости сместителя не превышает 30–40°. Протяженность 275 км. Близширотные Константиновский, Бирский и северо-западный Амурский глубинные разломы ограничивают коровый Зея-Амгунский блок. Возникновение Амурского разлома связано с изгибом Пограничной гравитационной ступени. Четвертичная активность его подтверждается геоморфологическими факторами: антецедентными участками долины р. Амур, рядом сквозных долин малых рек и т. д. Фрагменты разлома подчеркнуты линейными корами выветривания. Вдоль всей зоны дизъюнктива изливаются родники с дебитами до 15 л/сек, среди которых немало восходящих. Вода в них часто желтая или опалесцирующая, с температурой до 20°, что свидетельствует о тепловом потоке по разлому. По результатам атмогеохимических исследований, широкая (5–7 км) зона Амурского разлома проницаема для гелия, водорода и углекислого газа. Более мелкие северо-восточные нарушения, оперяющие его, проницаемы только для водорода. Время активизации Амурского разлома, когда он проявлен как взбросо-надвиг с активным Амуро-Зейским блоком, ограничено голоценом [91].

174. Шимановский разлом [91]. Протяженность 295 км. Сведения о кинематике отсутствуют.

175. Свободненский разлом. Знакопеременный сброс. Протяженность 345 км. Был активен еще в палеоцене – к нему приурочено экструзивное тело трахиандезитов с возрастом 58 млн лет. В миоцене подвижки по этому разлому и оперяющим его второстепенным нарушениям привели к заложению Сапроновской впадины. На рубеже неогена и квартера был поднят южный блок, что обусловило резкое сужение палеодолины р. Амур. В настоящее время он трассируется прямолинейными участками долин рр. Мал. Пера, Бирма и Томь, цепью высокодебитных родников и повышенной водообильностью водозаборных скважин. Температура воды в колодцах до 9° при обычной в регионе 2–3°. В августе 2008 г. на окраине Свободного сошел сель, приведший к человеческим жертвам. Судя по гео-

логическим данным, Свободненский разлом на протяжении своей кайнозойской истории действовал в режиме раздвига [91].

176. Ромненский разлом. Протяженность 180 км, сведения о кинематике отсутствуют. Второстепенные широтные и северо-западные дизъюнктивы, оперяющие разлом и образовавшиеся в условиях сжатия, в кайнозойе представлены сбросами [91].

177. Западнотуранский разлом. Докайнозойская кинематика не известна. На современном этапе является взбросонадвигом со взброшенным восточным крылом, надвигающимся на юго-запад со скоростью 1,4 мм/год. Он ограничивает аккумулятивную область Амуро-Зейской группы прогибов и впадин, активизированную в миоцене. Западнее разлома в миоцене, во время вулканотектонической активизации, начался рост горных хребтов Турана и Малого Хингана. Четвертичная активность определяется для фрагментов дизъюнктива по прямолинейным участкам рек и перевалам их сквозных долин [91].

Протяженность 205 км.

178. Туранский разлом [91]. Протяженность 250 км, сведения о кинематике отсутствуют.

179. Завитинский разлом [91]. Протяженность 225 км, сведения о кинематике отсутствуют.

180. Константиновский разлом. Сброс со сдвиговой составляющей. Является составной частью субширотного Сюньхэ-Бирского пояса; в докайнозойе, видимо, вместе с Бирским и Сюньхэ разломами входил в единую систему, по которой на рубеже юры и мела Амуро-Зейская группа прогибов была отделена от впадины Сунляо. Кинематика разлома ярко проявлена в кайнозойе. Он ограничивает с юга блок обращенных поднятий. На поднятиях в завитинской, цагаянской и дармаканской свитах постоянны крутопадающие зеркала скольжения. Это свидетельствует о взбросовых подвижках по разлому в палеогене. Наиболее активным взброшенным блоком был южный, где под воздействием сил сжатия, направленных с юго-запада на северо-восток, начали формироваться хребты Малого Хингана, разделившие впадины Амуро-Зей-

скую и Сунляо. Северный блок в палеогене – первой половине миоцена совершал вертикальные колебательные движения. Оперяющие северо-восточные дизъюнктивы функционируют как сбрососдвиги с горизонтальным смещением осевой плоскости Константиновского разлома и отдельных поднятий на расстояние до 20 км.

Современная кинематика разлома изучалась в 2001–2003 гг. на локальном полигоне, расположенном в с. Константиновка, в составе Амуро-Зейского геодинамического полигона. Поводом для создания локального полигона послужило то, что на территории села происходили выделения глубинных газов различного состава, а также деформации зданий и сооружений. Рассчитанные скорости относительных деформаций составляют 25–80 мм/год. Видимо, они связаны с активными горизонтально действующими тектоническими силами, передающимися от кристаллического фундамента Зейско-Буреинской впадины. По сейсмологическим данным, землетрясения являются коровыми. Оси сжатия в их очагах имеют субширотную ориентировку, оси растяжения – меридиональную. Это предполагает левосторонние сдвиговые или сбрососдвиговые смещения по локальным широтным нарушениям Сюньхэ-Бирского пояса, включая и Константиновский разлом, и правосторонние сдвиговзбросы по оперяющим разрывам северо-восточного простирания.

К сочленению субширотных и северо-восточных разломов приурочено Константиновское месторождение минеральных вод. В долине р. Гильчин обнаружена зона трещиноватости с аномальной проницаемостью для водорода. В верховьях реки происходит скачкообразное уменьшение глубины залегания первого от поверхности водоносного горизонта. В зонах северо-восточных разломов повышается водообильность родников и скважин, температура воды в родниках и колодцах. Вода часто опалесцирует, имеет тухлый запах. В сентябре 2009 г. в Хинганском заповеднике в озере поймы р. Амур, приуроченном к осевой части Константинов-

ского разлома, произошел массовый замор рыбы из-за отравления фенолом, который встречается в смолистых нефтях – это позволяет рассматривать разлом как современную нефтеподводящую структуру [91].

Протяженность 235 км.

181. Разлом Чанчунь. Левый сдвиг, входящий в систему Тан-Лу. Протяженность 95 км. Разломы Чанчунь и Итунь-Илань контролируют положение Хингано-Олонойского и Сутарского вулканических прогибов. Это крутопадающие сбросы, трассирующиеся дайками, зонами дробления и катаклаза [91].

182. Березовский (95 км), 183 – Самарский (60 км), 184 – Левомпеевский (60 км) разломы ограничивают выступы фундамента Буреинского прогиба. В пределах Среднеамурской впадины они скрыты под четвертичными отложениями. Амплитуды вертикальных перемещений по этим разломам превышает 2,5–3 км [91].

185. Дитурский разлом. Знакопеременный сдвиг с преобладанием правосторонних смещений. Протяженность 120 км. Контролирует миоценовую структуру Преображенского рифтогена. Активен и по настоящее время, о чем свидетельствует его высокая насыщенность четвертичными дислокациями тектонической и сейсмогенной природы. Разлом трассируется мощными и обширными аллювиально-пролювиальными шлейфами, сопровождается структурно-денудационным рельефом. Южнее, в пределах КНР, в зоне Дитурского разлома известны эпицентры землетрясений с магнитудой до 5,5. Сохранности Преображенской рифтогенной структуры способствует медленный характер сдвиговых дислокаций, сопоставимый со скоростью эрозионных и седиментационных процессов. Моделью знакопеременного сдвига объясняется и большая ширина зоны Дитурского разлома (до десятков километров). К разлому приурочены источники пресных вод с дебитами 7–80 л/сек, в том числе незамерзающие, что свидетельствует о постоянном тепловом потоке по нему [91].

ОСНОВЫ ТЕОРИИ МАСШТАБНЫХ ПРОСТРАНСТВ

При исследовании сложных сигнальных последовательностей часто возникает задача, связанная с выделением их структур, т.е. частотных характеристик, инвариантов, связей между ними. Но если в пределах одной и той же технологии выделения структур использовать некую сигнальную последовательность с различными уровнями детализации, результаты на выходе могут отличаться. То есть, к примеру, больше деталей в сигнале обеспечит более выраженное присутствие высокочастотной компоненты в выделенной структуре по сравнению с огрубленной сигнальной последовательностью, где, соответственно, будут доминировать низкочастотные составляющие. Когда отличия существенные, возникает возможность использовать их как взаимодополняющие конструкции, позволяющие строить максимально полное представление о характере исследуемого сигнала.

Введем термин «масштаб», не в классическом понимании этого слова, как отношение единиц измерения на карте к единицам измерения пространства, а как величину, характеризующую детализацию сигнальной последовательности, т. е. масштаб следует понимать в контексте точности представленной информации. В литературе иногда используется термин «внутренний масштаб», который можно оценивать как количество деталей (локальных экстремумов) на единицу объема; тогда минимально возможное расстояние между ними будет соответствовать квадратному корню некоей величине t , которая имеет собственное название: «параметр масштаба». Следовательно, исследуемый n -мерный сигнал рассматривается в расширенном пространстве размерности $n+1$, где параметр масштаба занимает дополнительное измерение. Такое

«расширенное» пространство определяется как масштабное.

Возникает вопрос, каким образом исходную информацию можно преобразовать так, чтобы детализация при огрублении (увеличении масштаба) монотонно уменьшалась, не создавая при этом новых особенностей. Наиболее очевидным и естественным было воспользоваться физическим процессом диффузии, когда концентрации вещества в некий момент времени t ставится в соответствие величина исследуемого сигнала L в масштабном пространстве с параметром масштаба t . По этой причине время в уравнении диффузии (теплопроводности) и масштаб в нашей теории обозначается одним знаком.

Сделаем небольшой экскурс в историю. В 1983 г. Эндрю Виткином [134] был предложен метод обработки 1-мерных сигнальных последовательностей сверткой с ядром Гаусса и введен термин «масштабное пространство» («Scale-space»), и год спустя Кендеринк [124] показал справедливость этого метода для 2-мерного случая, в частности, для обработки растровых изображений. Следующим шагом было определение оператора «ядра производной Гаусса» («Gaussian derivative kernel») и мультимасштабного представления, основанное на гауссовых производных, которое было предложено Кендеринком и ван Доорном [125] в качестве возможной модели для первичной обработки видеoinформации, т.е. описания механизма зрения, как для биологических объектов, так и для искусственных. Ради справедливости следовало бы отметить, что первая работа на эту тему появилась в Японии в 1962 г. [120], но, т.к. у статьи не было перевода на какой-либо из европейских языков, «западным» исследователям она была недоступна.

Таким образом, теория масштабных пространств явилась результатом исследований применения диффузии к n -мерным сигнальным последовательностям (в частности, к любым 2-мерным изображениям), где формально доказаны очень важные и уникальные свойства решений уравнения диффузии. В частности, между элементами масштабного пространства (назовем их масштабными представлениями исходной n -мерной сигнальной последовательности масштаба t) выполняются следующие условия: минимальные расстояния между особыми точками будут находиться в прямой зависимости от величины масштабного параметра и при его увеличении детализация будет монотонно уменьшаться, не создавая новых особенностей – т.е. локальные экстремумы могут блуждать друг относительно друга и в конечном итоге взаимно уничтожаться (аннигилировать), но никогда не будут порождены новые. Это свойство гарантирует отсутствие ложных структур при исследовании сигнальных последовательностей.

Сегодня теория масштабных пространств является одной из базовых для построения более широкой теории компьютерного зрения, а благодаря своей проработанности и простоте реализации она находит применение и в смежных областях знания. В частности, в настоящей работе рассматривается методика выделения структур рельефа по данным их цифровых моделей.

2.1. ЦИФРОВАЯ МОДЕЛЬ РЕЛЬЕФА (ЦМР)

Под цифровой моделью рельефа принято понимать 3-х мерный объект на регулярной 2-х мерной сетке, где каждой ячейке с координатами (x, y) ставится в соответствие величина $f(x, y)$ – высота (чаще всего в метрах). Если существует географическая привязка, то каждая точка (x, y) имеет реальные географические координаты в единицах измерения привязки и, соответственно, расстояние между центрами соседних ячеек (пикселей) принято называть пространственным разрешением в географических единицах измерения. Строго говоря, ЦМР без привязки не имеет смысла, т. к. ее

единственная задача – поставить в соответствие набор точек со своими координатами их среднему значению высот в пределах пространственного разрешения. И это идеальный случай. В реальности же получить точную и чистую модель очень дорого, т.к. необходимо не только не допустить выход за пределы погрешности по горизонтальным и вертикальным компонентам, но и шумов в виде неестественных локальных выбросов (такое происходит из-за неаккуратной съемки или обработки исходного материала).

Следует отметить, что цифровые модели могут строиться и на нерегулярной сети, это векторная форма записи ЦМР, где каждый узел характеризуется 3-х мерными координатами (x, y, z) и имеет собственное название «Триангуляционная Нерегулярная Сеть» («Triangulated Irregular Network», TIN). Существуют процедуры конвертирования, основанные чаще всего на различных видах интерполяции между растровой моделью на регулярной сети и TIN на нерегулярной. Так как предметом нашего исследования является растровая модель, не будем углубляться в подробности TIN.

Даже если цифровая модель построена и удовлетворяет всем требованиям по точности и зашумленности, следует различать два типа моделей: рельефа и поверхности. Если ЦМР – это набор высот поверхности (грунта) планеты над уровнем моря, то «цифровая модель поверхности» – это максимальные отметки высот всего, что на поверхности находится (растительность, искусственные строения). Каждая модель лучше или хуже выполняет разного рода задачи; разумеется, для геологических задач наиболее подходящей должна быть модель рельефа без каких-либо дополнений.

Рассмотрим подробнее, чем являются исходные материалы и как строятся ЦМР. Рабочим материалом для исследований и обработки служили цифровая модель рельефа SRTM03, которая построена по радиолокационным снимкам Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), и Aster GDEM (Global Digital Elevation Model) на базе стереопар Aster.

Распространяемые данные SRTM03 имеют следующие характеристики: размер

ячейки 3"х3" арксекунды на пиксель, что соответствует примерно 90 м/пиксель на экваторе и 60–70 м/пиксель для средних широт; проекция Lat/Lon на эллипсоиде WGS84 (World Geodetic System 1984) с исходной отметкой над уровнем моря, определяемой гравитационной моделью Земли EGM96 (Earth Gravitational Model). Абсолютные погрешности горизонтального позиционирования и высоты для Евразийского континента составляют 8.8 м и 6.2 м, соответственно. Данные кодируются 16 битами, что позволяет представлять весь набор высот от 0 до 65535 м с дискретностью 1 м. Съемка SRTM велась в пределах от 56° ю.ш. до 60° с.ш..

Aster GDEM обладает почти теми же характеристиками, за исключением размера ячейки и точности. Ячейка – 1"х1" арксекунды на пиксель, примерно 30 м/пиксель на экваторе и 20 м/пиксель для средних широт. С точностью до 17 м по вертикали попадает 95% отметок высот при пространственном разрешении по горизонтальным компонентам 75 м. В отличие от радиолокационной съемки SRTM, где его ЦМР является моделью высот грунта над уровнем моря, Aster GDEM – это модель поверхности максимальных высот (не модель рельефа в дословном понимании этого слова), т.к. она строилась по стереопарам оптического диапазона. Соответственно, все города, трубы, дороги, просеки в лесах присутствуют в этой модели, что может мешать в интерпретации результатов анализа. Но это может оказывать влияние только при исследованиях с очень высоким уровнем детализации, все-таки линейные размеры различного рода дислокаций и искусственных или биологических образований несопоставимы, и эта проблема теряется на фоне другой – зашумленности. Для ослабления уровня шумов до приемлемого, необходимы дополнительные процедуры очистки и огрубления до трех арксекунд на пиксель пространственного разрешения (60–90 м в ячейке). После этого детализация становится сопоставимой с ЦМР SRTM03, а точность хуже, и не все шумы удается удалить. Тем не менее, Aster GDEM может быть полезен для исследова-

ования приполярных областей (зона покрытия +/- 83°).

Отдельно хочется отметить, что выборочные исследования подробных ЦМР с пространственным разрешением 20–30 метров на пиксель показали неудовлетворительные результаты по сравнению с более грубыми моделями рельефа. Это объясняется не только растительным покровом (если речь идет о стереопарах), но и слишком высокой детализацией приповерхностных деформаций рельефа, которые создают слишком много шумов, от которых можно избавиться только методом огрубления. Учитывая тот факт, что поиск минимально возможных дислокаций – это поиск объектов с линейными размерами не менее километра, можно сделать оценку, что 90 м в пикселе ЦМР является почти идеальным пространственным разрешением для этой задачи.

2.2. ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ТЕОРИИ МАСШТАБНЫХ ПРОСТРАНСТВ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ ОБРАБОТКИ ИСХОДНОГО ИЗОБРАЖЕНИЯ

Прежде всего, введем несколько определений. Необходимо оговориться, что все дальнейшие положения справедливы для пространств любой конечной размерности, но в нашем случае задача сводится к выявлению структурных особенностей рельефа – поверхности, где каждой точке с координатами (x, y) поставлена в соответствие ее высота $f(x, y)$. Для любого непрерывно дифференцируемого и интегрируемого отображения $f: \mathbb{R}^2 \rightarrow \mathbb{R}$ существует множество $L: \mathbb{R}^2 \times \mathbb{R}_+ \rightarrow \mathbb{R}$, которое будем называть *масштабным представлением* (изображением) f , определенным как [134; 124; 125; 127; 139]:

$$L(x, y; t) = (g \otimes f)(x, y; t) = \int_{(\xi, \eta) \in \mathbb{R}^2} f(x - \xi, y - \eta) g(\xi, \eta; t) d\xi d\eta$$

где \otimes – оператор свертки, $g: \mathbb{R}^2 \times \mathbb{R}_+ \rightarrow \mathbb{R}$ – ядро свертки Гаусса на расширенной плоскости $g(x, y; t) = \frac{1}{2\pi t} e^{-\frac{x^2 + y^2}{2t}}$, $t > 0$, и t – пара-

метр масштаба. То-есть, результат свертки $L(x, y; t)$ – это масштабное представление поверхности $f(x, y)$ с коэффициентом масштаба t . Иногда говорят: слой (Layer) в масштабном пространстве параметра t . При $t=0$ ядро свертки превращается в импульсную функцию и $f(\cdot) = g(\cdot; 0) \otimes f(\cdot)$, т.е. поверхность остается неизменной в результате такой операции.

Множество $L(x, y; t)$ является одним из решений линейного уравнения диффузии (теплопроводности), где роль параметра времени t в нашем случае играет параметр масштаба

$$\partial_t L = \frac{1}{2} \Delta L = \frac{1}{2} (\partial_{xx} + \partial_{yy}) L$$

с начальным условием $L(x, y; 0) = f(x, y)$. Это одно из широко используемых и хорошо исследованных дифференциальных уравнений в физике, что позволяет нам наглядно представлять процесс сглаживания сигнала (диффузию компонентов) по отношению к масштабу (времени), и аналитически описывать и просчитывать характеристики обрабатываемого сигнала.

Заметим, что в результате операции свертки двух элементов, когда оба являются ядрами Гаусса, сформируется третий элемент, который также будет ядром Гаусса и будет принадлежать исходному множеству:

$$g(\cdot; t_1 + t_2) = g(\cdot; t_1) \otimes g(\cdot; t_2), \quad t_1, t_2 > 0$$

Тогда можно видеть, что множество гауссовых ядер $g(\cdot; t), t > 0$, с бинарной операцией свертки \otimes является коммутативной полугруппой, т.е. выполняются условия:

$$\text{ассоциативность: } (g(\cdot; t_1) \otimes g(\cdot; t_2)) \otimes g(\cdot; t_3) = g(\cdot; t_1) \otimes (g(\cdot; t_2) \otimes g(\cdot; t_3))$$

$$\text{коммутативность: } g(\cdot; t_1) \otimes g(\cdot; t_2) = g(\cdot; t_2) \otimes g(\cdot; t_1)$$

и для любого масштабного представления справедливо следующее равенство:

$$\begin{aligned} L(x, y; t_2) &= g(x, y; t_2) \otimes f \\ &= (g(x, y; t_2 - t_1) \otimes g(x, y; t_1)) \otimes f \\ &= g(x, y; t_2 - t_1) \otimes (g(x, y; t_1) \otimes f) \\ &= g(x, y; t_2 - t_1) \otimes L(x, y; t_1), \quad (t_2 > t_1 > 0) \end{aligned}$$

Следовательно, каждый элемент масштабного представления $L(x, y; t_2)$ можно по-

лучить как сверткой ядра $g(x, y; t_2 - t_1)$ по отношению к предыдущему преобразованию $L(x, y; t_1)$, так и прямой сверткой $g(x, y; t_2)$ по отношению к функции $f(x, y)$. Это дает свободу выбора при построении фильтров различных масштабов и позволяет контролировать величину масштаба конечного результата в ходе последовательных (комплексных) преобразований.

Следует обратить внимание на то, что масштабная компонента t не может принимать отрицательных значений и, следовательно, не существует обратных элементов, которые превратили бы исследуемый объект в группу. Этот факт является формальным подтверждением того, что не существует преобразований, которые в грубом исходном материале могли бы "найти" тонкие структуры. Одно из свойств явления диффузии – необратимость процесса, и это одно из важнейших свойств гауссовых сглаживаний. Более того, ядра свертки, построенные на базе функций Гаусса, являются единственными, обладающими такими свойствами [119].

Геометрический смысл свертки поверхности $f(x, y)$ с ядром Гаусса – 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 удаляются все детали, линейные размеры которых не превышают величину \sqrt{t} , другими словами, два локальных экстремума будут взаимно уничтожены (аннигилированы) или один поглотит другой, если расстояние между ними окажется меньше \sqrt{t} . Это позволяет, с одной стороны, избавиться от шумов исходного материала (или хотя бы существенно их ослабить), а с другой – произвести его генерализацию, т.е. оставить элементы рельефа такой линейной размерности, которая необходима на текущем этапе обработки.

В качестве иллюстрации рассмотрим сигнальную последовательность $f(x)$, построенную как произведение двух зашумленных гармонических функций. Тогда $L(x; t)$ – это ее набор масштабных представлений, с начальным условием $f(x) = L(x; 0)$.

На рис. 2.2.1 (верх) показано сглаживание формы графика при изменении параметра масштаба t . Зависимость расположений точек перегиба $L(x;t)$ (горизонтальная ось x) от масштаба (вертикальная ось t) представлена на нижней части рис. 2.2.1. На этом изображении показаны абсолютные значения второй производной относительно параметра t с последующей обработкой для визуализации треков миграции точек перегиба и минимумов-максимумов. Точка перегиба, находящаяся на склоне графика, характеризуется условием $L_{xx} = 0$ и $L_{xxx} \neq 0$, где индексы означают вторую и третью производную, соответственно. Тогда каждый

трек такой точки можно рассматривать как некий объект (полудугу), показывающий ее пространственную миграцию в зависимости от величины сглаживания t . Так как обрабатываемая функция (сигнальная последовательность) непрерывно дифференцируема на всей области определения, то для каждой точки перегиба может быть найдена другая сопряженная с ней относительно соседнего внутреннего локального экстремума (минимума или максимума) точка, которая также будет мигрировать. При достижении масштабом t некоторого критического значения их треки (полудуги) соединятся и прекратят свое существование (аннигилируют) в этой

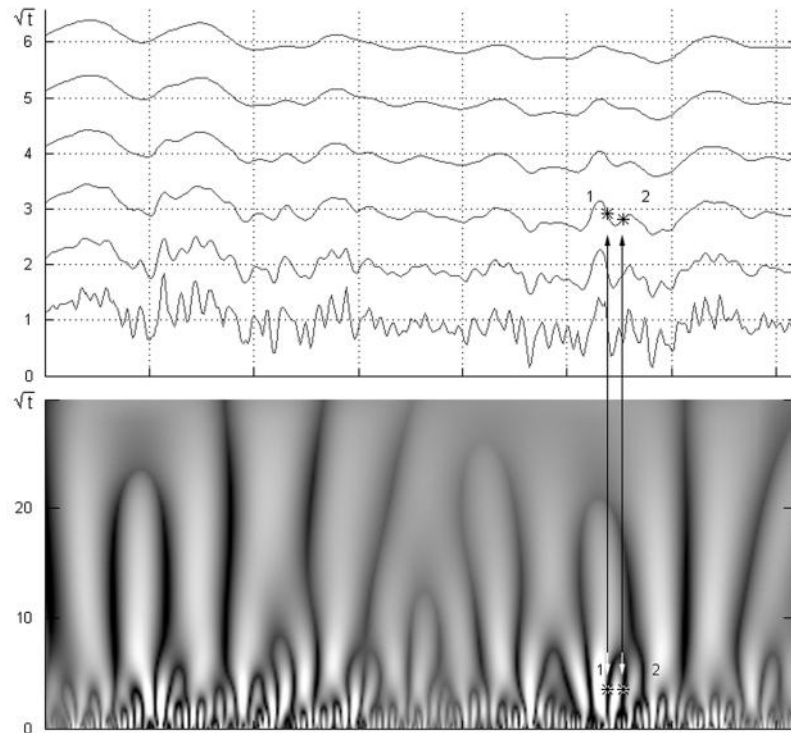


Рис. 2.2.1.

(верх) $f(x) = L(x;0)$ – искусственно созданная модель зашумленной сигнальной последовательности, соответствует начальному условию $t=0$. Шесть графиков соответствуют шести масштабным представлениям $L(x,1)$, $L(x,2^2)$, ..., $L(x,6^2)$, в качестве масштаба иногда удобнее использовать квадратный корень масштабного параметра, т.к. эта величина соответствует расстоянию взаимоуничтожения точек экстремумов.

(низ) Абсолютное значение 2-й производной масштабных представлений $|L_{xx}(x;t)|$ в оттенках серого для всех $t=0.5^2..30^2$ с шагом 0.1 (снизу вверх). Изображением является матрица с дальнейшей постобработкой, где каждый ряд – это модуль второй производной масштабного представления с соответствующим параметром t . Темные участки соответствуют значениям $L_{xx}(x;t)$ близким к нулю, т.е. точкам перегиба, светлые – индикатор выпуклости/вогнутости.

Точками 1 и 2 показаны точки перегиба на графике $L(x;3^2)$ и на графе вторых производных при значении масштабного параметра в пределах $t=3^2$. Можно оценить их миграцию и видеть взаимоуничтожение, когда параметр t достигает значения $\sim 6^2=7^2$.

точке $L_{xxx}(x;t) = 0$. Следует обратить внимание, что дуги, сформированные парой точек перегиба, могут быть закрыты (существует точка, где касательная параллельна оси x) сверху, но всегда открыты снизу, т.е. невозможна ситуация, когда найдется точка, которая в состоянии породить новый экстремум при увеличении t . Этот пример позволяет нам наглядно представить процесс сглаживания с точки зрения миграции особых точек и демонстрации вышеизложенного тезиса о неспособности порождения новых (ложных) структур. В работе 1984 года "The structure of images" Кендеринк [124] показал эти же свойства для двумерных объектов (изображений).

2.3. ГАУССОВЫ ПРОИЗВОДНЫЕ

Для любого фиксированного значения t существуют частные производные, которые также обладают свойствами ассоциативности и коммутативности

$$\begin{aligned} L_{x^a y^b}(x, y; t) &= \partial_{x^a y^b} L(x, y; t) = \\ &= (\partial_{x^a y^b} g(x, y; t)) \otimes f(x, y) = \\ &= g(x, y; t) \otimes \partial_{x^a y^b} f(x, y), \end{aligned}$$

где индексы "a" и "b" означают порядок дифференцирования по каждой из пространственных переменных. Производная любого порядка по каждой из переменных может быть получена тремя путями: а) дифференцированием сглаженной поверхности $L(x, y; t)$, б) сверткой поверхности $f(x, y)$ с дифференцированным ядром Гаусса, в) сглаживанием дифференцированной поверхности $f(x, y)$. Оператор $\partial_{x^a y^b} g(x, y; t)$ имеет собственное название "ядро производной Гаусса" (Gaussian derivative kernel) или "производная Гаусса". Семейство таких операторов также является коммутативной и ассоциативной полугруппой, следовательно, производная масштабного представления наследует свойства каскадного сглаживания [127–129], что позволяет не учитывать порядок дифференцирования в случае частных производных высоких порядков.

Масштабные представления, основанные на сглаженных производных (гауссовых производных), были предложены в работах [124; 125]. На рис. 2.3.1. показаны некоторые наиболее часто используемые из них. Частная производная по каждой из пространственных переменных для поверхности рельефа L_x и L_y – это характеристика изменения высот по соответствующим направлениям. 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 модуль которого равен скорости ее изменения в этом направлении. Таким образом, градиент характеризует состояние поверхности как по крутизне, так и по направлению склона (азимуту). Модуль градиента и его азимут вычисляются по формулам $|\text{grad } L| = |\nabla L| = \sqrt{L_x^2 + L_y^2}$ и $\varphi = \arctg \frac{L_y}{L_x}$, соответственно.

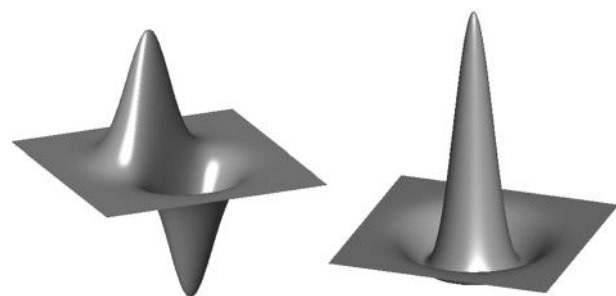
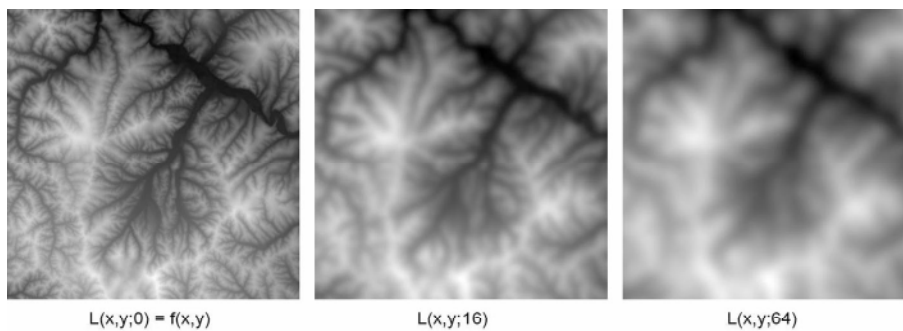


Рис. 2.3.1. Производные Гаусса

Левая часть. Первая производная гауссовой поверхности по пространственной координате x $\partial_x g(x, y; t)$. Масштабное представление $L_x(x, y; t)$, построенное с использованием этого ядра свертки, выглядит как оттененный рельеф, т.к. представляет собой скорость изменения высоты по координате x . Аналогично выглядит частная производная по y . Тогда длина вектора $(L_x(x, y; t), L_y(x, y; t))$ характеризуется величиной $(L_x(x, y; t)^2 + L_y(x, y; t)^2)^{1/2}$ и является абсолютным значением крутизны поверхности, т.е. скорости изменения высоты независимо от направления.

Правая часть. Сумма вторых частных производных поверхности Гаусса $\partial_{xx} g(x, y; t) + \partial_{yy} g(x, y; t)$ – оператор Лапласа. Дает максимальную ответную реакцию при детектировании пиков/депрессий.

**Рис. 2.4.1.**

Пример сглаживания ЦМР с различными масштабными параметрами. Небольшой фрагмент ЦМР SRTM03 юга Хабаровского края, координаты $47^{\circ}40'$ с.ш. и $137^{\circ}12'$ в.д. (левый рисунок) и его масштабные представления (средний и правый рисунки) с параметрами $t=16$ и $t=64$ соответственно.

2.4. МУЛЬТИМАСШТАБНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

Мультимасштабное представление определяется как набор представлений $L(x,y;t)$ и их производных на базе масштабного параметра t . Необходимость его использования обусловлена 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 особенности лучше проявляются при малых значениях сглаживающего параметра масштаба t , при этом теряются в деталях грубые элементы. При увеличении t происходит генерализация обрабатываемой поверхности $f(x,y)$ с потерей детальности, но появляется возможность проявить более крупные региональные структурные составляющие. Таким образом, при проведении серии обработок поверхности $f(x,y)$ (это может быть модуль градиента, лапласиан на поверхности Гаусса, любое другое преобразование) с различной степенью генерализации может быть получена серия результатов, которая, в свою очередь, может быть использована для дальнейшей обработки в аналитических системах (линеаменты, текстуры и др.). Например, выделяя линеаменты из модуля градиента фиксированного параметра сглаживания t , мы всегда можем знать характеристики необходимых на данном этапе обработки объектов и отфильтровывать ненужные (рис.

2.4.1). Прделав эти операции для каждого из уровней генерализации, на последнем шаге можно объединить все выделенные линеаменты для получения общей картины.

2.5. ВЫДЕЛЕНИЕ СТРУКТУРЫ РЕЛЬЕФА

Рассмотрим модель поверхности рельефа как трехмерный объект в системе координат растрового изображения (x,y) , не географических, хотя значения в каждой точке $f(x,y)$ удобней оставлять без изменений, т.е. равными численным значениям реальных высот поверхности над уровнем моря в единицах измерения модели. Так как исходное изображение имеет полную информацию о привязке и системе координат, на этапе обработки нет необходимости в отслеживании географической информации, она вернется на финальном шаге для дальнейшей работы в ГИС-приложениях. Другими словами, ЦМР на этапе преобразований в рамках теории масштабных пространств рассматривается как растр, где гауссовы производные и операторы сглаживания выполняют роль фильтров.

Рельеф (как растр) обладает некоторыми характерными свойствами, в частности, полным отсутствием правильных геометрических объектов (линии, окружности и т.д.) – если они есть, это ошибка, и в дальнейшем такие участки удаляются. С другой стороны, линейные и кольцевые структуры рельефа, ради выделения которых проделана наша работа, часто являют собой едва

заметные образования, и конечная цель использования теории масштабных пространств – поиск таких масштабных представлений, их производных и комбинаций, когда максимально ярко выделяется какой-либо из видов дислокаций.

Линейные объекты. Модуль градиента является наиболее эффективным инструментом для выделения линейных структур, в зонах разрывных нарушений почти всегда присутствуют пространственно вытянутые участки с близкими значениями градиентов. Кроме того, в любой точке экстремума значение модуля градиента близко к нулю, что позволяет отчетливо выделять долины и хребты. В результате обработки с участием частных производных первого порядка получается изображение, готовое для дальнейшей обработки средствами линеаментного и текстурного анализа. Азимут также может быть использован в качестве дополнительного параметра.

Объекты куполообразной формы. Для выделения объектов куполообразной формы используется оператор Лапласа. Результатом работы фильтра на его основе (иногда его называют «лапласиан поверхности Гаусса (Laplacian-of-a-Gaussian – LOG)») будет максимальная ответная реакция на объекты куполообразной формы (отдельно стоящие пики, горные хребты), очертания которых максимально близко соответствуют форме ядра свертки LOG, и минимальная реакция – на объекты противоположной формы (депрессии, долины). Поэтому поверхность $\nabla^2 L = L_{xx} + L_{yy}$ является индикатором пиков/депрессий, линейные размеры которых зависят от масштабного параметра сглаживания t . Фактически, это индикатор пикативных и инъективных нарушений, и на практике это преобразование используется для выделения кольцевых структур и для текстурного анализа.

Необходимо сделать замечание, что выделенные линейные и куполообразные объекты на растре не имеют жесткой привязки к методу выделения, речь идет всего лишь о предпочтении одного по отношению к другому в зависимости от типа исследуемой структуры. То-есть, модуль градиента вполне достоверно выделит кольцо какого-нибудь

палеовулкана как дугу, построенную по вершинам горных хребтов, также как и преобразования рельефа, выполненные оператором Лапласа, покажут линейные объекты как вытянутые в цепь серии пиков или депрессий. Разница будет только в выраженности типа структуры в зависимости от способа ее получения. Хотя бывают исключения – ситуации, когда модуль градиента ЦМР более нагляден при визуализации кольцевых объектов, чем оператор Лапласа; обратное тоже верно.

В качестве иллюстрации существует очень интересный с разных точек зрения объект – это три (четыре) пересекающиеся кольцевые структуры. Место расположения – р. Тымь на Сахалине в 20 км от ее впадения в Ныйский залив (гавань Анучина) и 10 км выше по течению от пос. Ноглики; координаты $51^{\circ}40'$ с.ш. и 143° в.д. Объект интересен как минимум по двум причинам. Первая, кольцевые образования модуль градиента выделил отчетливее, чем оператор Лапласа (такое редко бывает). Вторая, при масштабе $t=1$ отчетливо выделены два маленьких соприкасающихся кольца с обрамляющей дугой с юга, при этом более широкая полудуга с юго-востока почти не проявляет своего присутствия (теряется на фоне мелких деталей). При масштабе $t=36(6^2)$ полностью растворяется одно из маленьких колец, от другого остается только едва заметный след, но зато полностью проявляется обрамляющая полудуга на юго-востоке. При $t=196(14^2)$ модуль градиента ничего не оставляет, кроме русла р. Тымь; после оператора Лапласа результат почти тот же, т.к. остаток от полукольца почти не идентифицируется самостоятельно.

Фактически, это демонстрация необходимости мультимасштабных преобразований. И еще этот пример говорит о том, что при поиске структур рельефа необходимо использовать все виды операторов и все доступные масштабные параметры (в разумных пределах), независимо от того, какой тип структуры ищется.

Особым объектом исследований являются текстурные особенности рельефа, если под этим термином понимать текстуры изображений рельефа, их масштабных представлений и производных. Они проявляются

во всех видах преобразований. Зоны с ярко выраженными морфометрическими признаками (осадочные бассейны, горные массивы и т.д.) можно рассматривать в качестве индикатора состава пород и крупных литолого-петрографических комплексов. Текстуры также можно использовать как для визуальной оценки, так и в качестве исходного материала для текстурного анализа.

Синтезированные цветные изображения. Для визуальной оценки полученных результатов очень наглядный результат дает

сборка масштабных представлений и их производных различных порядков в синтезированные RGB-изображения. Например, цветная композиция из трех масштабных представлений модуля градиента с разными масштабными параметрами позволит показать одновременно и высокочастотные элементы рельефа из представлений с низкими значениями масштаба, и грубые низкочастотные. Если собрать в единое изображение приведенный выше пример с кольцевыми структурами на р. Тымь (рис. 2.5.1), где часть

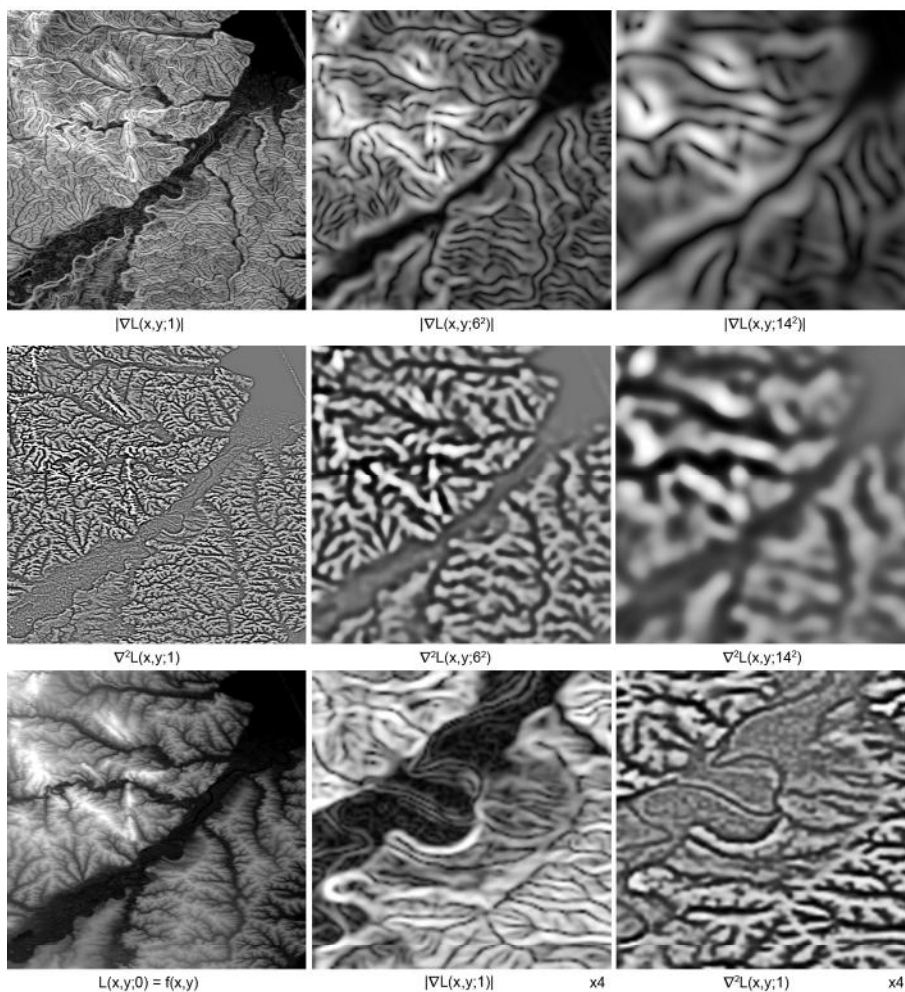


Рис. 2.5.1. Кольцевые образования на р. Тымь, (о. Сахалин, пос. Ноглики, координаты $51^{\circ}40'$ с.ш. и 143° в.д.), размер каждого изображения примерно 40×40 км (верхний ряд) модуль градиента масштабных представлений, когда параметр $t = 1, 36$ и 196 (средний ряд) оператор Лапласа того же набора (нижний ряд, левый) ЦМР, т.е. исходные данные $f(x,y)$, преобразованные для визуального восприятия (нижний ряд, центральный и правый) увеличенные в четыре раза ($\times 4$) центральные участки изображений модуля градиента и оператора Лапласа масштабных представлений с параметром $t=1$.

из них проявляется только на подробных представлениях, другая – на грубых, можно видеть весь набор дислокаций доступных для минимальных и максимальных значений масштабных параметров (рис. 2.5.2.3). То же самое можно проделать с представлениями, к которым был применен оператор Лапласа (рис. 2.5.2.3). Цвет сам по себе ничего не означает, важно его наличие, это говорит о разнице между представлениями с разными масштабами, и чем более выражен цветовой оттенок на определенном участке, тем большая на нем разница в детализировке.

Кроме цветовой дифференциации масштабных параметров, достаточно наглядные результаты, с точки зрения вопроса визуализации геоморфологических особенностей, можно получить, собрав в синтезированное изображение представления не только с разными масштабами, но и разными операторами. Вернемся к примеру, показанному на рис. 2.5.2.1, где оператор «модуль градиента» масштабного представления показывает его крутизну (перепад высот), т.е. более высокому абсолютному значению градиента соответствует крутизна рельефа в соответствующей точке, безотносительно к высоте над уровнем моря. Но если возникает потребность увидеть ее взаимосвязь с текстурными особенностями

ми, можно подставить в один из цветовых каналов RGB-изображения модель высот, предварительно проделав такие преобразования, чтобы ее гистограмма была согласована с соседними каналами. На рис. 2.5.2.2 в канале красного располагаются высоты, в двух других – модули градиента с разными масштабными параметрами. В таких синтезированных изображениях нет смысла использовать сглаженные модели рельефа, т.к. визуально разница почти не видна, поэтому везде, где нет производных, параметр всегда равен нулю ($t=0$).

На рис. 2.5.3.1 и 2.5.3.2 показаны более сложные комбинации, где участвуют и модель высот, и операторы «модуль градиента» и «оператор Лапласа» в различных сочетаниях. Здесь задача сводится к поиску таких комбинаций масштабных представлений и их операторов, когда изображения максимально наглядно выделяют и разделяют геологические или тектонические структуры.

Разумеется, эта технология интересна исключительно для визуальной оценки, но, учитывая тот факт, что каждое изображение может иметь географическую привязку, бывает очень полезным использовать его в качестве подложки для создания новых или уточнения старых карт.

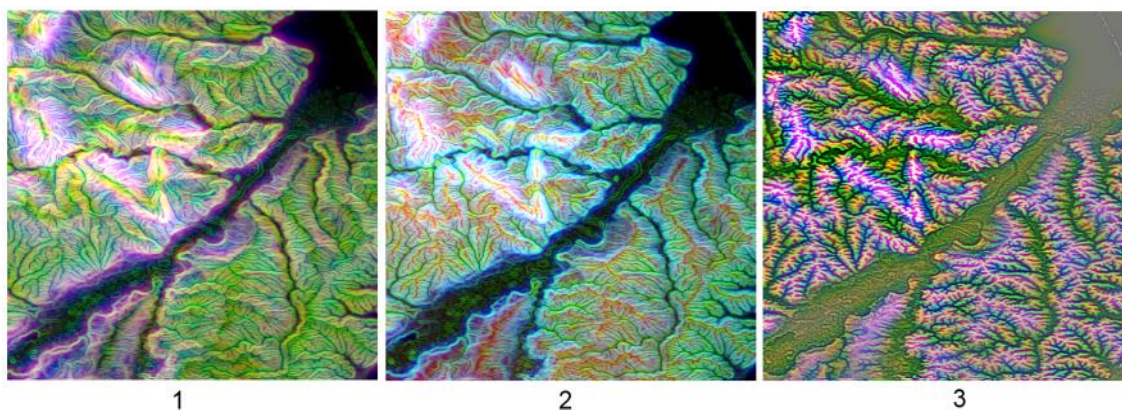
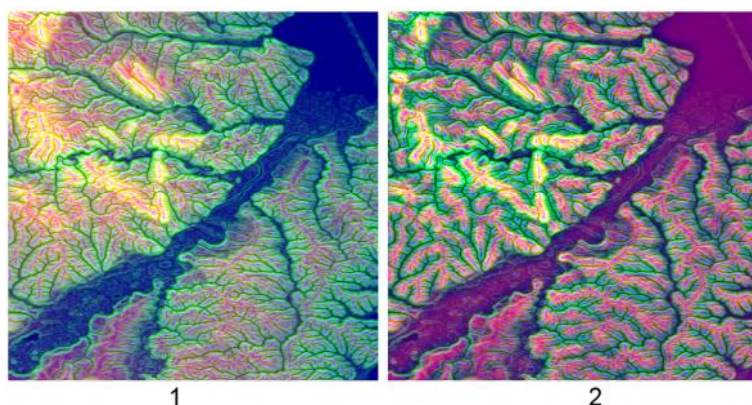


Рис. 2.5.2 Синтезированные RGB-изображения из различных сочетаний масштабных представлений и их производных, все цветные компоненты показаны на рис. 2.5.1

(лев.) все три канала RGB – «модули градиента» с масштабными параметрами $t=36,1,194$

(центр) красный канал R – исходный ЦМР (не сглаженный) преобразованный для визуального восприятия, остальные два канала – «модули градиентов», набор масштабных параметров $t=0,1,36$

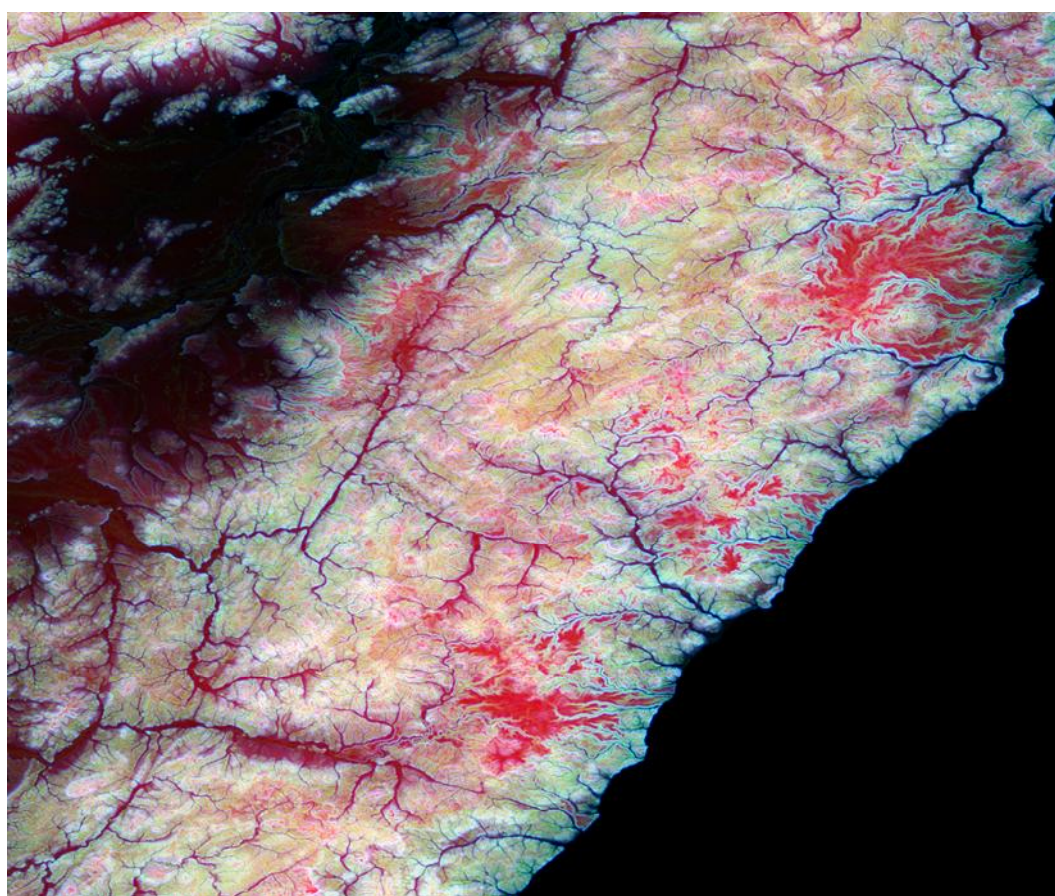
(прав.) все каналы – «операторы Лапласа», $t=36,1,194$

**Рис. 2.5.3.1**

В формировании изображения принимали участие несглаженная модель высот (канал R), «модуль градиента» при $t=1$ и «оператор Лапласа», $t=1$. Так как каждый канал представлен наиболее подробными компонентами, такую схему удобно использовать в ситуациях, когда требуется максимальная детализировка элементов рельефа.

Рис. 2.5.3.2

Канал R – «оператор Лапласа», $t=36$. Канал G – «модуль градиента», $t=1$. Канал B – «оператор Лапласа», $t=1$.

**Рис. 2.5.4.** Пример цветного синтезированного изображения.

Район Центрального Сихотэ-Алинского разлома на Дальнем Востоке России. Составляющие RGB изображения: R – исходный рельеф; G и B – модуль градиента рельефа с масштабными параметрами $t=1$ и 6^2 соответственно.

Критерий выбора масштабных параметров для равномерного распределения уровней детализации при построении серии масштабных представлений.

При работе с мультимасштабными представлениями рано или поздно возникает вопрос о том, какой набор масштабных па-

раметров необходимо использовать для наиболее эффективного разделения представлений. Так как обсчет больших площадей ЦМР масштабными операторами – это весьма затратный процесс с точки зрения потребления компьютерных ресурсов, в особенности, когда речь идет о высоких значениях

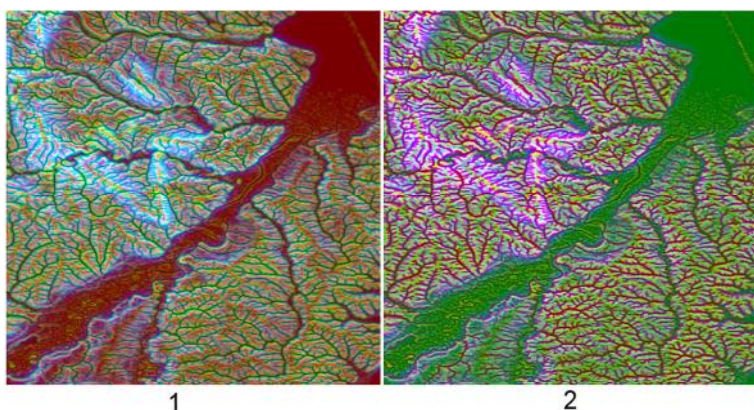


Рис. 2.5.5.1

Канал R – «оператор Лапласа», $t=1$. Канал G – «модуль градиента», $t=1$. Канал B – «модуль градиента», $t=36$.

Рис. 2.5.5.2

Канал R – «модуль градиента», $t=1$. Канал G – «оператор Лапласа», $t=1$. Канал B – «модуль градиента», $t=36$.

параметра t , необходим предварительный выбор масштабных параметров. Рассмотрим это на примере создания RGB-изображений. Воспользуемся тем, что два экстремума исходной картинке, находящиеся на расстоянии не более чем \sqrt{t} , будут уничтожены (аннигилированы) после операции сглаживания ядром Гаусса с масштабным параметром t – т.е., детализовка изображения и масштаб t имеют обратную квадратичную зависимость, следовательно, для формирования ряда масштабных представлений с линейно-убывающей детализовкой необходимо пользоваться этим соотношением. При построении синтезированных цветных изображений разделение масштабных компонентов наиболее наглядно, когда соотношения детализовок масштабных представлений среднего уровня к грубому примерно равно соотношению подробного к среднему. Другими словами, если у нас есть возможность построить синтезированное RGB-изображение из высокодетального представления или его производной с масштабным параметром t_{min} и грубого (t_{max}), тогда масштаб для средней детальности следует выбрать

$$t_{mid} = \left(\frac{\sqrt{t_{max}} + \sqrt{t_{min}}}{2} \right)^2, \text{ и RGB-компоненты будут соответствовать следующим масштабам}$$

– $t_{mid} : t_{min} : t_{max}$. Например, для построения синтезированного изображения с максимальным и минимальным масштабными параметрами $t_{max}=81$ (9^2) и $t_{min}=1$ средний параметр $t_{mid}=25$ (5^2) наиболее ярко выделит структурные составляющие, хотя на практике средний параметр требует иногда небольшой коррекции. Следует отдельно

отметить, что из-за особенностей зрительного восприятия необходимо наиболее детальное масштабное представление ставить в канал зеленого (G) RGB-изображения, в противном случае высокая детализовка теряется на фоне двух других. Рис. 2.5.5 наглядно демонстрирует этот эффект. На нем представлено одно и то же изображение с абсолютно одинаковыми компонентами, но с поменянными местами друг относительно друга красным и зеленым каналами (синий канал B модуля градиента $L(x,y;36)$ является общим). На рис. 2.5.5.1 явно доминирует модуль градиента $L(x,y;1)$, тогда как на рис. 2.5.5.2 это же делает оператор Лапласа $L(x,y;1)$; т.к. в обоих случаях доминирующие компоненты находятся в каналах зеленого – больше эти два изображения ничем не различаются. Но результат очень заметный. Всегда надо помнить об этом эффекте и по возможности использовать его.

2.6. ПРИМЕРЫ ПРИМЕНЕНИЯ ТЕОРИИ МАСШТАБНЫХ ПРОСТРАНСТВ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Ранее вышеописанная методика апробировалась при изучении Алдано-Станового щита [22; 23], области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов [28], Учуро-Майской впадины [28], Южно-Синегорской впадины [26].

Рассмотрим несколько примеров применения методики при анализе структур рельефа в различных геологических исследованиях.

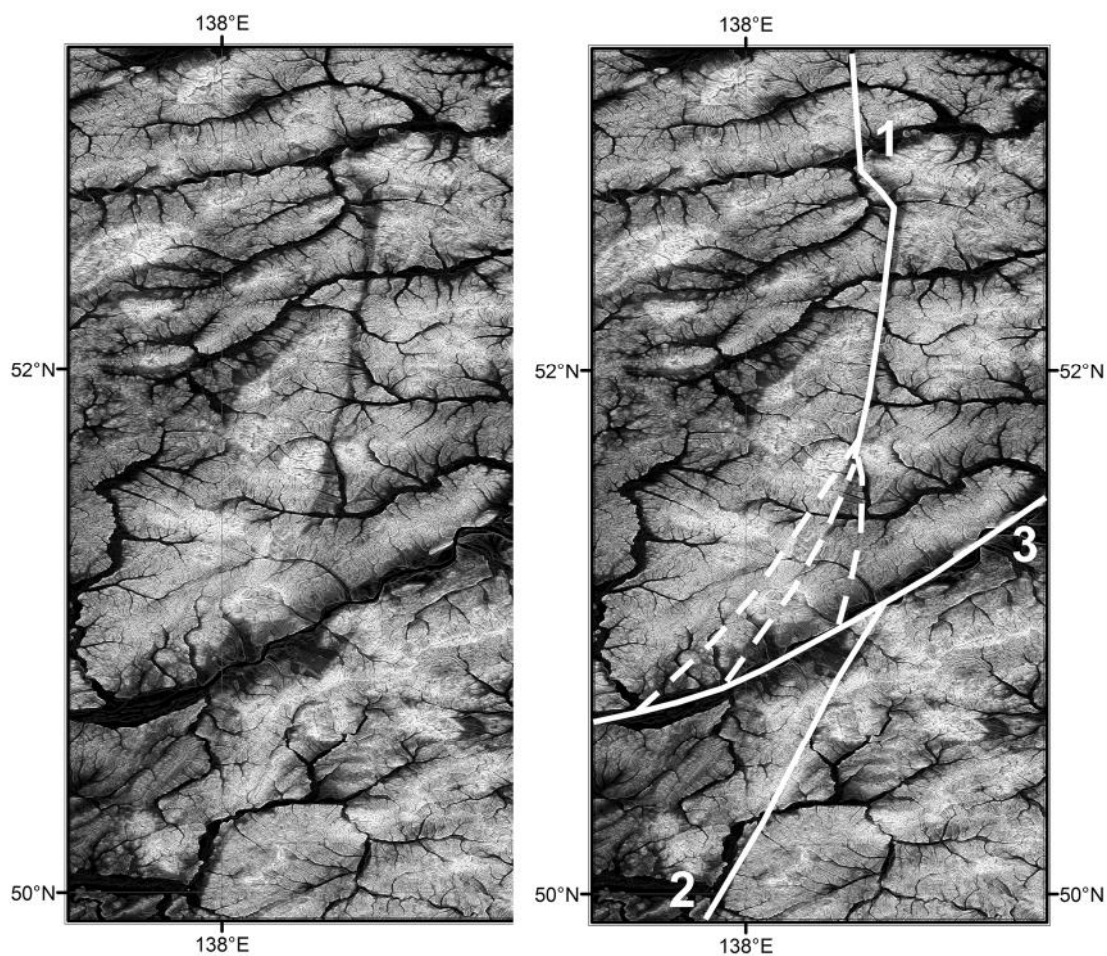


Рис. 2.6.1. Пример линейной структуры. Лимурчанский разлом на севере Сихотэ-Алинской складчатой системы, Дальний Восток России.

Белыми сплошными линиями показаны: 1 – Лимурчанский разлом; 2 – Центральный Сихотэ-Алинский разлом; 3 – Киселевский разлом. Пунктиром показано возможное продолжение Лимурчанского разлома.

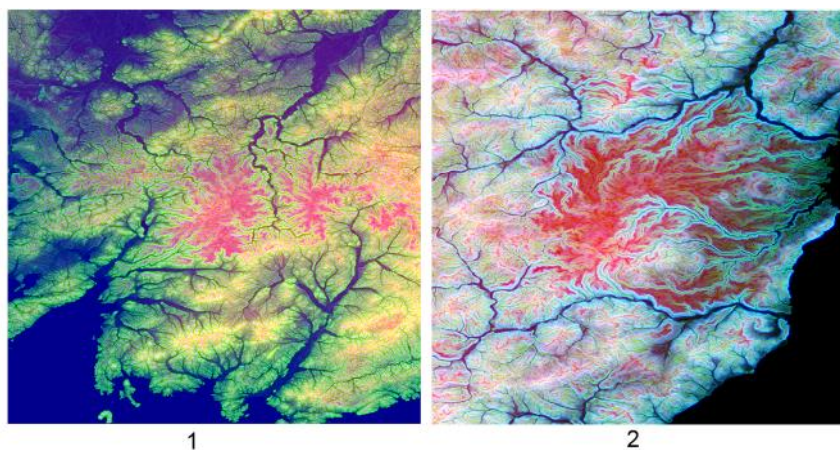


Рис. 2.6.2.1.

Потоки базальтов на Шкотовском плато на юге Приморья, Дальний Восток России. Координаты 43°40' с.ш. и 133° в.д.. Изображение является синтезом RGB каналов состоящим из компонентов: ЦМР, $t=0$, G – «модуль градиента», $t=1$, канал B – «оператор Лапласа», $t=1$.

Рис. 2.6.2.2.

Район г. Советская Гавань на границе Хабаровского и Приморского краев, Дальний Восток России. Координаты 49° с.ш. и 140° в.д.. Изображение повторяет предыдущую схему за исключением того, что синий цветовой канал B – «модуль градиента», $t=36$.

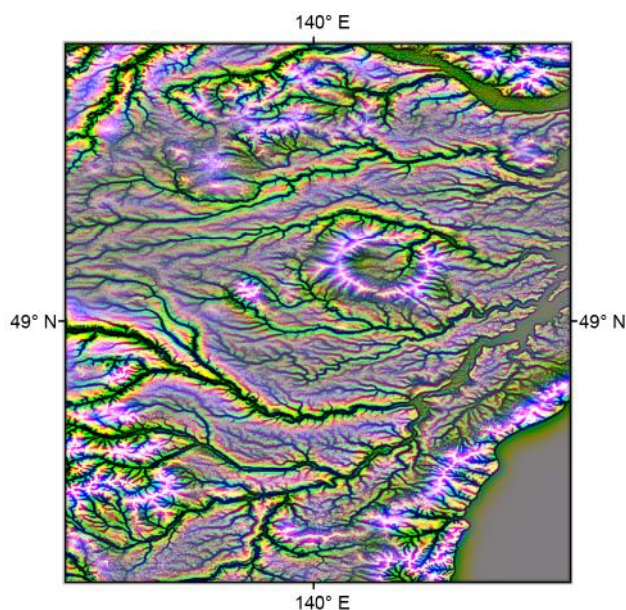


Рис. 2.6.3. Пример выделения кольцевой структуры в Восточно-Сихоте-Алинском вулcano-плутоническом поясе.

Синтезированное RGB изображение, где составляющие RGB получены путем расчета Лапласиана поверхности Гаусса с масштабными параметрами $t=6^2, 1, 14^2$

1. *Линейные элементы – зона сочленения Лимурчанского и Центрального Сихотэ-Алинского разломов.* Лимурчанский разлом расположен в северной части Сихотэ-Алинской складчатой системы. Он является продолжением Центрального Сихотэ-Алинского разлома [95], смещенным по левому сдвигу на юго-запад вдоль Киселевского разлома (крайнее северо-восточное звено разлома Итунь-Илань). Обнаженность в этом районе очень плохая, и если место контакта Центрального Сихотэ-Алинского разлома с Киселевским более или менее определяется, то для Лимурчанского непосредственные полевые наблюдения сделать этого не позволяют. Обработка ЦМР расчетом модуля градиента рельефа (масштабный параметр $t=1$) (рис.2.6.1) позволяет предположить, что Лимурчанский разлом в месте причленения к Киселевскому расщепляется по меньшей мере на два (скорее, на 3) разлома. Возможно, это связано с тем, что именно это крыло испытывало абсолютное перемещение. Такой вывод позволяет уточ-

нить геологическую карту, а также сделать определенные заключения по кайнозойской геодинамике района.

2. *Текстура рельефа.* На рис. 2.6.2 показан пример ярко проявленной текстуры – базальтовые поля в районе г. Советская Гавань и районе Шкотовского плато Приморья. Хорошо выделяются лавовые потоки.

3. *Кольцевые структуры.* На рис.2.6.3 показана кольцевая структура, расположенная в районе города Советская Гавань. Синтезированное цветное RGB изображение получено путем расчета лапласиана поверхности Гаусса с масштабными параметрами $t=6^2, 1, 14^2$ (составляющие R,G,B). На обычных аэрофотоснимках эта структура практически не видна. Менее отчетливо видна аналогичная структура в юго-восточной части снимка.

4. *Эльконский урановорудный район,* по материалам М.В. Горошко (2014 г., личное сообщение), располагается на территории Республики Саха (Якутия) и представляет собой активизированную в мезозое окраинную часть Алдано-Станового щита вблизи погружения последнего под чехол Сибирской платформы с образованием горстового поднятия. В строении района участвуют породы архейского кристаллического фундамента, эдиакарий-кембрийского плитного комплекса и мезозойские магматические образования.

Архейские образования представлены глубоко метаморфизованными и сложно дислоцированными кристаллическими сланцами, гнейсами и гранитоидами. Плитный комплекс представлен горизонтально залегающими терригенно-карбонатными породами, сохранившимися, в основном, по периферии района в виде останцов на размытой поверхности фундамента. Все вышеперечисленные образования прорваны щелочными и щелочноземельными интрузивными образованиями с возрастом 188–108 млн лет. Урановое оруденение с возрастом 165–139 млн лет связано с мезозойским магматическим комплексом и локализуется в разрывных нарушениях, развивающимся преимущественно по очень древним зонам бластомилонитов, бластокатаклазитов и других тектонитов (рис. 2.6.4а).

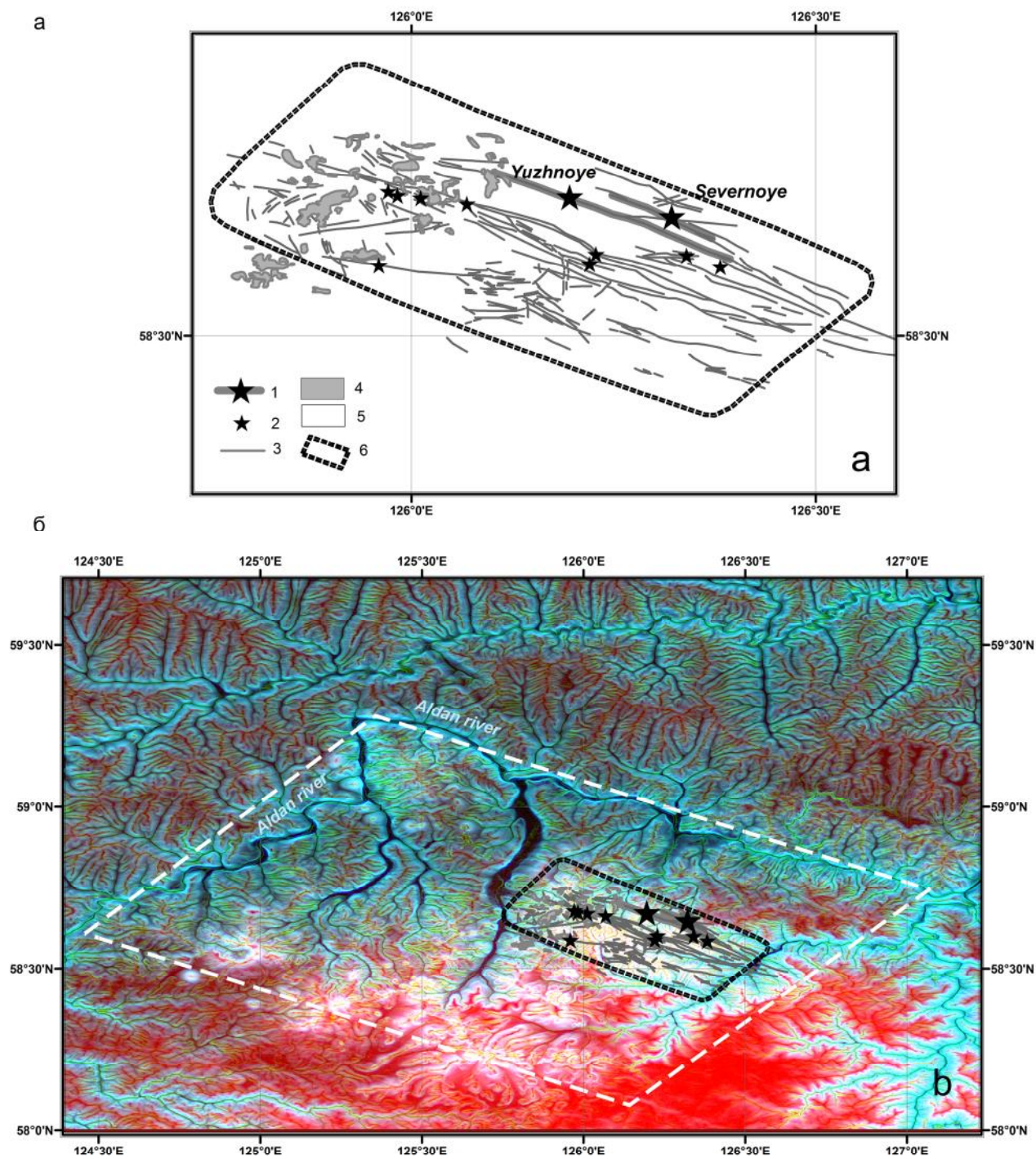


Рис. 2.6.4 а. Схематическая структурная карта Эльконского урановорудного района.

1 – крупные разведанные месторождения; 2 – предварительно оцененные месторождения; 3 – рудоносные зоны; 4 – мезозойские интрузии; 5 – архейский метаморфический комплекс; 6 – границы Эльконского рудного района.

Рис. 2.6.4 б.

Синтезированные RGB-изображения, где цветовые компоненты R – высоты, G и B – модуль градиента (первая производная) с масштабами $t=1$ и 6^2 , соответственно; черным пунктиром показан Эльконский горст, белым пунктиром показан вновь выделенный прямоугольник, включающий Центрально-Алданский рудный район. Серыми линиями показаны зоны уранового оруденения (М.В. Горошко, 2014 г.)

СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ И ЛИНЕАМЕНТОВ

В одной из самых ранних в СССР капитальных сводок по горизонтальным движениям земной коры отмечалось: «...Земная кора – это, по сути, брекчия планетарного масштаба, состоящая из множества разнообразных по форме и величине блоков» [10, с. 5]. Поиски закономерностей в пространственном распределении линейных элементов на поверхности Земли – разломов и линеаментов – имеют длительную историю и, как правило, опираются на априорные теоретические представления, хотя самые первые работы, естественно, были сугубо эмпирическими (А. Добре, Т. Хьерульф, У.Г. Хоббс и др. – практически вплоть до Р.А. Зондера [122]). С середины прошлого века, когда такие представления получили более или менее всеобщее признание, их стали обосновывать теми или иными соображениями о глобальных закономерностях.

В большинстве случаев в качестве теоретической основы закономерностей пространственного распространения разломов и линеаментов привлекаются особенности ротационного режима Земли, значительно реже – гипотезы, связанные с изменением объема (и, соответственно, площади поверхности) планеты или конвективными течениями в мантии. Две последние гипотезы практически не имеют сторонников. Так, гипотезу расширяющейся (или пульсирующей с расширением) Земли поддерживали У. Кэри [70] и Е.Е. Милановский [57; 77]. На равномерно расширяющейся шарообразной планете должна возникнуть пентагональная система глобальных раздвигов (рис. 3.1), которой, по-видимому, – в грубых чертах – должна была бы соответствовать мировая рифтовая система. Однако попытки У. Кэри найти такие соответствия оказались не убедительными.

Конвективные течения в мантии, в том числе плюмы, видимо, могут в поверхностных частях литосферы вызвать появление ячеек Бенара. Последние были впервые выявлены на поверхности плоского слоя вязкой жидкости, равномерно нагреваемого снизу (рис. 3.2). Указывается, что ячейки Бенара часто встречаются в природе [94]. Таковы, например, гексагональные структурные рисунки на поверхностях высохших озер, солончаков, некоторые типы облаков; потоки теплого воздуха, идущие от поверхности земли вверх, образуют завихрения в виде шестиугольников, оставляющие отпечатки на песчаных барханах в пустынях и на снежных полях. По аналогии, можно полагать, что и мантийные плюмы могут вызывать образование более или менее правильных гексагональных сеток разломов на поверхности Земли. Известны попытки выявления таких сеток [113] – рис. 3.3, 3.4, заимствованные из указанной работы Е.М. Федорова. Как видно из рисунков, приведенные изображения выглядят не слишком убедительными. Кроме того, этим исследователем для анализа привлекались не только изображенные на картах разломы и ли-

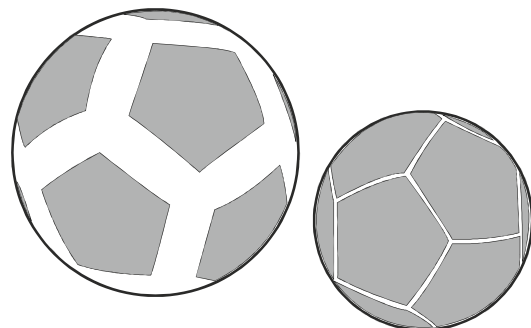


Рис. 3.1. Однородное распределение растяжения в коре. По У. Кэрри [70, рис. 69]

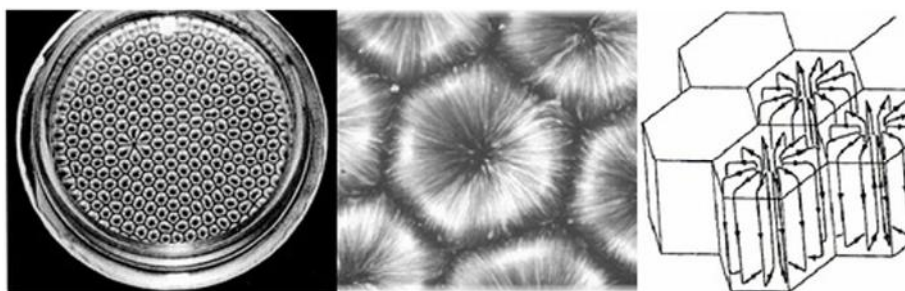


Рис. 3.2. Ячейки Бенара на поверхности слоя жидкости. Правый рисунок – схема конвекции в ячейке.

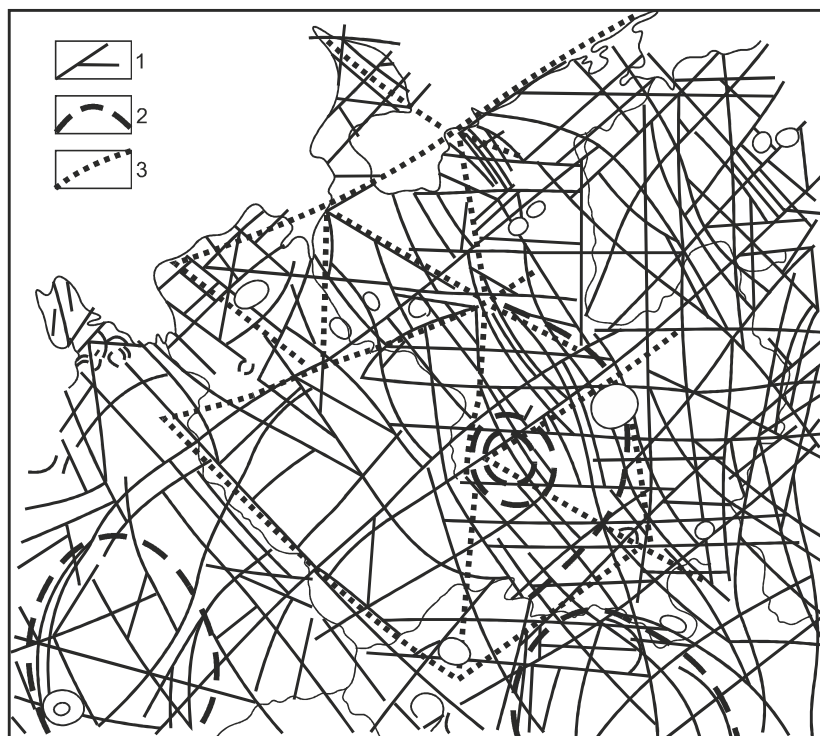


Рис. 3.3. Схема расположения разломов фундамента Восточно-Европейской платформы (по В.И. Башилову) с наложением гексагональной сетки линий, выделенных на космоснимках [113, рис. 10].

1 – разломы фундамента; 2 – кольцевые структуры; оси линий, образующих гексагональную сетку {3, 6}.

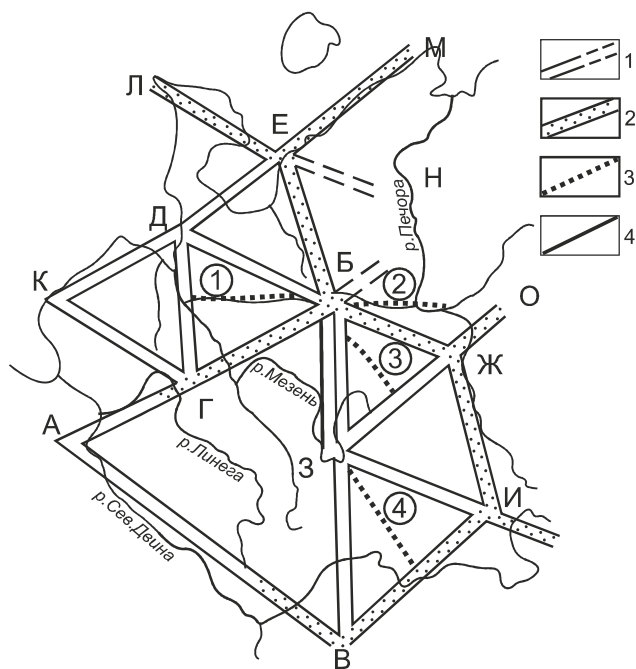


Рис. 3.4. Гексагональная сетка {3, 6} линий и фрагмент гексагональной сетки {6, 3} линий, выделяющихся на космических снимках серии «Метеор» (север европейской части СССР; проекция коническая) [113, рис. 18].

1 – линии, образующие гексагональную сетку, построенную из треугольников (простираение близко 360°, 60°, 300°); 2 – линии, образующие фрагмент гексагональной сетки, построенной из шестиугольников (простираение близко 360°, 60°, 300°); 3 – линии, геометрически близкие высотам треугольников, входящих в гексагональную сетку {3, 6} (простираение близко 270°, 330°); 4 – граница изображения, обработанного в комплексе «Прогноз» ПГО «Аэрогеология». Буквами показаны узлы гексагональной сетки {3, 6} линий. Цифры в кружках – линии (1 – Пёзская, 2 – Цильменская, 3 – Средне-Тиманская, 4 – Мезенско-Вымская).

неаменты, выделяемые на космоснимках, но и геофизические и геохимические аномалии, и другие природные феномены. Таким образом, происходило смешение различных признаков пространств.

Попытки обнаружить хотя бы фрагменты гексагональных сеток разломов или линеаментов на рассматриваемой нами территории положительных результатов не принесли. Однако удалось обнаружить такие структуры на северо-западе Корейского полуострова (рис. 3.5, 3.6). Здесь водотоки описывают почти правильный шестиугольник, в который вложены подобные ему меньших размеров, т. е. фигуры образуют фрактальную последовательность. Рядом располагаются менее четко выраженные структуры.

Поиски закономерностей пространственного расположения линейных элементов Земли, приведшие к представлениям о планетарной трещиноватости, восходят к первым исследованиям, посвященным линеаментам. Так, У.Г. Хоббс интерпретировал карту линеаментов, построенную Т. Хьерульфом для территории Норвегии и выделил системы направлений, которые позднее стали называться «ортогональными» и «диагональными» (рис. 3.7, 3.8) [122]. Он же впервые высказал соображения о том, что генеральный рисунок разломов, являю-

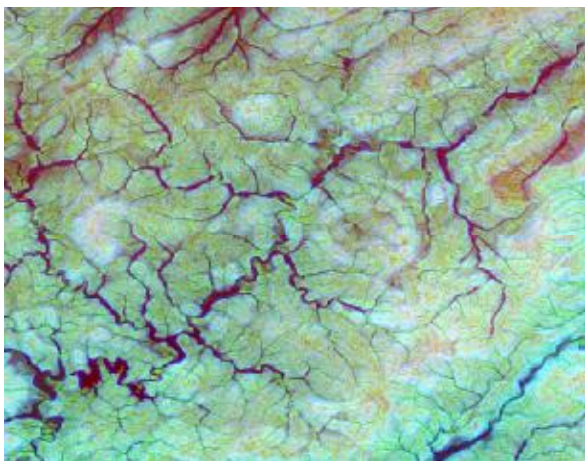


Рис. 3.5. Фрактальная гексагональная структура линеаментов на северо-западе Корейского полуострова. Синтезированные цвета

щийся единым и в принципе сравнительно простым для всей наружной оболочки Земли, определяется напряженным состоянием земной коры в целом, обусловленным непрерывным вековым остыванием планеты

Р. А. Зондер в 1947 г. в дискуссии с Ф.А. Венинг Мейнецом обратил внимание на то, что разломы ориентированы в определенных направлениях относительно оси вращения Земли и предложил называть общепланетарную сеть разломов системой регматических трещин [132]. По его представлениям, она состоит из трех систем разломов – ортогональной и двух диагональных. В качестве вероятной причины происхождения регматической сети рассматривалась перестройка фигуры Земли при изменении скорости или положения оси ее вращения. Полную систему сдвигов (8 систем), образующую регматическую сеть, представили в 1956 г. Дж.Д. Муди и М.Дж. Хилл [82]. В дальнейшем построением систем планетарной трещиноватости занимались многие геологи, геофизики и географы, в нашей стране, в частности – П.С. Воронов, Г.Н. Каттерфельд, М.В. Стовас, К.Ф. Тяпкин, С.С. Шульц и мн. др. Итоговые картины для конкретных регионов у разных исследователей

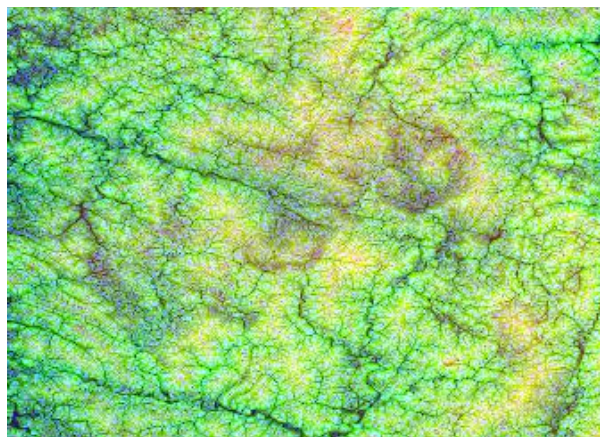


Рис. 3.6. Гексагональная структура, расположенная к югу от показанной на рис. 3.6, в другом сочетании цветов. Рядом просматриваются и другие шестиугольники. Прекрасно выражены линеаменты северо-западного и северо-восточного простираний, образующие почти правильную квадратную сеть.

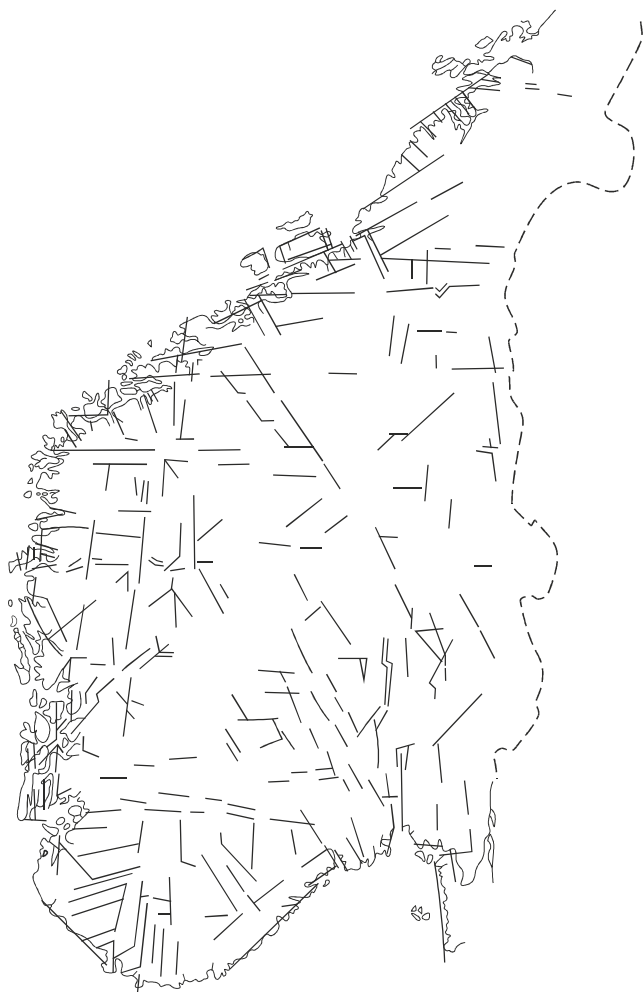


Рис. 3.7. Линементы Норвегии, по Т. Хьерульффу, 1881 г. [122, fig. 7]

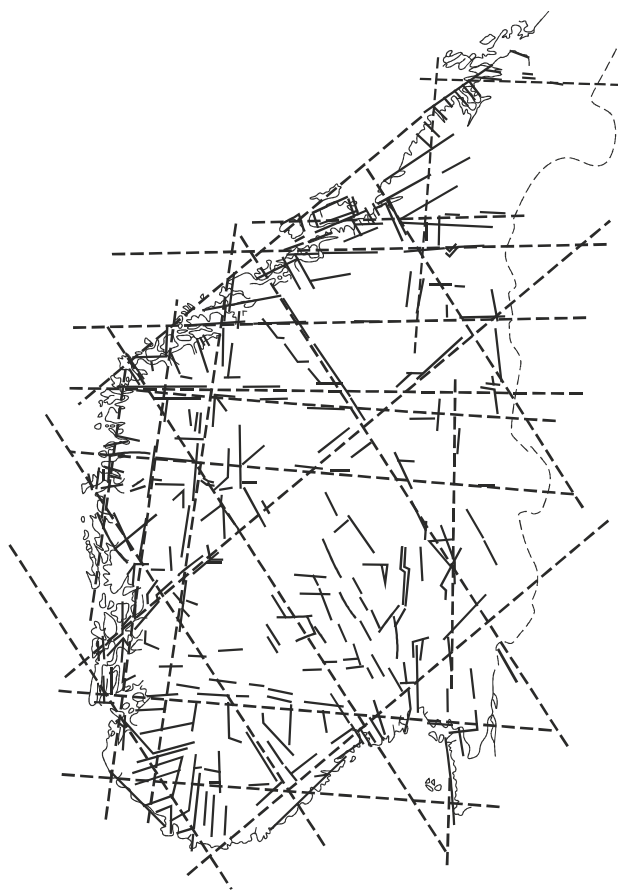


Рис. 3.8. Интерпретация У.Г. Хоббсом (1904 г.) карты Т. Хьерульфа [122, fig. 14]

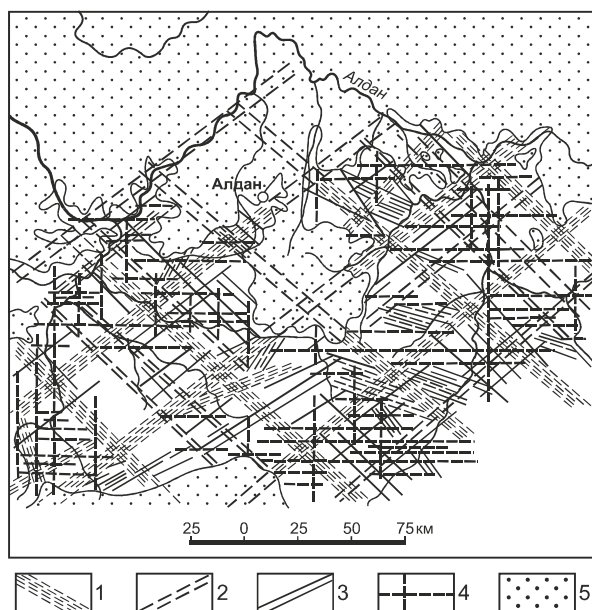


Рис. 3.9. Схема расположения докембрийских разломов центральной части Алданского щита, по Р.И. Гришкяну, 1970 г. [112, рис. 26].

1, 2, 3 – диагональные разломы первого, второго и более высоких порядков, 4 – разломы ортогональной системы, 5 – участки щита, закрытые платформенным чехлом.

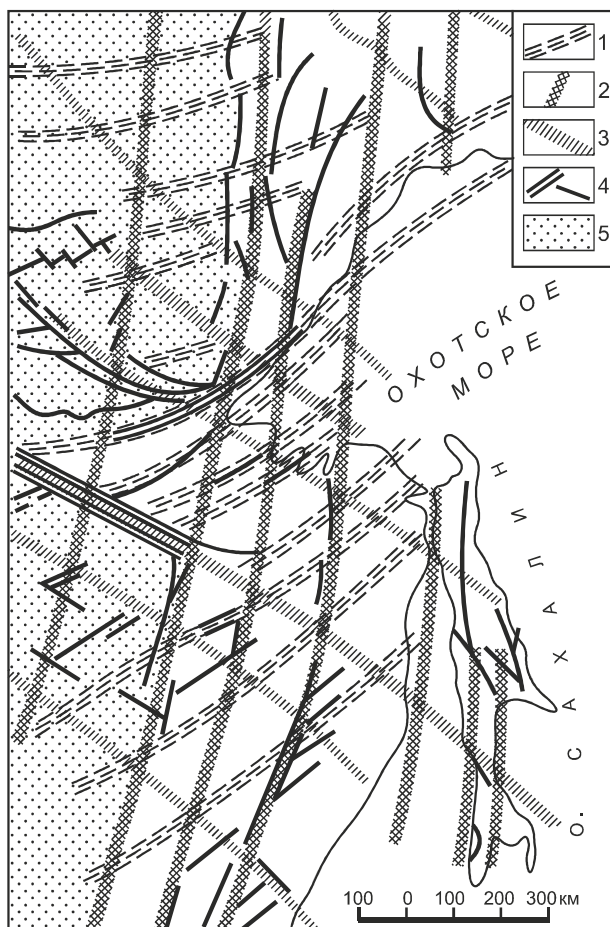


Рис. 3.10. Схема расположения разломов материковой части Дальнего Востока по В.Б. Караулову и А.А. Ставцеву, 1975 г. [112, рис. 7].

Главные зоны разломов: джугджурского направления, 2 – ямалинского направления, 3 – тукурингского направления, 4 – отдельные разломы (а – крупнейшие, б – менее крупные), 5 – область Сибирской платформы.

существенно различались (рис. 3.9, 3.10) [112] – можно сравнить их с тем, что показано на прилагаемой Карте разломов (прил. 1). В конце концов возобладало представление, высказанное Р.А. Зондером – что вся планетарная трещиноватость укладывается в 3 системы – ортогональную и 2 диагональных [112]. Поскольку регматическая сеть связывается с особенностями вращения Земли, проводились исследования по выявлению аналогичных систем на других планетах [123; 61] – рис. 3.11. Все принятые исследования неоднократно под-

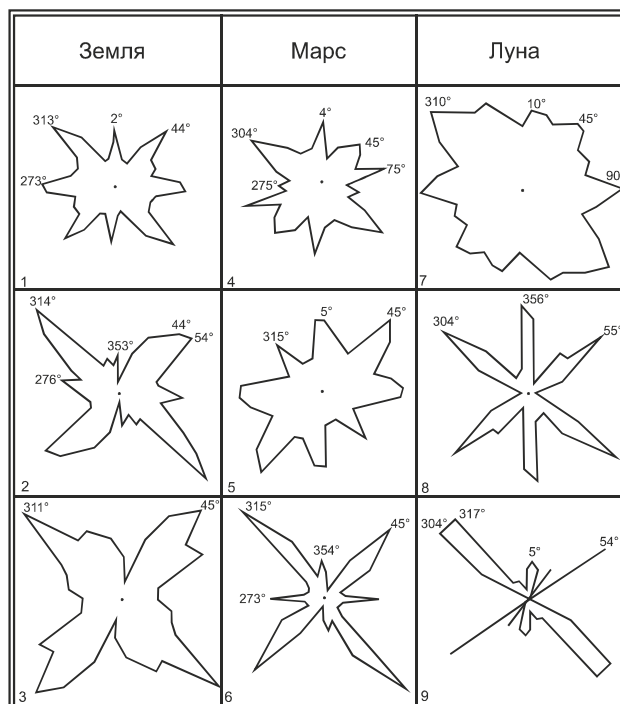


Рис. 3.11. Глобальные линейные системы планет [123, fig. 2]

вергались критике; последняя по времени посвященная этому работа (во много совершенно справедливая) принадлежит Н.В. Короновскому с соавторами [66].

Фрагменты правильной регматической сети разломов и линейных элементов, хотя и далекой от глобальной по размерам, обнаруживаются в различных частях рассматриваемой территории (см. ниже). Однако показываемый на современных картах или видимый на ЦМР рисунок существенно отличается от приведенных выше примеров изображений сетей предшественниками (рис. 3.9, 3.10). Еще раз отметим великолепно выраженную гексагональную сеть на Корейском полуострове (рис. 3.6.).

С исследованием планетарной трещиноватости в той или иной степени связаны поиски закономерностей в величине расстояний между разломами одного ранга. Впервые об этом, вероятно, упоминал У.Г. Хоббс [121], однако особое внимание этой проблеме стало уделяться после работ Я. Кутины [126]. Этим много занимались чехо-

словацкие геологи (В. Немец, О. Кумпера, Р. Квет и др.); из отечественных специалистов следует отметить работы В.И. Витязя [16]. Поиски упомянутых закономерностей естественным образом привели к использованию представлений фрактальной геометрии Б. Мандельброта [78]. Применительно к разломам Приамурья такая работа была выполнена С.И. Шерманом с соавторами [116]. К сожалению, авторы не указали, по каким материалам и по каким критериям отбирались разломы.

Ниже разломы рассматриваются в границах выделенных на Карте (прил. 1) основных структурных единиц территории, которые могут считаться более или менее геологически однородными. Поскольку разломы закладывались и прекращали существование в разное время, всегда возникает сомнение в корректности объединения их в системы. Здесь можно отметить следующее. Было показано [82], что вновь возникающие разломы практически всегда наследуют положение более ранних разломов, если ориентировка полей напряжений различается не более, чем на 15° . Можно полагать, что в большинстве случаев именно так и происходит, и если более древние разломы образуют систематический рисунок, он наследуется впоследствии. Кроме того, установление окончания движений по разломам в большинстве случаев является нетривиальной задачей, и нам поневоле приходится анализировать окончательно сформировавшийся рисунок.

Для анализа систем разломов и систем линеаментов для каждой структурной единицы "вырезался" включающий ее кусок обработанного космического снимка, который входил отдельным слоем в проект Arc-Gis. Он использовался как при визуальном дешифрировании основных разломов, совместном анализе с системами выделенных ранее разломов, так и для расчетов в программе WinLessa [136].

В настоящее время появляется всё больше новых данных о состоянии земной поверхности, полученных дистанционными методами (разнородные космические снимки, данные космической геодезии). Для обработки, анализа и визуализации подобного

рода информации появились пакеты программ, позволяющие получать новые, порой принципиально иные характеристики исследуемых геологических объектов. Сюда относятся структурные и статистические параметры исходных и трансформированных изображений объектов вне зависимости от их физической природы. В нашем исследовании исходные материалы, с учетом применяемых для последующей обработки ИТ-технологий, представляются в виде цифровых моделей и результатов их трансформаций.

Для поиска линеаментов, анализа их ориентации и плотности использовалась методика LESSA (Lineament Extraction and Stripe Statistical Analysis), реализованная в программе WinLESSA A.A. Златопольского [136]. Последняя позволяет получать единое числовое описание изображений различного типа схем, цифровых моделей рельефа, выявлять линейные элементы рисунка и описывать их свойства так, как это принято в геологических исследованиях. Это розы-диаграммы плотности линейных элементов, протяженные линеаменты, а также многие другие новые характеристики.

Суть обработки состоит в следующем. В процессе поиска линейных элементов в полутоновом изображении выделяются спрямленные участки границ областей разной яркости, в бинарном изображении – оси линий, в ЦМР – спрямленные участки хребтов и долин. Анализ полученного при расчетах материала позволяет выявить распределение по исследуемой площади локально преобладающих направлений, однородные и аномальные по своим ориентационным свойствам области и др.

Информация, которую можно получить с помощью программы, в первую очередь, статистические характеристики – это объективные данные о свойствах рисунка (текстуре) исследуемой территории. Из множества возможных рассчитываемых в программе характеристик мы выбрали линеаменты с разной степенью выраженности, розы-диаграммы (для разломов) и линии вытянутости роз-диаграмм (для линеаментов). Предварительно в программе WinLessa были

выбраны параметры расчетов, единые для всей площади исследований, исходя из разрешения исходного материала и минимального размера выделяемых объектов.

Необходимо специально оговорить, что мы считаем далеко не все выделяемые на снимках линеаменты разломами (отсылаем к определению Хоббса, приведенному во «Введении»). Так, если не вызывает особых сомнений отождествление линеаментов с такими разломами, как Ланский или Центральный Сихотэ-Алинский, то рисунок линеаментов Вилюйской синеклизы невозможно на современном уровне геологической изученности связать с какими-либо конкретными геологическими объектами. В связи с этим представляют большой интерес представления, развиваемые Т.Ю. Тверитиновой и А.В. Викулиным [108] о границах блоков, которые могут выражаться не только реально проявленными разломами, но и зонам концентрации напряжений, из которых разломы могут развиться (так сказать, «предразломы» или «недоразломы»). Указанные исследователи считают, что таким зонам отвечают «...четко не проявленные, неясные линеаменты и линеаментные

зоны (линеаменты «фантомы»)» [108, с. 35]. Очевидно, что это характерно для современного состояния поверхностной части литосферы, отображаемой на снимках.

Сопровождающие нижеследующий текст рисунки имеют чисто иллюстративный характер и поэтому выполнены в произвольных масштабах (размеры конкретных рисунков обосновывались полиграфическими соображениями). Для определения метрических характеристик изображенных на рисунках объектов следует обращаться к Карте разломов.

3.1. АЛДАНО-СТАНОВОЙ ЩИТ

Общая картина расположения разломов в пределах Алдано-Станового щита не дает оснований для выводов о преимущественном распространении разломов какого-либо направления (рис. 3.1.1). Однако роза-диаграмма* четко фиксирует резкое преобладание субширотных ($67^{\circ},5-112^{\circ},5$) разломов над разломами любых других направлений.

Та часть Алдано-Станового щита, которая попадает в пределы анализируемой территории, отчетливо распадется на



Рис. 3.1.1. Алдано-Становой щит. Разломы (а), роза-диаграмма разломов (в)

*Программа WinLessa при построении роз-диаграмм создает минимальные классы (интервалы направлений) в $22^{\circ},5$

2 фрагмента – южный и северный, разделенные мощной разломной зоной, включающей Становой и Джугджурский разломы (Гонамский, Чульмано-Токинский, Тимптонский, Южно-Якутский, Южно-Токинский, Становой, Верхнекупуринский, Майский, Таксакандинский, Салга-Джанинский, Сехтагский, Джугджурский, Прибрежный). В северном фрагменте какие-либо закономерности в размещении разломов не усматриваются.

Анализ рисунка разломов южной части показывает, что некоторые разломы образуют закономерные сочетания, обладающие достаточно заметной симметрией. Так, в западной части Становой системы разломов с симметрией, близкой к тетрагональной. Они имеют диагональную ориентировку, при этом северо-западные (максимум $157^{\circ},5$) считаются главными, а восток-северо-восточные (максимум $67^{\circ},5$) – второстепенными [103]. В наиболее «правильных» квадратах шаг между ними составляет 18–25 км. Близкий, но более мелкий рисунок присущ разломам западной части Алданского массива.

В рисунке линий вытянутости роз-диаграмм (рис. 3.1.2), линеаментов (рис. 3.1.3), да и на самом обработанном оператором расчетом модуля градиента снимке

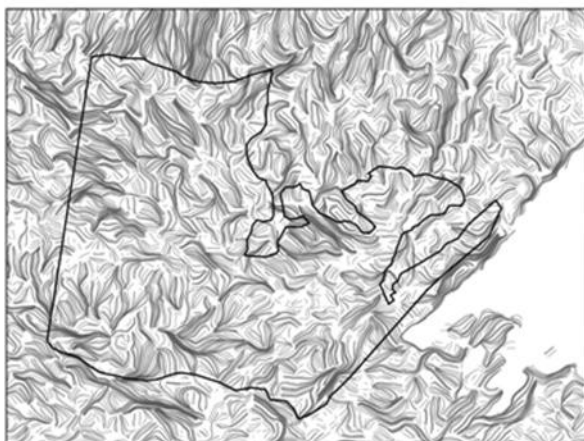


Рис. 3.1.2. Линии вытянутости роз-диаграмм линеаментов Алданского массива

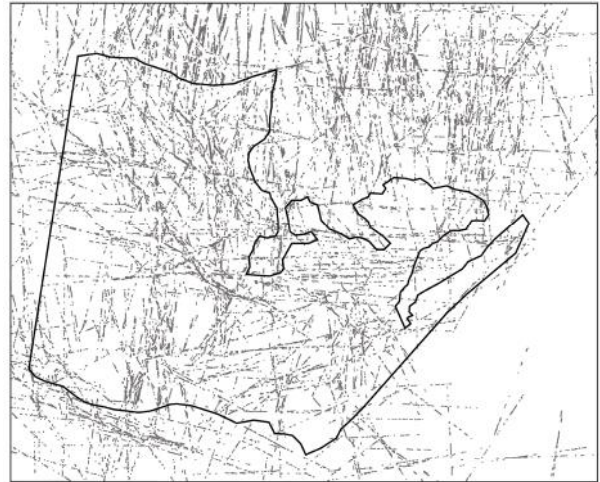


Рис. 3.1.3. Рисунок линеаментов Алданского массива

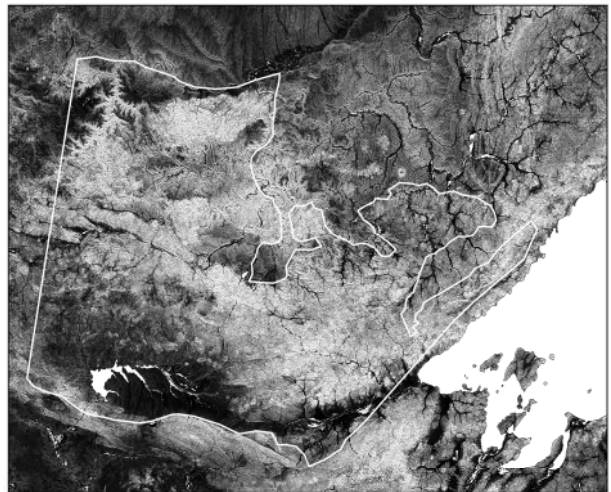


Рис. 3.1.4. ЦМР Алданского массива, обработанный оператором расчета модуля градиента

(рис. 3.1.4) делимость на северную и южную части также четко просматривается. В южной части преобладают линеаменты и линии вытянутости субмеридионального и северо-восточного простирания, в северной – северо-западного и субширотного простирания. Граница протягивается в северо-западном направлении и соответствует Становому разлому и группе сопровождающих его дизъюнктивов.

3.2. УЧУРО-МАЙСКАЯ ПЛИТА И ВИЛЮЙСКАЯ СИНЕКЛИЗА

Поскольку в пределах Вилюйской синеклизы, большая часть поверхности которой в пределах рассматриваемой территории заболочена, на картах любого масштаба разломы практически отсутствуют, мы рассматриваем ее совместно с Учуро-Майской плитой. Визуальный анализ рисунка разломов позволяет предполагать, что преобладают разломы субмеридионального простирания. Действительно, роза-диаграмма показывает резко выраженные максимумы именно такого направления – собственно меридио-

нальные, северо-северо-восточные ($22^{\circ},5$) и северо-северо-западные ($337^{\circ},5$). По-видимому, заметный вклад в такой вид роза-диаграммы вносят показанные на картах немногочисленные разломы Вилюйской синеклизы. Разломы широтные, восток-северо-восточные ($67^{\circ},5$) и восток-юго-восточные ($112^{\circ},5$), возможно, образуют с указанными субмеридиональными ортогональную и 2 диагональные системы.

По результатам формализованного анализа изображения в программе Winlessa Вилюйская синеклиза может быть разделена на северную и южную часть (рис. 3.2.2). В южной части плотность линейных структур

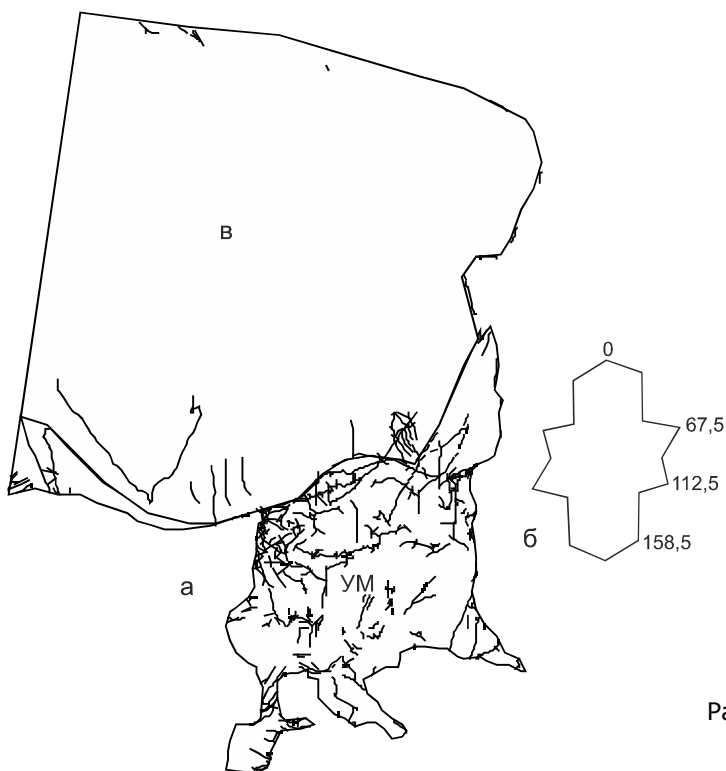


Рис. 3.2.1. Учуро-Майская плита (УМ) и Вилюйская синеклиза (В). Разломы (а), роза-диаграмма разломов (б)

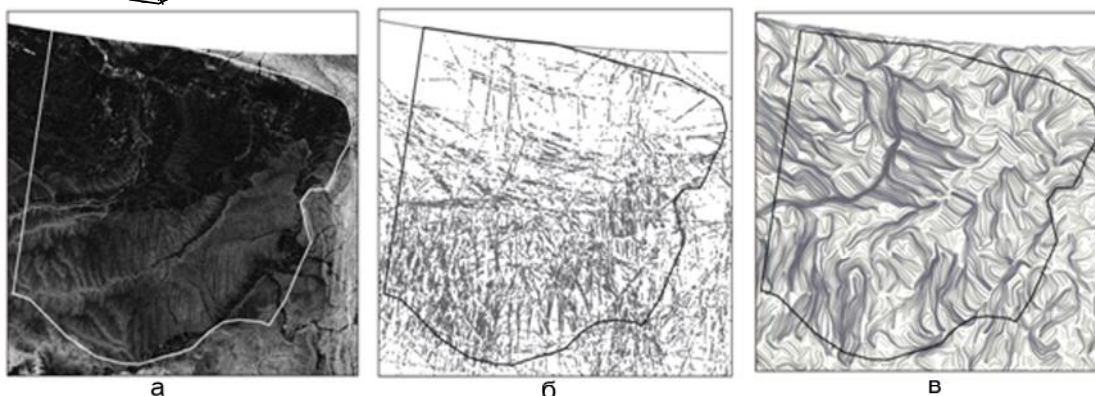


Рис. 3.2.2. Обработанная ЦМР (а), линеаменты (б), линии вытянутости роз-диаграмм линеаментов Вилюйской синеклизы

заметно выше. Четко выделяется системы меридиональных, северо-западных линеаментов и линий вытянутости роз-диаграмм, а также конформных регулярных дугообразных структур. Эти закономерности хорошо прослеживаются и на обработанных космических снимках. Очевидно, что в полутонном изображении так выделились основные реки района – Алдан, Амга – и их субмеридиональные притоки. При этом при геологических исследованиях, как уже было сказано выше, в данной области разломы практически не картируются.

В пределах Учуро-Майской плиты каких-либо ярких закономерностей не видно. Явно просматривается лишь преобладание субмеридиональных структур (рис. 3.2.3, 3.2.4, 3.2.5).



Рис. 3.2.3. ЦМР Учуро-Майской плиты



Рис. 3.2.4. Рисунок линеаментов Учуро-Майской плиты

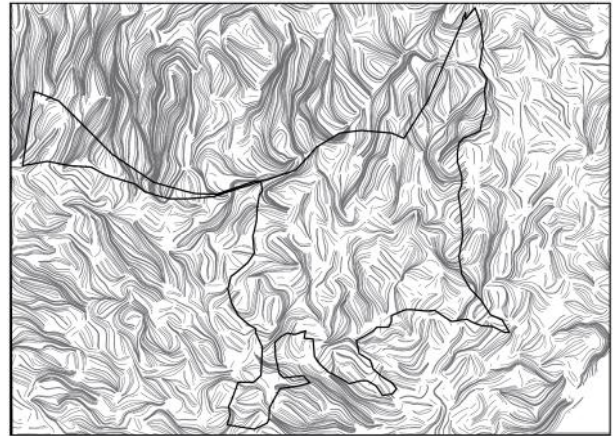


Рис. 3.2.5. Линии вытянутости роз-диаграмм линеаментов Учуро-Майской плиты

3.3. ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Рисунок всей совокупности разломов Верхояно-Колымской складчатой системы (рис. 3.3.1) имеет характерные особенности, связанные с положением Охотского массива. Если в западной части территории резко преобладают меридиональные разломы Южно-Верхоянской структурно-формационной зоны, или Южно-Верхоянского синклинория (если пользоваться традиционным названием этого складчато-надвигового сооружения), то на остальной части (Верхояно-Индигирская структурно-формационная зона) простирания разломов отчетливо следуют контурам Охотского массива: они плавно меняют свои простирания с северо-восточных на широтные, а затем на юго-восточные. При этом в целом, как показывает роза-диаграмма разломов, четкие максимумы дают меридиональные и восток-юго-восточные ($112^{\circ},5$) направления, разломы остальных простираний развиты примерно равномерно. При пересечении меридиональных разломов с разломами других направлений возникают почти правильные ромбические (западная периферия Охотского массива) и квадратные (северо-восток территории) сетки.

Если обратиться к рисунку только главных разломов рассматриваемого региона (рис. 3.3.2), то бросается в глаза абсолютное преобладание меридиональных разломов при полном отсутствии широтных и не-

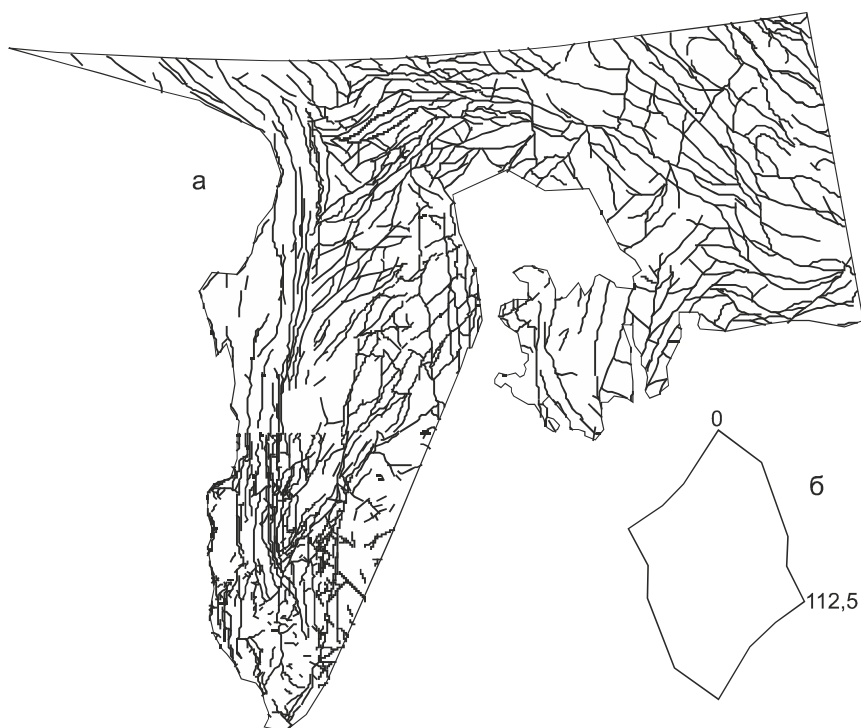


Рис. 3.3.1. Верхояно-Колымская складчатая система. Разломы (а), роза-диаграмма разломов (б)



Рис. 3.3.2. Главные разломы Верхояно-Колымской складчатой системы

значительном распространении разломов других направлений. Характерно, что для главных разломов правильных (или вообще каких-либо) сеток не выявлено. Отражает ли это реальную геологическую ситуацию или точку зрения авторов картографических материалов, сказать нельзя.

На обработанном снимке (рис. 3.3.3) хорошо видно, что структурные особенности рельефа подчеркивают делимость Верхояно-Колымской складчатой системы.

Линеamentный анализ исследуемой территории показывает две области скопления линеamentов – на западе (субмеридиональ-

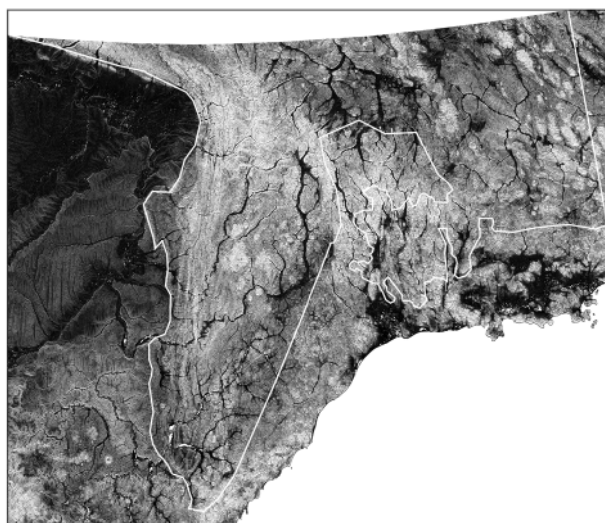


Рис. 3.3.3. Обработанная ЦМР Верхояно-Колымской складчатой системы

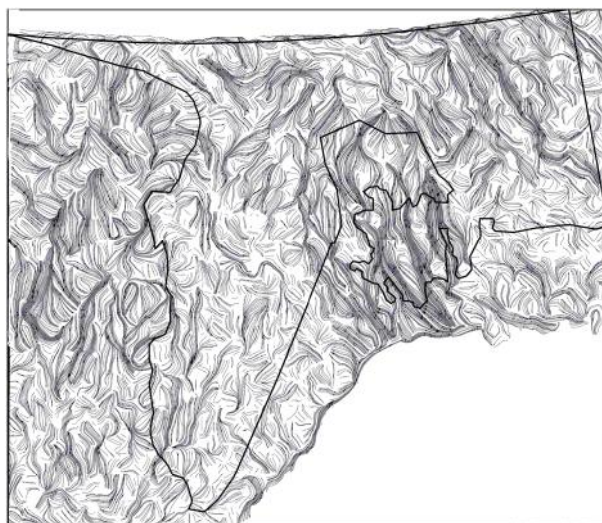


Рис. 3.3.5. Линии вытянутости роз-диаграмм линеаментов Верхояно-Колымской складчатой системы



Рис. 3.3.4. Рисунок линеаментов Верхояно-Колымской складчатой системы

ного направления) и в центральной части – северо-западного и северо-восточного простираний (рис. 3.3.4). Прослеживаются и линеаменты субширотного направления. В центральной и восточной части можно выделить регулярную ромбическую сетку, образуемую диагональными линеаменами. Линии вытянутости роз-диаграмм прекрасно выделяют отмеченные структурные особенности восточной, центральной и северо-восточной частей территории.

3.4. МОНГОЛО-ОХОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Особенности рисунка разломов Монголо-Охотской складчатой системы выявлены давно: в западной части резко преобладают восток-юго-восточные (максимум $112^{\circ},5$), в восточной – северо-восточные ($45-67^{\circ},5$) дизъюнктивы (рис. 3.4.1.). Простирания разломов практически полностью подчиняются положению границ складчатой системы. Широко распространенные на востоке территории субмеридиональные разломы не связаны непосредственно с Монголо-Охотской системой – это элементы Восточно-Азиатского рифтового пояса; они имеют более молодой возраст и ниже будут рассмотрены отдельно.

Как следует из приведенного в гл. 1 описания разломов, для многих из них (если не для большинства) предполагаются сдвиговые смещения. В частности, для разломов хр. Джагды (Ланского и параллельных ему) взбросовые смещения сопровождались левыми сдвигами. Однако возможны такие реконструкции наблюдаемого положения геологических сооружений Монголо-Охотской складчатой системы, при которых должны были проявиться надвиги и правые сдвиги огромной амплитуды – до 600 км (рис. 3.4.2.).

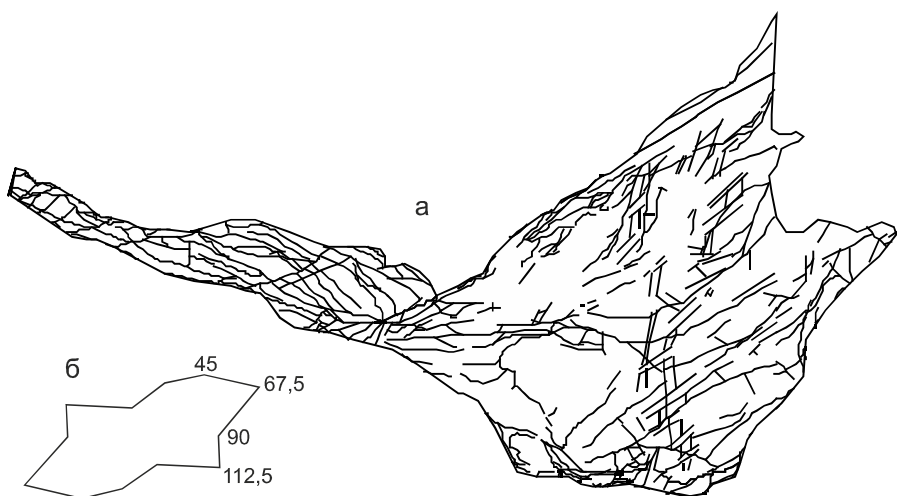


Рис. 3.4.1. Монголо-Охотская складчатая система. Разломы (а), роза-диаграмма разломов (б)

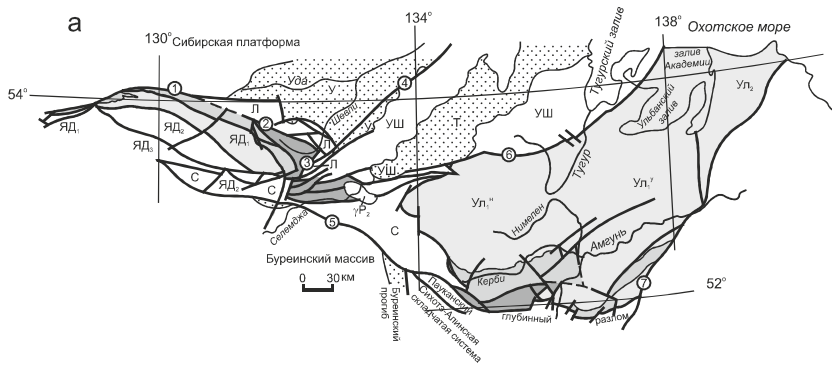
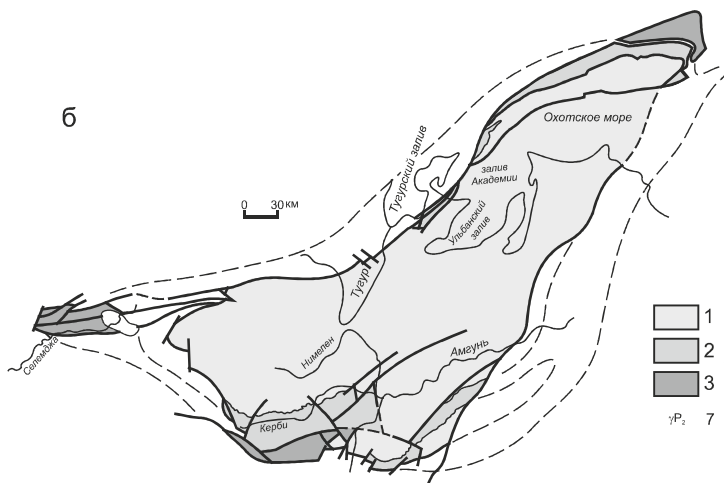
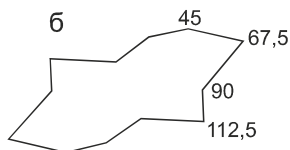


Рис. 3.4.2. Реконструкция структуры Ульбанского синклинория для конца юрского периода (б). а – современная структура района, по В.Ю. Забродину [39].

1 – юрские отложения, 2 – верхнетриасовые и верхнетриасово-нижнеюрские отложения, 3 – верхнепермские и верхнепермско-среднетриасовые отложения, 4 – элементы структуры орогенного комплекса, 5 – дизъюнктивы, 6 – стратиграфические и интрузивные границы, 7 – Ингаглинский интрузивный массив. Элементы геолого-структурного районирования Амуро-Охотской складчатой системы: Янканско-Джагдинская СФЗ, подзоны ЯД₁ – Унья-Бомская, ЯД₂ – Туксинская, ЯД₃ – Долбырь-Тунгалинская; Л – Ланская СФЗ; С – Селемджинская СФЗ; Тк – Токурская СФЗ; УШ – Удско-Шантарская СФЗ; Ульбанская СФЗ, Нимеленская подзона, стратиграфические районы Ул₁^н – Нимеленский, Ул₁^у – Усалгинский, Мевачанская подзона – Ул₂. Элементы структуры орогенного комплекса: У – Удский краевой, Джелонский вулканический прогибы и Боконская впадина; Т – Торомский краевой и Селитканский вулканический прогибы. Дизъюнктивы: 1 – Северо-Тукурингрский, 2 – Ланский, 3 – Угоханский, 4 – Улигданский, 5 – Южно-Тукурингрский, 6 – Тугурский, 7 – Дукинский глубинные разломы, 8 – Унья-Бомская зона тектонического разлинзования.

Обратимся к системе линеаментов рассматриваемой территории. На обработанном снимке (рис. 3.4.3), картине линеаментов (рис. 3.4.4) и линий вытянутости их роз-диаграмм (рис. 3.4.5) четко прослеживается делимость Монголо-Охотской складчатой системы на западную и восточную части,

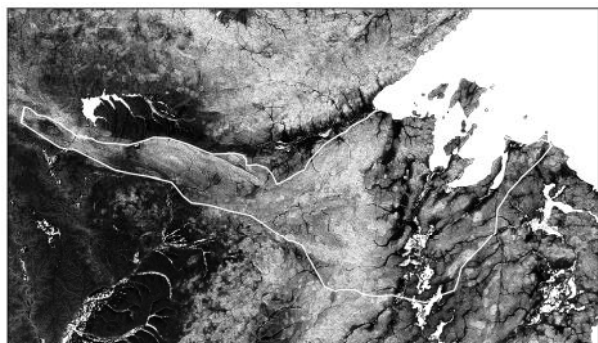


Рис. 3.4.3. Обработанная ЦМР Монголо-Охотской складчатой системы



Рис. 3.4.4. Карта линеаментов Монголо-Охотской складчатой системы

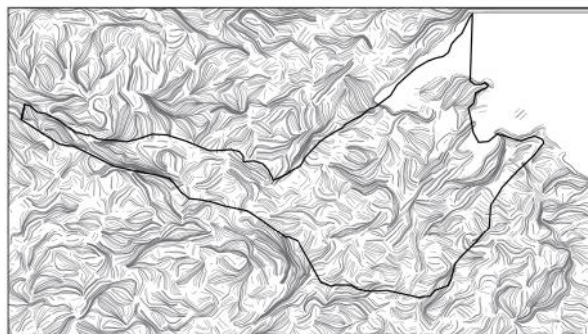


Рис. 3.4.5. Линии вытянутости роз-диаграмм линеаментов Монголо-Охотской складчатой системы

которые различаются по структуре рельефа, направлению и плотности линеаментов, характеру роз-диаграмм. В восточной части линеаменты северо-восточного направления выходят за пределы складчатой системы. Регулярные сетки здесь не наблюдаются.

3.5. СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Характерной особенностью этого региона, которая не отмечается ни для одной из остальных структурных единиц территории – наличие доминирующего разлома (Центрального Сихотэ-Алинского сдвига). Этот разлом и параллельные ему сопутствующие дизъюнктивы определяют максимум простираний в $22^{\circ},5$ на розе-диаграмме разломов (рис. 3.5.1).

В целом для Сихотэ-Алинской складчатой системы типично абсолютное преобладание разломов, простирания которых сосредоточены в северо-восточных румбах. При этом разломы отчетливо группируются в 2 системы, что особенно хорошо видно для главных разломов (рис. 3.5.2). На востоке – в основном (за исключением юга Приморья) восточнее Центрального Сихотэ-Алинского разлома – это сопровождающие (Самаркинский, Партизанский, Кривинский, Фурмановский, Среднебикинский, Среднеханкайский и более мелкие) и оперяющие (Кабули-Хорский, Анюйский, Верхнеанюйский, Боленку-Пухийский, Колумбийский и более мелкие) – его дизъюнктивы, формирующие максимумы $22^{\circ},5$ и $67^{\circ},5$ на розе-диаграмме. На западе большинство разломов отчетливо следуют направлениям дизъюнктивов (докайнозойского этапа) системы Тан-Лу с максимум 45° на розе-диаграмме (Хинганский, Амгуньский, Курский, Итунь-Илань, Алчанский), образующим слабо расходящийся к северо-востоку пучок («конский хвост»).

По рисунку линеаментов (рис. 3.5.4) и линий вытянутости роз-диаграмм (рис. 3.5.5) видно резкое различие районов, располагающихся к западу и востоку от Центрального Сихотэ-Алинского разлома. Рисунок линеаментов в целом повторяет особенности, отмеченные выше для рисунка раз-

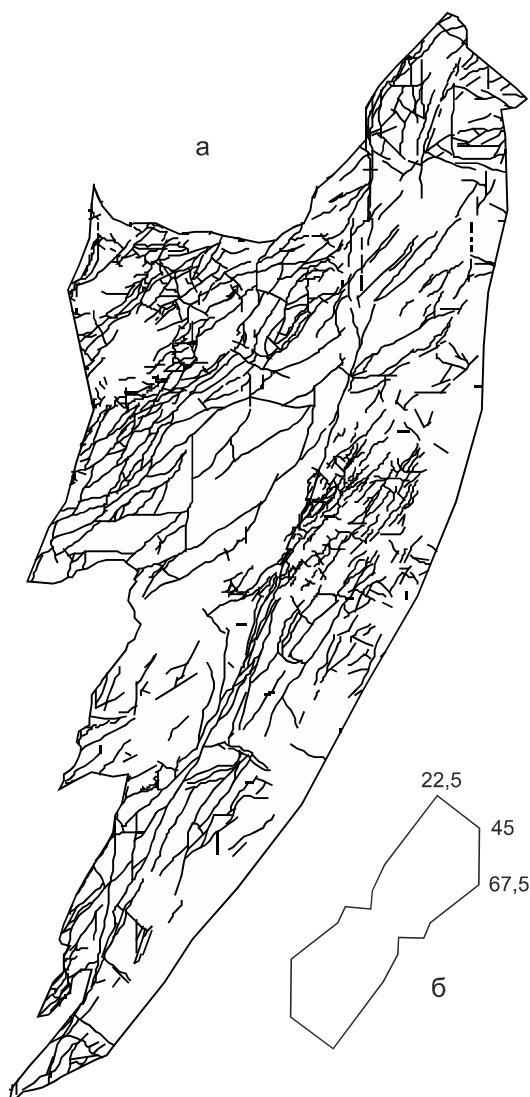


Рис. 3.5.1. Сихотэ-Алинская складчатая система. Разломы (а), роза-диаграмма разломов (б)

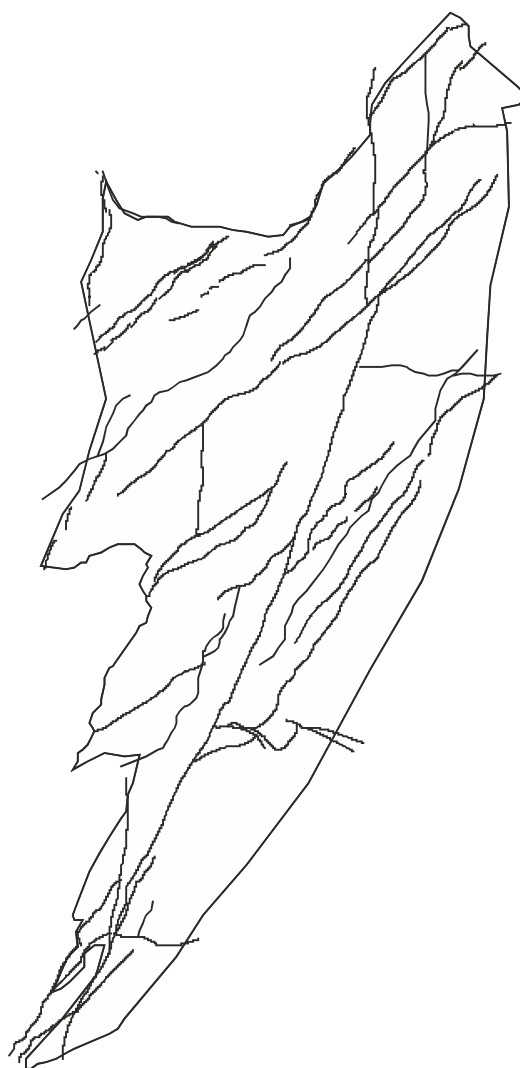


Рис. 3.5.2. Главные разломы Сихотэ-Алинской складчатой системы

ломов, но есть и отличия. Так, для западной части мы видим контуры Среднеамурской впадины в виде части ромба, что соответствует природе впадины как крупного присдвигового дуплекса, либо как впадины типа *pull-apart*. Для восточной части района характерно широкое распространение линейментов субширотного простирания. Разломов такого направления выявлено мало, хотя, исходя из теоретических соображений, как сопровождающие сдвиг раздвиги и надвиги такие разломы должны присутствовать.

Особый интерес представляет и линеймент, соответствующий Лимурчанскому разлому на севере Сихотэ-Алинской складчатой системы. Лимурчанский разлом рассматривается как продолжение Центрального Сихотэ-Алинского; при этом Лимурчанский разлом был смещен по левому сдвигу на юго-запад вдоль конечного звена разлома Итунь-Илань – Киселевского разлома. На ЦРМ отчетливо видно, что если место сочленения Центрального Сихотэалинского разлома с Киселевским более или менее определяется, то с Лимурчанским разломом это

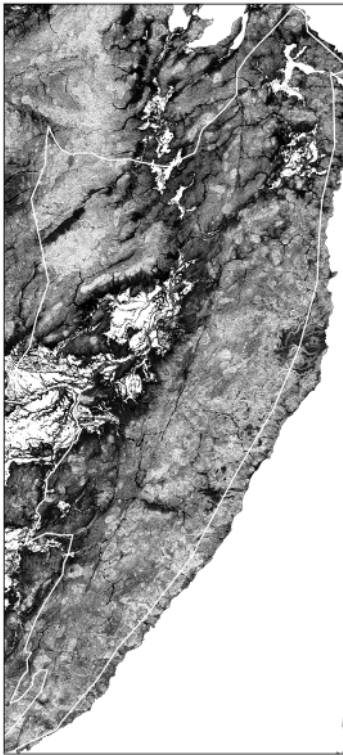


Рис. 3.5.3. ЦМР Сихотэ-Алинской складчатой системы, обработанная расчетом модуля градиента рельефа

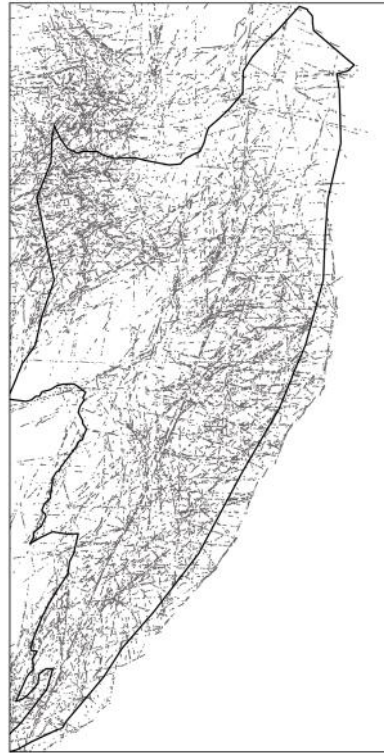


Рис. 3.5.4. Рисунок линеаментов Сихотэ-Алинской складчатой системы

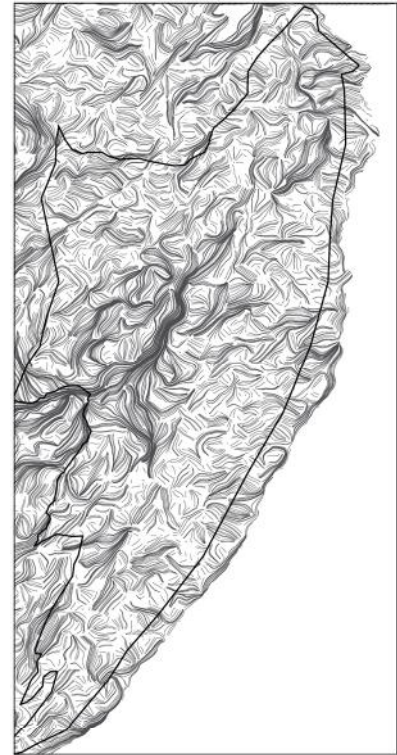


Рис. 3.5.5. Линии вытянутости роз-диаграмм Сихотэ-Алинской складчатой системы

сделать сложнее. Обработка ЦМР расчетом модуля градиента рельефа (рис. 2.6.1) позволяет предположить, что Лимурчанский разлом в месте соединения с Киселевским расщепляется по меньшей мере на два разлома. Такое разделение разлома возможно связано с тем, что перемещалось именно это крыло, что интересно с точки зрения тектонических исследований.

Следует отметить, что при визуальном дешифрировании отдельные характеристики изображения не выявляются, но становятся очевидными при формализованной обработке снимка в программе WinLessa.

3.6. БУРЕИНСКИЙ И ХАНКАЙСКИЙ МАССИВЫ

В пределах Ханкайского массива, в его западной части, неотчетливо просматриваются фрагменты квадратных сеток, ориен-

тированных как диагональная система (45° и 315°). На остальной территории массива каких-либо закономерностей не устанавливается (рис. 3.6.1б).

В пределах Буреинского массива бросается в глаза закономерное расположение разломов в юго-западной части (рис. 3.6.1а). Здесь проявлена прямоугольная, близкая к квадратной крупная сеть с величиной ячеек $90\text{--}98 \times 70$ км, имеющая почти ортогональную ориентировку, в которую «вложена» более мелкая сеть (60×35 км). Можно считать это проявлением фрактальности. К сожалению, практически вся эта система разломов выявлена в пределах Амуро-Зейской впадины по геофизическим данным [91] и почти не подтверждена геологическими наблюдениями. Она кардинально отличается от рисунка разломов на картах предшественников [19].

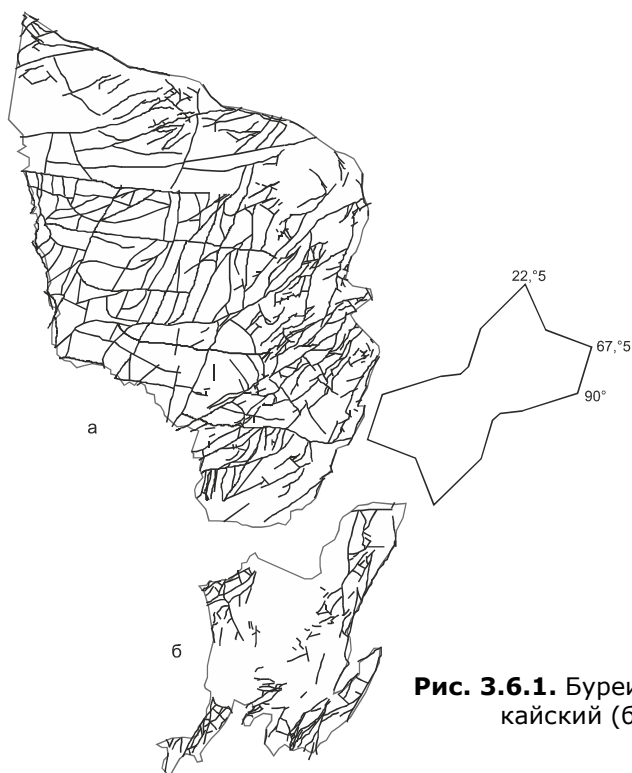


Рис. 3.6.1. Буреинский (а) и Ханкайский (б) массивы

В целом, как это видно на розе-диаграмме, в пределах массивов резко преобладают северо-северо-восточные ($22^{\circ},5$) и субширотные разломы.

Следует отметить, что в картине линейментов мы можем найти подтверждение существования упомянутых сеток как в пределах Буреинского, так и в пределах Ханкайского массивов. Модуль градиента рельефа показывает четкую текстурную делимость Буреинского массива на северо-западную и юго-восточную части.



Рис. 3.6.2. ЦМР Буреинского и Ханкайского массивов, обработанная расчетом модуля градиента рельефа



Рис. 3.6.3. Рисунок линейментов Буреинского и Ханкайского массивов

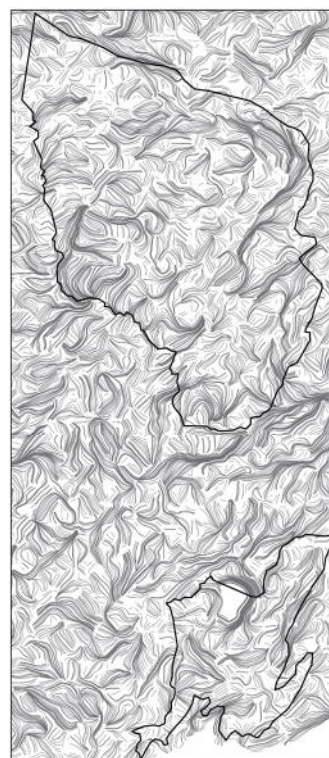


Рис. 3.6.4. Линии вытянутости роз-диаграмм Буреинского и Ханкайского массивов

3.7. ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И ОБЛАСТИ

Общее количество линейных разломов, показанных в вулcano-плутонических поясах и областях на исходных картах, невелико, а на участках, где в большом количестве показаны кольцевые и дуговые разломы – и вовсе незначительно. Для анализа практически пригодна лишь северная часть территории. На розе-диаграмме максимумы $22^{\circ},5$ и $112^{\circ},5$ четко соответствуют разломам диагональной системы, в ряде мест образующих почти правильную квадратную сеть с размером ячеек 50×60 км (рис. 3.7.1).

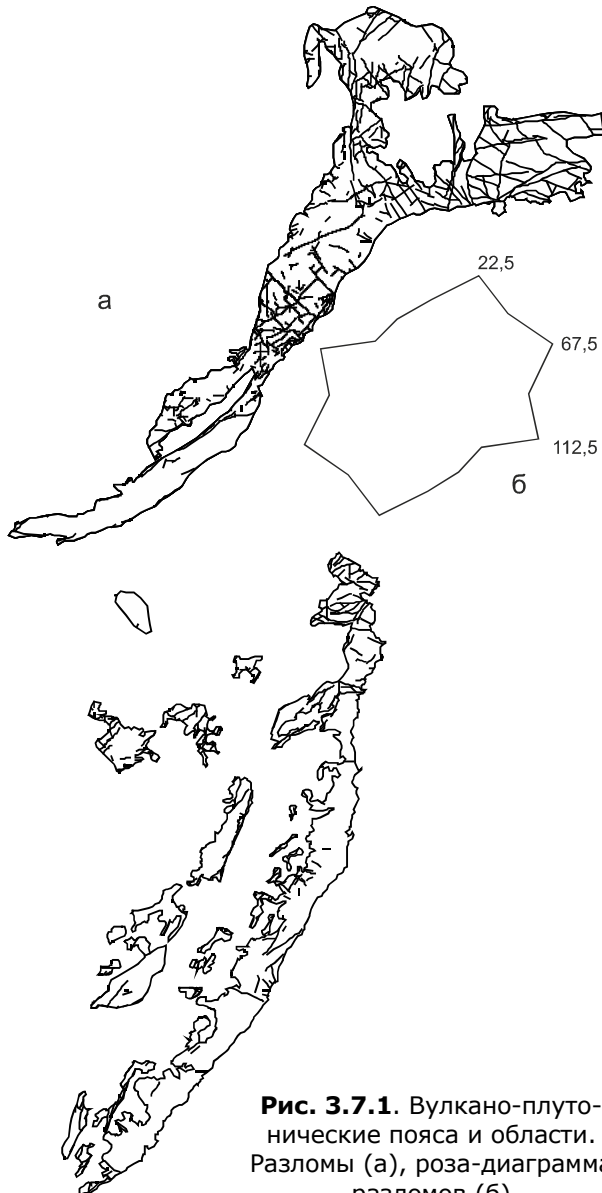


Рис. 3.7.1. Вулcano-плутонические пояса и области. Разломы (а), роза-диаграмма разломов (б)

Каких-либо закономерностей в расположении кольцевых и дуговых дизъюнктивов не просматривается, в частности, не видно связи их с какими-либо крупными линейными разломами.

3.8. СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ, ПЕРЕСЕКАЮЩИЕ НЕСКОЛЬКО СТРУКТУРНЫХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

К этой категории отнесены разломы, сформировавшиеся после консолидации складчатых сооружений территории, когда она в целом в геологическом отношении стала более или менее гомогенной.

а) Разломы системы Тан-Лу

То, что ряд крупных разломов Приамурья и Приморья относится к сдвиговой системе Тан-Лу (рис. 3.8.1), неоднократно отмечалось ранее [2; 3; 14; 19; 47–52; 65]. Более или менее полная картина этих разломов представлена в Объяснительной

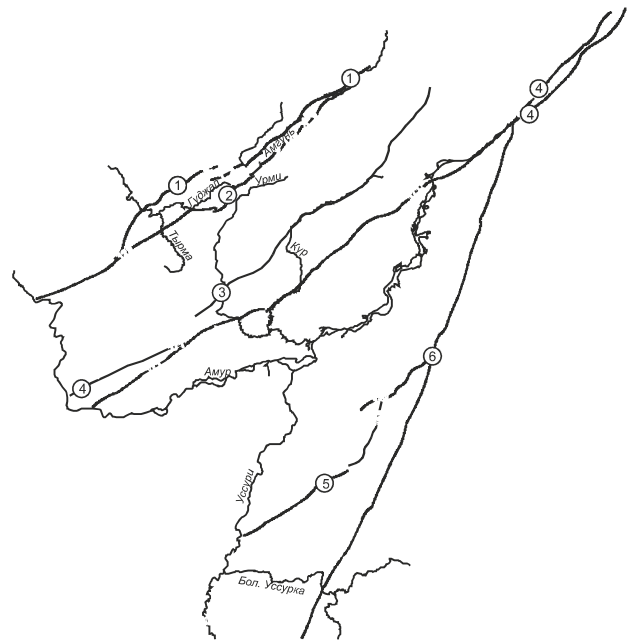


Рис. 3.8.1. Разломы, образующие структуру «конского хвоста» северного окончания системы Тан-Лу.

1 – Хинганский, 2 – Амгуньский, 3 – Курский, 4 – Итунь-Илань, 5 – Алчанский. 6 – Центральный Сихотэ-Алинский разлом.

записке к Геологической карте...[19], хотя положение показанных там разломов не во всем отвечает современным представлениям. Так, Хинганский разлом на этой карте в районе верхнего течения р. Амгунь не соответствует его положению ни на картах масштаба 1 : 200 000 [47; 48], ни на карте масштаба 1 : 1 000 000 [14]. Для остальных разломов также имеются расхождения, а Амгуньский разлом и вовсе отсутствует.

Основываясь на материалах последних региональных исследований, к системе Тан-Лу, по нашему мнению, следует отнести (рис. 3.8.1) Хинганский, Амгуньский, Курский, Итунь-Илань и Алчанский разломы (последний китайские геологи называют разломом Дунми). В целом они формируют классическую «структуру конского хвоста» [10], фиксирующую северное окончание сдвиговой системы Тан-Лу, главный разлом которой заканчивается под осадочным чехлом впадины Сунляо на территории КНР. «Хвост» слабо расходится в северном направлении. Поскольку по системе Тан-Лу перемещения были левосдвиговыми, разломы, формирующие «конский хвост», располагаются в области сжатия и, по существующим представлениям [10], должны быть преимущественно взбросами и надвигами. Однако надвиговые перемещения предполагаются только для Алчанского разлома [8], для остальных прямые и косвенные данные свидетельствуют о левосдвиговых смещениях. Так, в Буреинском краевом прогибе по Хинганскому разлому Гуджикская впадина смещена относительно Восточно-Буреинской примерно на 25 км к востоку [65]. Сдвиговый структурный парагенезис наблюдался в северо-западном крыле разлома [48]. Эти движения можно датировать самым концом позднего мела, что соответствует представлениям китайских геологов о времени основных перемещений по системе Тан-Лу [133].

В юго-восточном крыле Курского разлома располагается крупный (135x10 км) линейный гипабиссальный интрузив – Харпийский массив и его сателлиты, сложенный позднемеловыми гранодиорит-порфирами и андезитами (рис. 3.8.2). По форме и положению относительно разлома он со-

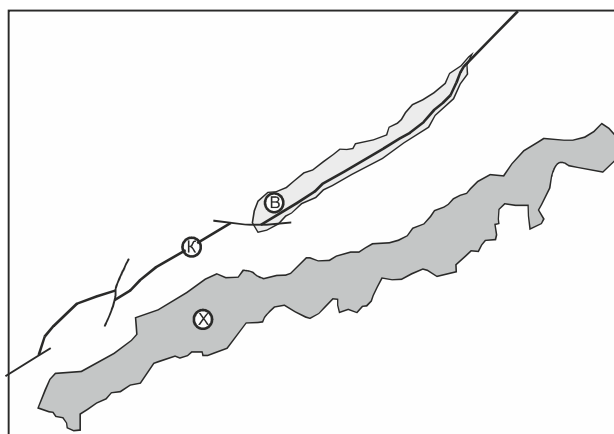


Рис. 3.8.2. Курский разлом (К), Верхнекурская впадина (В), Харпийский интрузив (Х)

ответствует присдвиговому дуплексу [69] – таким образом, уже в мелу Курский левый сдвиг сопровождался достаточно крупным раздвигом. Последующие движения по разлому датируются уже кайнозоем.

Алчанский разлом «упирается» в Центральный Сихотэ-Алинский (рис. 3.8.1). В последнем достаточно уверенно последние перемещения датируются палеоценом (время формирования свиты Кандахэ в присдвиговом грабене), т.е. основные перемещения по Алчанскому разлому также завершаются в конце позднего мела. Сдвиговые перемещения вдоль него на территории России не установлены, однако предполагаются китайскими геологами в смежных регионах [133].

По Амгуньскому разлому в бассейне верхнего течения р. Пачан установлено левосдвиговое смещение с амплитудой около 8 км альб-сеноманских вулканитов Баджальского вулcano-плутонического прогиба, перекрывающих юрские отложения Гуджикской впадины [3]. Таким образом, и этот разлом функционировал как левый сдвиг в позднем мелу.

Для разлома Итунь-Илань свидетельства о докайнозойских перемещениях в пределах рассматриваемой части территории России отсутствуют.

С начала кайнозоя разломы системы Тан-Лу развивались уже как составная часть Восточно-Азиатского рифтового пояса и рассматриваются ниже.

б) Восточно-Азиатский рифтовый пояс

Авторы Геологической карты... [19] в пределах рассматриваемой территории в составе Восточно-Азиатского рифтового пояса выделяют Суннэнь-Зейскую систему впадин, заложившуюся в мелу, и 2 системы кайнозойских впадин и базальтовых покровов – Танлу-Охотскую (Западно-Охотская, Эворон-Тугурская, Саньцзян-Среднеамурская, Дунми-Алчанская, Ялуцзян-Ханкайская группы впадин) и Прибрежную (Удыль-Кизинская впадина). Суннэнь-Зейская система на территории России представлена Амуро-Зейской впадиной; по нашему мнению, включение этой системы в состав Вос-

точно-Азиатского рифтового пояса требует дополнительной аргументации. Заинтересованного читателя мы отсылаем к монографии [80]. Нам представляется также, что приведенное выше районирование Восточно-Азиатского рифтового пояса нуждается в уточнении. Отметим, что ниже рассматривается только северная часть пояса, так что за пределами ее остается Ханкайская впадина (рис. 3.8.3).

Анализ рисунка изображенных на картах разломов (рис. 3.8.3) и ЦМР (рис. 3.8.4) показывает, что Восточно-Азиатский рифтовый пояс состоит из двух основных подсистем разломов и связанных с ними кайнозойских впадин: меридиональной и северо-восточной. Первая занимает территорию, тяготеющую к Охотскому морю; ее естественно назвать «Приохотским рифтом». Основу его составляют 3 меридиональных раздвига. Западный, протягивающийся вдоль восточного борта Среднеамурской впадины в север-



Рис. 3.8.3. Разломы Восточно-Азиатского рифтового пояса (северная часть)

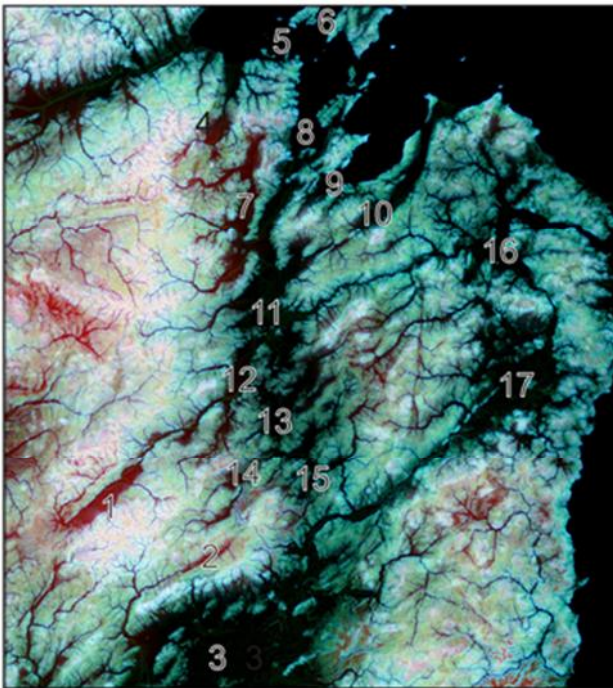


Рис. 3.8.4. Восточно-Азиатский рифтовый пояс. Синтезированное RGB изображение.

Цифрами обозначены впадины: 1 – Верхнеамгуньская, 2 – Верхнекурская, 3 – Среднеамурская, 4 – Торомская, 5 – Шантарская, 6 – Северная, 7 – Конино-Нимеленская, 8 – Тугурская, 9 – Сыранская, 10 – Усалгинская, 11 – Чукчагирская, 12 – Юкачинская, 13 – Эворонская, 14 – Эльга-Горинская, 15 – Лианская, 16 – Чля-Орельская, 17 – Удыль-Кизинская

ном направлении до устья р. Уды (захватывая значительную часть Шантарского шельфа), назовем «Торомским». Этот раздвиг трассируется впадинами (с севера на юг): Торомской, Шантарской, Северной, Конино-Нимеленской, Тугурской, Сыранской, Усалгинской, Чукчагирской, Юкачинской, Эворонской, Эльга-Горинской, Лианской и более мелкими. Располагающийся восточнее, вдоль побережья Охотского моря, раздвиг прослеживается от устьевой части р. Амур к северу до о. Рейнеке (и, видимо, далее в пределах шельфа Охотского моря); этот разлом назовем «Нижнеамурским». Он трассируется Чля-Орельской, Малахтинской, Вынгинской, Кумлинской и Удыль-Кизинской впадинами. Еще восточнее располагается раздвиг Татарского пролива (ниже не рассматривается). Эти раздвиги пред-

ставляют собой системы разноразмерных грабенов, преимущественно симметричных, иногда телескопированных. Насколько можно судить по данным бурения, проведенного в процессе поисковых и геологоразведочных работ на уголь (в основном в пределах Лианской впадины, в значительно меньшей степени в других, например, Чля-Орельской), максимальная амплитуда раздвиговых перемещений по Торомскому раздвигу достигает 30 км, по Нижнеамурскому – 60 км. Максимальная амплитуда вертикальных перемещений, судя по мощности осадочного выполнения впадин, достигает 2 и 1,5 км соответственно.

По многим разломам, входящим в состав Приохотского рифта, движения продолжают и в настоящее время. Судя по тому, что береговая линия Охотского моря отступает, по крайней по разломам, определяющим береговую линию, происходят подвижки взбросового типа [46].

Вторая подсистема, представленная активизированными в кайнозое разломами системы Тан-Лу и многочисленными разноразмерными параллельными им дизъюнктивами, может быть названа «Тан-Лу-Охотским рифтом». По данным авторов Геологической карты... [19], он прослеживается и на шельфе Охотского моря севернее Шантарских островов. Возможно, к этому же рифту следует относить и грабен-долину р. Уды [46].

В систему Тан-Лу-Охотского рифта входят 3 крупные впадины – Верхнеамгуньская, Верхнекурская и Среднеамурская. Первые две из них непосредственно связаны с одноименными грабенами (они описаны в гл. 1), лишь немного выходя за их пределы. Среднеамурская впадина имеет сложное строение и, видимо, иной генезис. Небольшие впадины северо-западного простирания усложняют облик впадин Приохотского рифта, из-за чего впадины-элементы его имеют на геологической карте причудливые ячеистые контуры.

Верхнеамгуньская впадина (рис. 3.8.5) лишь немного (в юго-восточном крыле Амгуньского разлома) выходит за пределы грабена. Грабен, скорее всего, возник при «отходе» крыльев левых сдвигов из-за изменения геометрии их сместителей по

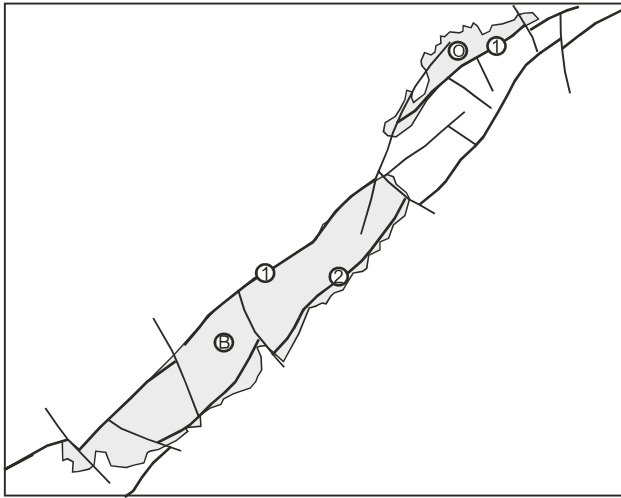


Рис. 3.8.5. Хинганский (1) и Амгунский (2) разломы, Верхнеамгунская (В) и Омогунская (О) впадины

простирацию. Однако возможны и другие механизмы возникновения грабена. Например, сдвиговые перемещения по Хинганскому и Амгунскому разломам могли на длительном этапе смениться сбросовыми (или хотя преимущественно сбросовыми). Еще один возможный механизм: к Хинганскому и Амгунскому разломам примыкают поперечные надвиги, сместители которых падают на северо-восток. Если эти надвиги генетически связаны с крупными сдвигами, то Верхнеамгунский грабен мог возникнуть в тылу надвиговых дислокаций – но лишь в том случае, если смещения по Хинганскому и Амгунскому разломам были правосдвиговыми.

Характерно положение небольшой Омогунской впадины, продолжающей Верхнеамгунскую на северо-востоке (рис. 3.8.5): она локализована в северо-западном крыле Хинганского разлома, а не между ним и Амгунским. Возможно, Верхнеамгунский грабен протягивался далеко на северо-восток от его нынешнего окончания, но на каком-то этапе часть его претерпела инверсию, возник горст, а от прежнего выполнения грабена осталась небольшая впадина.

Контуры Верхнекурской впадины (рис. 3.8.2) практически полностью на уровне современного эрозионного среза совпадают с контурами грабена. Последний, скорее всего, возник в результате «отхода» юго-восточного крыла Курского разлома в процессе левосдвиговых перемещений вдоль последнего. Наиболее отчетливо в процессе полевых наблюдений выявляются фрагменты северо-западного крыла грабена, где местами присутствуют элементы сбрососдвигового структурного парагенезиса [51].

Среднеамурская кайнозойская впадина Г.Л. Кирилловой с соавторами [64] рассматривается как самый верхний элемент структуры Среднеамурского осадочного бассейна. В истории развития последнего эти исследователи выделяют «...4 главные стадии эволюции: 1) краевой бассейн трансформной континентальной окраины в сочетании с рифтогенезом на краю Цзямусы-Ханкайско-Буреинского массива (поздняя юра – валанжин); 2) задуговой бассейн присдвигового растяжения (апт – средний альб); 3) остаточный постаккреционный бассейн (средний – поздний альб), выполненный нижней морской молассой; 4) рифтогенный бассейн (кайнозой)» [64, с.401]. В интересующий нас последний этап Среднеамурская впадина, скорее всего, развивалась как типичная впадина типа *pull apart*, сформировавшаяся в результате левосдвиговых движений вдоль разлома Итунь-Илань и подвижек различного кинематического типа по многочисленным сопровождающим и оперяющим его дизъюнктивам (преимущественно в юго-восточном крыле главного разлома).

В пределах Среднеамурской впадины проведен достаточно большой комплекс геологических (включая глубокое бурение), геофизических, геохимических и других специализированных исследований, благодаря чему геология впадины изучена сравнительно хорошо (практически все новейшие результаты сведены в цитированной работе Г.Л. Кирилловой с соавторами [64], к которой мы и отсылаем читателя). Укажем лишь, что в структуре фундамента впадины



Рис. 3.8.6. Разлом Итунь-Илань и Среднеамурская впадина

в этой работе выделены 3 структурно-тектонические зоны: 1) Западная (полуграбены Биробиджанский, Амурский, Верхнеинский, Волканский, Иванковецкий южный, Иванковецкий северный, Кафэнский, Утанакский, Харпинский, Уликанский, Альканский, Алгинский, Лобэйский, Самарско-Дитурский, Тайменский, Преображенковский, Бирофельдский); 2) Центральная (сложно построенные грабены Сельгонский, Литовский, Укурский, Симминский, Усть-Харпинский, Норменский (Болонский), Иннокентьевский, Башмаковский, Мориловецкий, Надеждинский, Ольский, Инский, Петровский, Луговской, Евгеньевский, Архангеловский, Нижнеспасский, Тунгусский, Николаевский, Даргинский, Хабаровский, Базовский, Дабандинский); 3) Восточная (грабены Биксурский, Немтинский, Нижнеанюйский, Гассинский, Невельский, Переяславский, Мухенский, Гольдинский, Дурминский). Полуграбены Западной зоны сформированы в результате преимущественно сбросовых смещений, остальные, по-видимому, связаны с чистыми раздвигами.

Авторы Геологической карты... [19] считают, что формирование в кайнозой Восточно-Азиатского рифтового пояса обусловлено растяжением и растрескиванием приповерхностных горизонтов земной

коры в процессе роста неотектонического Сихотэ-Алинского свода. Приведенное выше описание заставляет нас усомниться в справедливости этого утверждения. Пространственное положение Танлу-Охотского и Приохотского рифтов показывает, что они сформировались в разноориентированных (и, по-видимому, имеющих разный генезис) полях напряжений. Во всяком случае, имеющихся данных пока недостаточно для однозначного решения вопроса формирования рифтового пояса в целом.

3.9. КОЛЬЦЕВЫЕ И ДУГОВЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И СИСТЕМЫ

Как нередко отмечалось в литературе (см., напр. [71]), кольцевые и дуговые разломы больших размеров в первую очередь связаны с гранитогнейсовыми куполами и различного рода магматическими образованиями (сводами над внедрявшимися интрузивами, вулканическими постройками). На геологических картах показывается большое количество разноразмерных разломов такого рода (рис. 3.9.1). Сравнение рисунка кольцевых и дуговых разломов, изображенных на геологических картах, с аналогичными структурными элементами, видимыми на космических снимках, показывает, что разломы практически не отражаются на материалах дистанционных исследований. На рис. 3.9.2, где ЦМР представлена в синтезированных цветах, достаточно отчетливо просматриваются кольцевые системы в районе южной части Туранского блока Буреинского массива. Они, однако, не соответствуют кольцевым и дуговым разломам,

Аналогичная ситуация в целом типична и для Восточно-Сихотэалинского вулканоплутонического пояса (рис. 3.9.3). На снимке достаточно отчетливо видны разноразмерные кольцевые структуры, обрисованные как водотоками, так и кольцевыми хребтами. Однако на геологической карте [8] показаны другие кольцевые и дуговые элементы. На снимке не просматриваются никакие особенности кольцевых структур, которые можно было бы связать с геологическим строением. Не видно также каких-

либо связей кольцевых элементов с линейными.

В то же время, для небольших кольцевых сооружений (как правило, не показываемых на картах масштаба 1 : 1 000 000) ЦМР предоставляют большие возможности для дешифрирования деталей геологиче-

ского строения. На рис. 3.9.4 в качестве наглядного примера приведен кольцевой хребет на правом берегу р. Самарги [84]. Он оконтуривает практически идеально круговой (на уровне эрозионного среза) выход гранитов, окруженных полем верхнемеловых андезитов. Несомненно, хребет связан

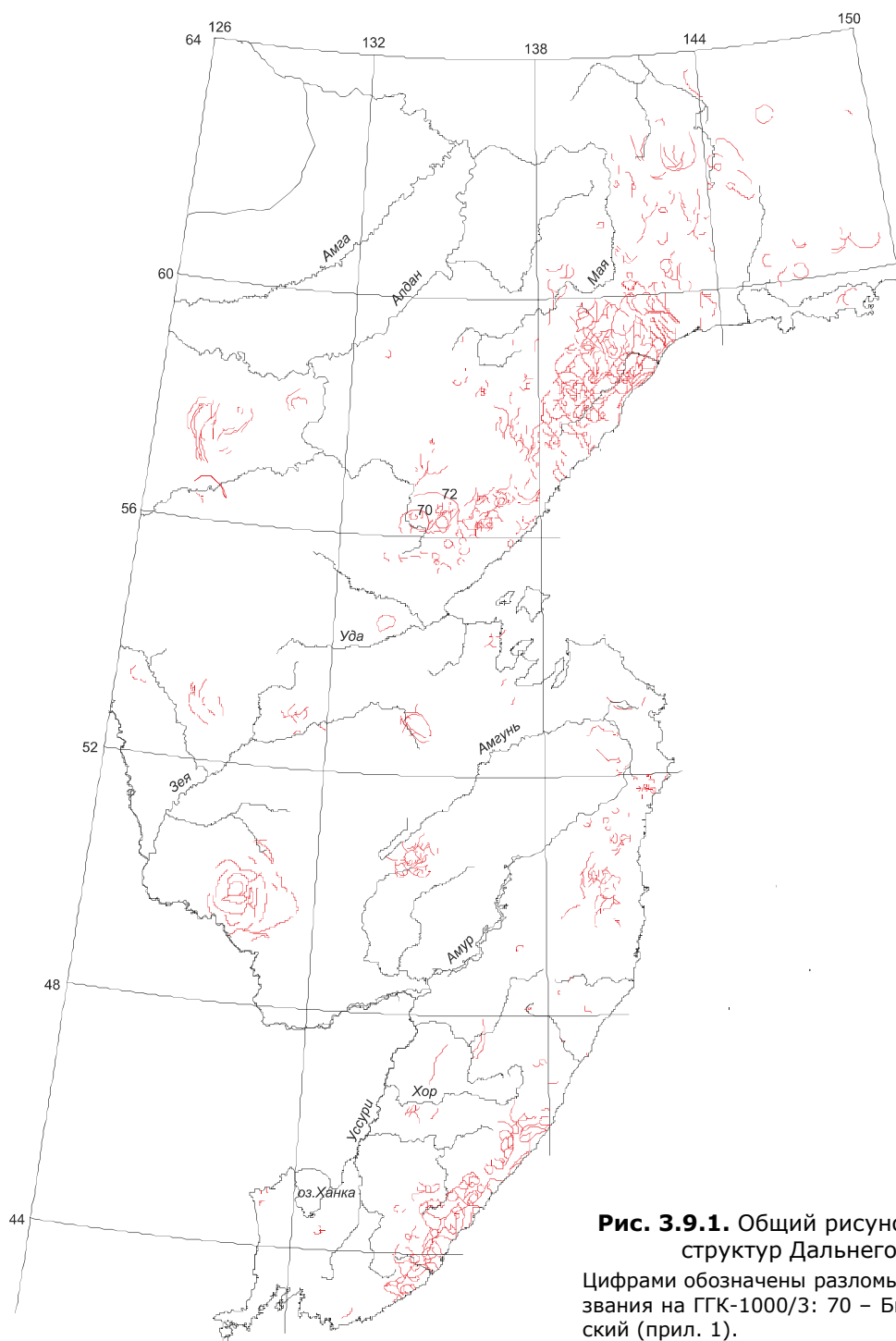


Рис. 3.9.1. Общий рисунок кольцевых и дуговых структур Дальнего Востока России.

Цифрами обозначены разломы, имеющие собственные названия на ГКК-1000/3: 70 – Бириндинский, 72 – Улчанский (прил. 1).

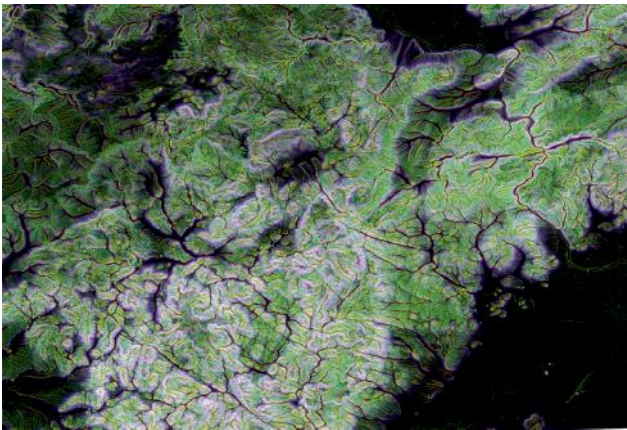


Рис. 3.9.2. ЦМР южной части Туранского выступа Буреинского массива. Синтезированные цвета показанным на карте

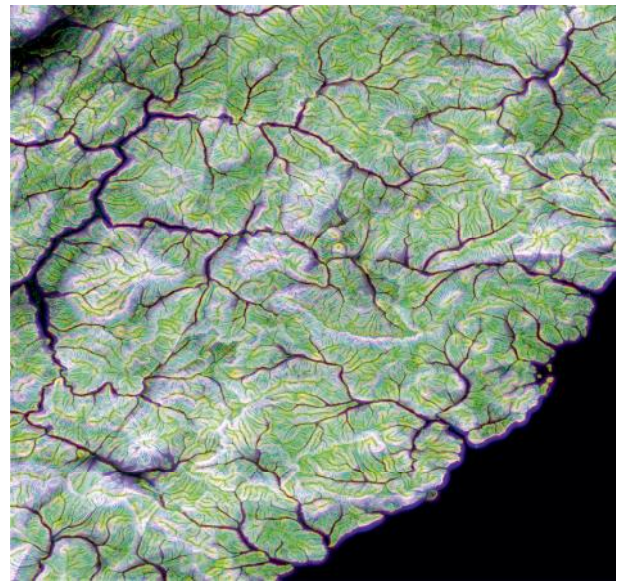


Рис. 3.9.3. Южная часть Восточно-Сихотэалинского вулcano-плутонического пояса. Синтезированные цвета

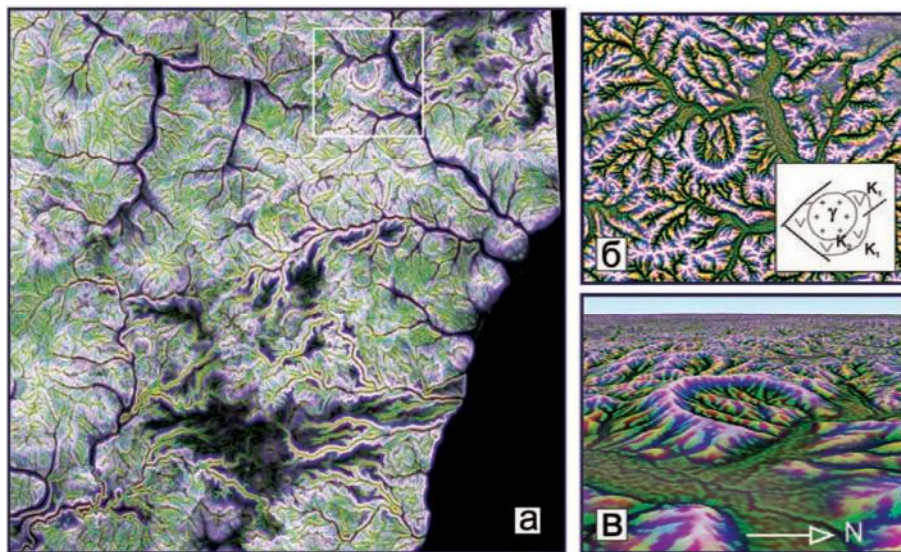


Рис. 3.9.4. Район базальтового плато между реками Единка и Кузнецова (а).

Синтезированное RGB-изображение, где цветовые компоненты – R,G,B – модуль градиента с масштабами $t=16,1,81$ соответственно; (б) – синтезированное RGB-изображение кольцевой структуры, где цветовые компоненты R,G,B – операторы Лапласа с масштабами $t=16,1,81$ соответственно. На врезке показана геологическая схема структуры по Л.Ф. Назаренко [84]; (в) – изображение (б), “натянутое” на 3D изображение рельефа вулканического конуса (по техническим причинам север изображения развернут на восток на 90°) (по О.В. Рыбасу и др. [100]).

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. Отметим интересные особенности, связанные с картированием линейных разломов. Показанные на карте (рис. 3.9.4, б)

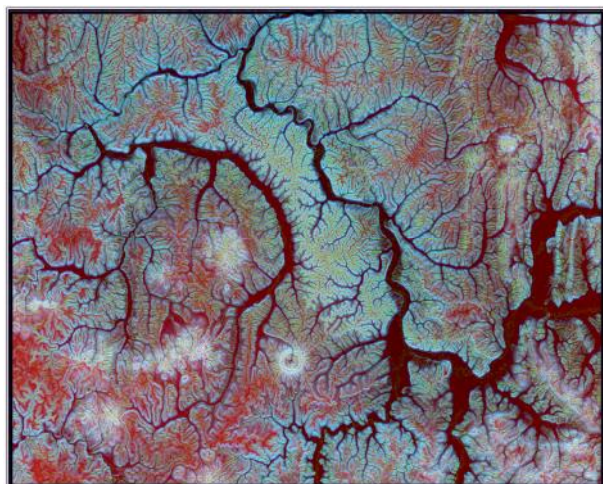


Рис. 3.9.5. ЦМР участка Учуро-Майской плиты. Синтезированные цвета. Кольцевая структура интрузивного массива Кондер; полукольцо, описываемое р. Омня. В восточной части снимка видны отчетливо выраженные субмеридиональные линеаменты, обусловленные линейной складчато-надвиговой структурой Южного Верхоянья

ортогональные разломы прекрасно фиксируются линеаментами, вдоль которых заложены небольшие водотоки. В то же время линеамент, обрезающий кольцевую структуру с севера и наверняка соответствующий разлому, на карте не отражен. То же относится к четырем линеаментам, полностью

локализованным внутри кольца и, возможно, соответствующим диагональным разломам.

Отметим, что на обработанном снимке очень эффектно выглядят поля четвертичных базальтов, а в их пределах – отпрепарированные вулканические конусы (рис. 3.9.4, а), причем последних выявляется существенно больше, чем в процессе полевых работ или дешифрирования аналоговых снимков (см. [100]).

Еще один интересный участок проявления кольцевых и дуговых структур иллюстрирует рис. 3.9.5. Кольцевой хр. Кондер, внутри которого локализован интрузив основного-ультраосновного состава, великолепно виден на любых снимках, сделанных в любых диапазонах волн. Однако нигде не «просматривается» собственно кольцевой разлом, ограничивающий эту структуру (хотя на геологических картах, особенно крупномасштабных, он участками изображается). Здесь же рядом наблюдается прямо противоположная ситуация: р. Омня описывает почти правильное полукольцо, но ни на одной геологической карте нет ничего, что могла бы объяснить эту ситуацию.

Таким образом, приходится констатировать, что полевое (наземное) картирование кольцевых и дуговых разломов расходится с тем, что можно видеть на высококачественных материалах дистанционных съемок. Для рассматриваемой территории это – неутешительный вывод.

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ КАРТИРОВАНИЯ И КАРТОГРАФИРОВАНИЯ РАЗЛОМОВ

Целью настоящей главы является методологический анализ проблем выделения и картографического отображения сравнительно простого геологического объекта – крупного дизъюнктива. В качестве примера рассматривается эволюция представлений о составе и возрасте геологических образований зоны Пауканского глубинного разлома, структуре последней и определении места этой зоны в структуре Востока Азии.

4.1. МЕТОДОЛОГО-ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ КАРТИРОВАНИЯ РАЗЛОМОВ

Как показывает описание разломов, приведенное в гл. 1, даже, казалось бы, такая простая геологическая задача, как картирование разломов, влечет неоднозначные решения. Из-за этого зачастую возникает путаница, и в итоге пользователи карт могут делать существенно различные выводы как теоретического (историко-геологические, геодинамические), так и практического (прогноз поисков полезных ископаемых) характера. Поэтому, как нам представляется, возникающие проблемы требуют анализа (даже еще не решения), выходящего за рамки внутридисциплинарного (чисто геологического) подхода. Такой выход осуществляется на рефлексивной (уровень логики и методологии науки, т. е. науковедения) и надрефлексивной (уровень философии науки) позициях [96–98; и др.]. Как поясняет М.А. Розов [96], философия науки *показывает и объясняет*, как работает исследователь, а логика и методология науки *указывают*, что ему необходимо делать в процессе исследования и как организовать полученное знание об объекте, чтобы оно соответствовало научным требованиям.

Хотя, по мнению М.А. Розова, философия науки оформилась в самостоятельную науку еще с 1962 г. – времени публикации работы Т. Куна «Структура научных революций» [68], до сих пор философско-научные и методологические подходы зачастую не разграничиваются. Это видно, например, даже по соответствующим публикациям последних лет, принадлежащим геологам разных школ (см., например, [88; 114; и др.]). Нижеследующее изложение также не предполагает такого разграничения.

Важно констатировать, что в настоящее время разломы, как особую категорию геологических объектов, можно выделять и исследовать тремя (впрочем, трудно разграничиваемыми) способами*: а) путем натуральных наблюдений (полевые исследования в процессе геологического картирования и/или специализированных работ); б) изучением материалов дистанционных съемок (аэро- и космоснимки различных видов) – сюда же включим также выделение разломов геофизическими, геоморфологическими, геохимическими и другими косвенными методами; в) выделением крупных дизъюнктивов путем обобщения данных о небольших разломах, полученных двумя первыми способами. В последнем случае, кроме общепринятых приемов генерализации [9; 53], предлагаются и новые подходы – например, путем реконструкции полей напряжения разных уровней и сопоставление их с теоретически

*Мы не рассматриваем лабораторные эксперименты, т.к. переносы их результатов на природные объекты до сих пор являются предметом методологических дискуссий.

рассчитанными [102]. Все эти способы являются составными частями процедуры картирования разломов. Их объединяет то, что исследователь в результате формирует *личностное знание* (в смысле представлений, развивавшихся М. Полани [93]) об объекте исследования [38]. М. Полани показал, что личностное знание состоит из двух компонентов – знания явного (центрального) и знания неявного (периферийного). Первое может быть вербализовано (т. е. изложено на каком-либо языке) исследователем, воспринято пользователем и перейти в знание всеобщее (коллективное). Неявное знание непосредственно не вербализуется, но постепенно в сознании исследователя, в процессе все большего углубления в объект, переходит в явное знание. Не вдаваясь в дальнейшие методологические тонкости, приведем простой пример из практики картирования разломов.

На геологических картах, особенно крупных и средних масштабов (1 : 25 000 – 1 : 500 000), разломы разделяются на установленные геологическими методами (т. е. прямыми наблюдениями) и предполагаемые. Первые заведомо относятся к области явного знания и сразу же изображаются исследователем на карте (вербализуются в языке геологической картографии). Вторые в процессе картирования если и осознаются геологом, то где-то на периферии сознания, пространственное положение их сразу не определяется. Перевод их из неявного знания в явное осуществляется различными способами. Предполагаемый разлом может рассматриваться как недоступная наблюдением часть уже закартированных дизъюнктивов (используются методы интер- и экстраполяции, которым геолога учат в ВУЗе). Здесь особых сложностей не возникает. Второй способ сложнее. Геолог, создавая полевую геологическую карту, сталкивается с тем, что на ней приведены в отношении соседства [36] резко различные геологические объекты, между которыми, как известно из опыта предыдущей деятельности, не может быть нормальных (стратиграфических или интрузивных) контактов. Между тем непосредственные наблюдения контактов оказываются невозможными. В таком

случае геолог, опираясь на опыт предшествующих исследований (как собственный, так и коллег), т. е. на неявное знание, изображает в качестве контакта предполагаемый разлом. Знание становится явным, но требует дополнительного подтверждения. Для этого, положим, привлекаются материалы дистанционных съемок (на снимках ищутся линеаменты, которые пространственно соответствуют предполагаемому разлому), а также привлекаются геофизические или иные косвенные данные.

Существенно, что геолог, как и любой естествоиспытатель, считает разлом естественным объектом – т. е. разлом как бы существует в природе сам по себе, независимо от представлений и деятельности исследователя. Цель геолога – изучить разлом с наиболее возможной (в масштабе исследования) полнотой и объективно отобразить результаты исследования. Такая цель принципиально недостижима. Как отмечают С.С. Розова и О.Б. Соловьев, «из своего поля деятельности натуралист убирает все, что ему кажется субъективным, полагая, что в естественном объекте ничего субъективного быть не должно. Но это не так: в естественном объекте как элементе научного познания много субъективного, но субъективного не от данного индивида, а от общества и культуры» [98, с. 141]. Об этом неоднократно писали геологи, занимавшиеся методологическими проблемами геологии (напр., С.В. Мейен – см. [76; и др.]). Много внимания уделяли этому специалисты в области философии науки, например, очень тщательно проблему подхода исследователя к своему объекту проанализировал М.А. Розов [96; 97]. К объекту изучения – в данном случае к разлому – геолог приходит с уже имеющейся у него готовой методолого-теоретической моделью. Это – комплекс представлений, сформированный у него образованием, принадлежностью к определенной научной школе (обычно неявной), сложившейся практикой работы в организации, где он трудится, предшествующим каким-либо личным опытом, наконец.

Достаточно точно это показал О. Куваев (геолог по образованию и первоначальной деятельности) в известном рома-

не «Территория». Геолог Сергей Баклаков только готовится к полевому сезону и еще даже не начал составлять проект работ, но: «Когда он кончил письмо, то совершенно ясно понял, зачем ему требовались разломы. Если они формируют речные долины, то в зоне пересечения древних разломов коренное ложе долины будет иным, углубленным, или смещенным в сторону, или более широким...Он без перехода принялся писать докладную записку Будде. *Карта-гипотеза, отчет-гипотеза уже существовали для Баклакова. Он видел эту карту и знал текст отчета* (выделено нами – В.З., О.Р., Г.Г.)... Пробы должны быть массовыми, годными к статистической обработке. Если на этой основе не удастся выделить отдельные типы гранитов – значит, золотоносность связана с верхней разрушенной частью обычных для Территории массивов»*. Очевидно, что любой геолог до того, как он начал свою практическую деятельность, видел, положим, трещины в стене или каком-либо ином предмете, и поэтому, увидев аналогичный объект в обнажении, назовет его «трещиной». Отсюда уже недалеко до абстрактного понимания «дизъюнктивной границы»: дизъюнктивная геологическая граница – это *разрыв сплошности* геологического пространства [21]**, или дизъюнктивная граница – вторичная геологическая граница, не являющаяся несогласием [36]. Для того, чтобы изучать разлом как специфическое геологическое тело («зону разлома»), геолог должен иметь иной комплекс представлений, т.е. другую теоретическую модель. В этом случае, если геолог картирует хрупкий разлом, выделяется магистральный разрыв и зона его динамического влияния [72]. Если исследуется вязкий разлом, магистральный разрыв прямыми полевыми наблюдениями выделить невозможно.

Главная трудность содержательного характера при изучении разломов как некоторых поверхностей в геологическом

пространстве – это несоответствие реально наблюдаемого объекта той модели, которая имеется у геолога. Целиком в обнажении, как бы велико оно не было, непосредственному наблюдению доступны только трещины и фрагменты более крупных дизъюнктивов. Объединение знаний об этих разрозненных фрагментах в знание о едином крупном разломе – задача нетривиальная. Как показывают наблюдения над современными крупными разломами, активизированными при землетрясениях (напр. [5]), магистральный разрыв функционирует в виде фрагментов различной протяженности и направления, нередко кулисообразно подставляющих друг друга, с разной кинематикой и амплитудой смещения. Тем не менее, опираясь на имеющиеся профессиональные навыки, теоретические представления и работы предшественников, геолог формирует суммарное (явное и неявное) личностное знание об изучаемом разломе. Следующий этап – представить это знание в виде, доступном другим геологам (и пользователям любой специальности). Для этого знание вербализуется, т. е. излагается на каком-либо языке.

Геолог в процессе полевых работ пользуется двумя резко различными языками. Описание наблюдений осуществляется в полевом дневнике на научном геологическом языке. Это – особая разновидность естественного языка, в который включены геологические термины (т. е. слова, обозначающие геологические понятия). Помимо этого, основным материалом фиксации полевых наблюдений является полевая геологическая карта – текст, «написанный» на особом картографическом языке, в котором роль слов и букв естественного языка играют картографические знаки [9; 53; 74]. Полевые дневники и полевая геологическая карта – это то, что в методологии науки называется «протоколом наблюдений», который и фиксирует для науки личностное знание исследователя. Вербализованное знание, как убедительно показал Ю.А. Шрейдер [117; и др.], является *информацией*, т.е. «закодированным» сообщением, предназначенным для трансляции знания от одного пользователя другому. Главное тре-

*О. Куваев. Правила бегства. Романы. Магадан: Книжное изд-во. 1980. С. 188–189.

**В указанной работе приведены и формальные определения терминов «геологическое пространство», «геологическая граница».

бование к информации – однозначность понимания ее получателем, что практически полностью определяется единством, точностью и однозначностью языка, которым пользуются и отправитель, и получатель информации. Наилучшим выходом, конечно, было бы использование абсолютно однозначного языка. В.В. Налимов [85] показал, что все языки – естественные и искусственные – образуют ряд от абсолютно «жестких» (напр., шифры или генетический код) до абсолютно «мягких» (напр., язык коанов в дзен-буддизме; очень «мягким» является и разговорный человеческий язык). Именно для того, чтобы первоначальное знание в процессе преобразования в информацию, трансляции последней и последующей расшифровке не искажалось, наука стремится к точной формулировке терминов, а, по возможности, и к их формализации. Такой процесс захватил язык геологии в нашей стране в 60-е гг. прошлого века (в основном усилиями «новосибирской школы»). Основные результаты его изложены в [21]. Однако существенного влияния на «обычный» научный геологический язык эти работы не оказали, и стандартный язык геологических публикаций до сих пор является весьма «мягким» (очень многие термины неоднозначны и плохо – с логической точки зрения – определены). Геолого-картографический язык, в силу своей специфики (графические изображения), с рождения является более «жестким». В последние годы в нашей стране, в связи с составлением и изданием Государственных геологических карт новых поколений, требования к жесткости картографического языка усилены, в качестве «алфавита» его выступает непрерывно совершенствуемая Электронная база знаков (ЭБЗ), обязательная для готовящихся к изданию листов Государственных карт. Однако и здесь пока не удается добиться полной «жесткости» даже для таких простых объектов картографирования, как разломы. Так, отмечалось [43], что в ЭБЗ отсутствуют специальные знаки для раздвигов (для разломов всех остальных кинематических типов они имеются).

Процесс полевых работ в нашей стране завершается приемкой полевых материалов

специально назначаемой группой экспертов – геологов-съемщиков высокой квалификации. Они оценивают не только полноту и точность собранных материалов, но и точность и однозначность преобразования полученного в поле знания в картографическую информацию (полевую геологическую карту). При подготовке карты к изданию она проходит многоступенчатую экспертизу все более высоких уровней, что позволяет надеяться на все более адекватную исходному (личностному) знанию расшифровку заключенной в карте информации. Изданная геологическая карта сопровождается не только множеством дополнительных картографических материалов, но и объемным текстом (объяснительной запиской), призванным помочь однозначному пониманию карты. Тем не менее, пользователь в абсолютном большинстве случаев видит *не совсем* то (а иногда и *совсем не* то), что подразумевал автор карты. Как ни парадоксально, это в значительной мере обусловлено «жесткостью» картографического языка. Специалисты и в области философии науки [96; 97], и в области теории информации [117] неоднократно рассматривали соотношение между точностью определения термина и обозначаемым им объектным миром: чем «жестче» определение, тем уже круг охватываемых им предметов (в пределе один термин будет обозначать один предмет). При картировании разломов мы сталкиваемся с этим, например, при попытке показать на карте кинематику разлома: если за время активного существования разлома она менялась, то на карте практически всегда можно отобразить лишь последние движения. Для передачи знания о всей истории существования разлома приходится прибегать к дополнительным средствам информации: зарисовкам, фотографиям, специальным пояснениям в текстах, сопровождающих карты – или в самостоятельных публикациях, посвященных разломам (это хорошо видно из приведенных в гл. 1 описаний Станового, Джелтулакского, Центрального Сихотэ-Алинского и др. разломов).

Рассмотрим этот случай на примере Пауканского глубинного разлома.

4.2. МОДЕЛЬНЫЙ ПРИМЕР – ПАУКАНСКИЙ ГЛУБИННЫЙ РАЗЛОМ

Пауканский глубинный разлом является границей между Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатыми системами (рис. 4.1) и, соответственно, на значительном расстоянии (около 250 км) определяет и границу между Центрально-Азиатским и Ти-

хоокеанским подвижными поясами. В процессе геологосъемочных работ разного масштаба было достаточно надежно установлено, что геологические образования, слагающие «зону глубинного разлома», отличаются от смежных образований указанных складчатых областей. В схемах тектонического районирования Востока Азии они, как правило, относились к тем или иным струк-

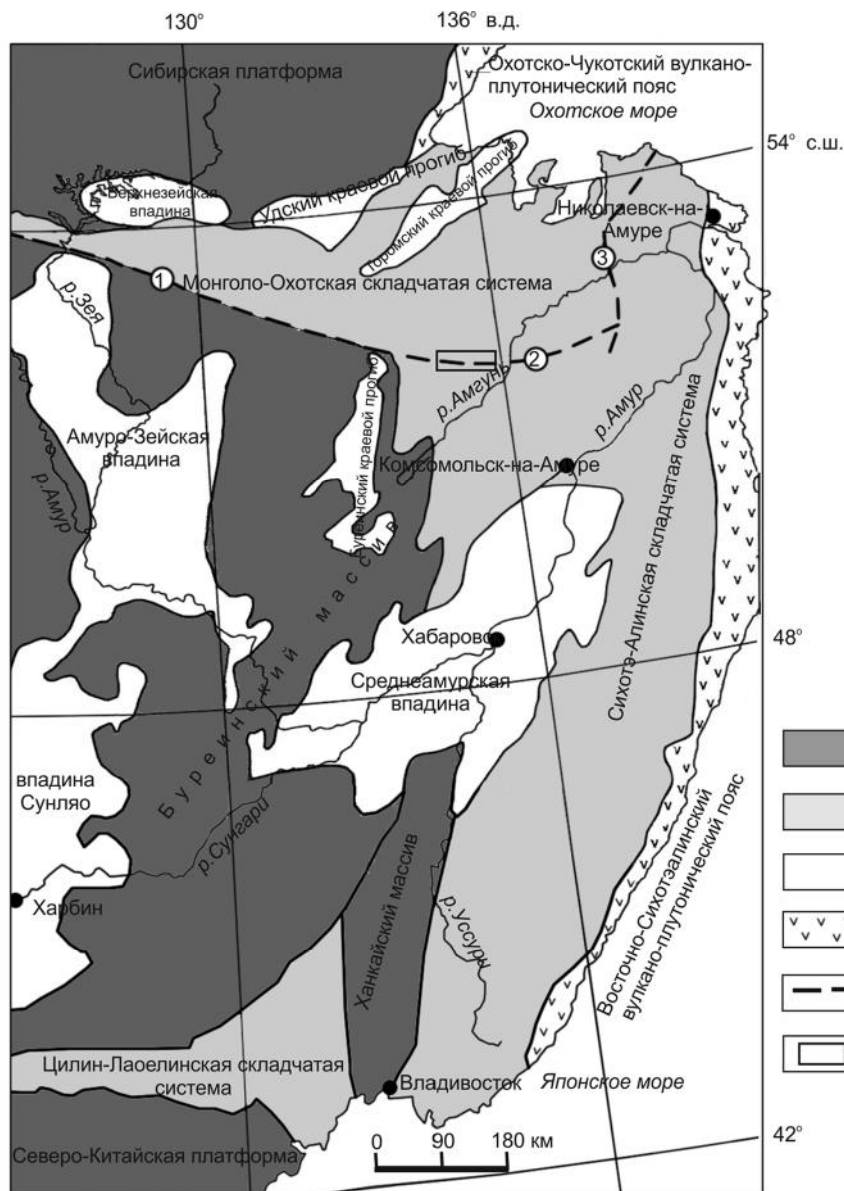


Рис. 4.1. Положение Пауканского глубинного разлома в структуре востока Евразии (по [63], с небольшими изменениями и дополнениями).

1 – докембрийские платформы; 2 – складчатые системы фанерозоя; 3 – кайнозойские впадины; 4 – вулканоплутонические системы; 5 – разломы (1 – Южно-Туруингрский, 2 – Пауканский, 3 – Дукинский и Дигдаланский); 6 – рассматриваемая ниже часть зоны Пауканского глубинного разлома.

турно-формационным подразделениям Монголо-Охотской складчатой системы (см., например [13]). Лишь в работе [55] эта зона выделялась в самостоятельную структурную единицу – Ниланский горст-антиклинорий, а в наиболее позднем варианте геологоструктурного районирования Приамурья – в Ниланскую структурно-формационную зону [95].

Заметим сразу, что Пауканский разлом полностью отвечает понятию «глубинный разлом», приведенному во «Введении». Кроме того, отметим, что глубинный разлом зачастую является *дизъюнктивной границей* тел геологических комплексов [36], что имеет место и в рассматриваемом случае. Необходимо также специально оговорить, что именно понимается под «Пауканским глубинным разломом». Предварительно продемонстрируем, как он характеризуется в материалах региональных исследований. Существенно, что все цитируемые ниже исследования проведены сотрудниками одной и той же организации – Хабаровской поисково-съёмочной экспедиции (позднее преобразованной в ФГУ ГПП «Хабаровскгеология», затем в ФГУ ГП «Дальгеофизика»).

«Пауканский ГР (глубинный разлом – В.З., О.Р., Г.Г.) выражен зоной шириной до 17 км, ...сложенной комплексом метаморфических формаций (зеленосланцевой и филлитовой фаций динамометаморфизма), образовавшихся по вулканогенно-кремнисто-терригенным формациям среднего и верхнего палеозоя. В геометрическом плане Пауканский ГР – система разнообразных по линейным размерам и характеру движений дизъюнктивов, среди которых преобладают разломы, имеющие простирания, совпадающие с простиранием осевой поверхности глубинного разлома, близкое к вертикальному положение и преимущественно взбросовый характер... Положение в пространстве осевой поверхности Пауканского ГР с определенной долей условности определяется по положению наиболее метаморфизованных и дислоцированных пород. Северную половины зоны глубинного разлома занимает крупный сложно построенный горст – Корбахонская горст-антиклинальная зоны; там же локализованы интрузивные тела

позднепалеозойской (?) плагиогранитовой формации. Геологические данные свидетельствуют, что Пауканский ГР имеет крутое (70–80°) южное падение. Максимальные взбросовые перемещения по нему оцениваются в 2–3 км» [55, с.59–60].

По представлениям А.И. Буханченко с коллегами, Пауканский глубинный разлом пересекает описываемую площадь в субширотном направлении. Зона разлома хорошо дешифрируется на мелкомасштабных аэрофотоснимках и космических снимках по серии узких прерывистых полос, образующих зону шириной до 10 км, которая выделяется и в современном рельефе. Разлом представляет собой систему субпараллельных, различных по протяженности дизъюнктивов, среди которых преобладают субширотные, имеющие близкое к вертикальному падение. Движениями по этим разломам в центральной части зоны сформирован Пауканский блок, в пределах которого обнажаются наиболее древние в районе палеозойские породы. Наличие в пределах зоны разлома метасоматитов раннепермского возраста, приуроченность к его северной части продуктов среднеюрского геосинклинального магматизма, а к южной – субвулканических и интрузивных массивов позднемелового возраста свидетельствует о длительности активного проявления геологических процессов в его пределах. Геологические данные свидетельствуют, что Пауканский разлом имеет крутое (70–80°) южное падение. Максимальная амплитуда перемещений по нему оценивается в 2–3 км [11; 12].

А.Ф. Васькин с соавторами отмечают, что Селемджинская структурно-формационная зона в границах листа М-53 включает в себя большую часть близширотной зоны Пауканского глубинного разлома (или Пауканского блока). Последняя рассматривается как отдельный структурный элемент из-за своего пограничного положения и несколько иного по сравнению с окружающими ее структурами формационного наполнения. Зона ограничена с юга Пауканским глубинным разломом, с севера – Ниланским разломом. Ее длина в пределах листа около 180 км при ширине от 7 км на западе до 20 км на востоке. Она включает в себя блоки

разновозрастных осадочных, вулканогенных и плутоногенных образований: раннедевонских, ранне- и позднекаменноугольных, ранне- и позднепермских и среднеюрских. Допозднепермские породы в блоках интенсивно дислоцированы, неравномерно метаморфизованы в разных субфациях зеленосланцевой фации (в основном в филлитовой). В них распознаются разнопорядковые складки, ориентированные согласно простиранию Пауканского разлома... Но в целом внутренняя структура зоны в достаточной степени не расшифрована. Пока не находит удовлетворительного объяснения сочетание в ней блоков, сложенных образованиями типичной субплатформенной известняково-терригенной (сивакская свита) и геосинклинальной известняково-кремнисто-вулканогенной (берендинская и крестовая свиты) формаций.

Пауканский разлом выделяется по сопряженным субпараллельным дизъюнктивам разной протяженности близширотного простирания, хорошо выражен на материалах дистанционного зондирования и в рельефе. Он имеет крутое (70–80°) южное падение и представляет собой взбрососдвиг. Разлом, по-видимому, соскладчатый и в последующие тектонические эпохи неоднократно подновлялся. Вероятно, за счет надвиговых подвижек в северо-восточном обрамлении Софийской купольной структуры разлом трансформировался здесь в крутой (до 50°) надвиг. Его глубинный характер и древнее заложение выражаются в приуроченности к нему мощных нижнекарбонных базальтовых покровов и позднекарбонных (?) интрузивов габбро-плагиогранитовой формации бурейкинского комплекса» [14].

Как видно, даже в современных работах по региональной геологии, выполненных в одной организации и по единой достаточно стандартизированной методике, существует путаница в представлениях о том, что же это такое – «Пауканский глубинный разлом» и «зона Пауканского глубинного разлома». В приведенных цитатах указывается, что зона Пауканского глубинного разлома (что бы под этим не имели в виду авторы) имеет ширину до 20 км. Между тем на любых картах масштаба 1 : 1 000 000 и

мельче Пауканский глубинный разлом показывается *одной линией*, что очевидно влечет неверные представления о структуре территории у читателей, слабо знакомых с геологией района. Учитывая все это, под «Пауканским глубинным разломом» ниже понимается область, заключенная между дизъюнктивами, в работе А.Ф. Васькина с соавторами [14] названными «Пауканским» и «Ниланским». Это, безусловно, не совсем точно, т.к. указанные разломы вряд ли являются магистральными разрывами, а зона динамического влияния собственно Пауканского глубинного разлома распространяется и к северу, и к югу от них. Установить границы ее невозможно даже приблизительно, поскольку на нее накладываются зоны динамического влияния достаточно крупных дизъюнктивов, субпараллельных Пауканскому глубинному разлому. Это – стандартная ситуация для мезозоны, что во всех своих работах подчеркивал Е.И. Паталаха (см., напр., [90]).

Ниже анализируется строение только восточной – субширотной – части Пауканского глубинного разлома. Западная часть, включающая так называемый «Софийский купол», достаточно подробно описана в работе [46], откуда заимствована и значительная часть характеристики ее в гл. 1. В настоящей главе она не рассматривается из-за исключительной неоднозначности трактовки ее строения и структурного положения.

В современной (вторая половина прошлого века) истории изучения зоны Пауканского глубинного разлома выделяются 3 периода, когда менялись не только объем и содержание полученных знаний («фактический материал»), но и *восприятие* (осмысление) их*.

Первый период соответствует завершению геологических съемок масштаба 1 : 200 000 первого поколения (50–60-е гг. прошлого столетия) и подготовке перво-

*На этот определяющий момент, относящийся к сфере философии и методологии науки, недавно специально обратили внимание В.Е.Хаин с соавторами [114].

го издания листов Государственной геологической карты СССР этого масштаба [86; 87; 115]. Опираясь на сборы ископаемых органических остатков и состав отложений, здесь были выделены девонские и каменноугольные стратифицированные и позднепалеозойские (?) интрузивные образования [111]. Образования, считавшиеся тогда среднедевонскими, объединялись в сивакскую свиту, сложенную кварцевыми и аркозовыми песчаниками кварцитовидного облика, конгломератами, гравелитами, метаморфизованными алевролитами и глинистыми сланцами (зачастую известковистыми), полимиктовыми, известковистыми и слюдистыми песчаниками, известняками. По находкам остатков брахиопод, морских лилий и мшанок возраст свиты первоначально был определен как эйфель-живет*. Мощность отложений оценивалась в 1600 м. Вышележащие образования расчленялись на берендинскую и крестовую свиты. В состав первой включались зеленокаменные породы (метабазалты), кремнистые и глинистые сланцы, с редкими пластами алевролитов и полимиктовых песчаников, линзами известняков. В основании свиты выделялся горизонт грубообломочных пород (конгломераты, брекчии, гравелиты, песчаники) непостоянной мощности. Предполагалось, что на сивакской свите берендинская залегает со стратиграфическим, угловым и азимутальным несогласием. Мощность отложений ее оценивалась в 900–1200 м. Органических остатков в них не было обнаружено, возраст свиты первоначально считался средне-позднедевонским, позднее – раннекаменноугольным. Крестовая свита, согласно перекрывающая берендинскую, сложена аналогичными породами (за исключением псефитов), но терригенные породы резко преобладают над вулканогенно-кремнистыми. В известняках встречены многочисленные остатки кораллов и брахиопод визейского (после пересмотра коллекций фауны) возраста. Мощность отложений достигает 1300 м. Девонские и каменноугольные отложения неравномерно метаморфизованы в

*Позднее фауна была переопределена и возраст свиты принят раннедевонским.

условиях разных субфаций фации зеленых сланцев.

Интрузивные образования представлены разноразмерными лентообразными в плане субсогласными телами катаклазированных плагиогранитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов, дислоцированными совместно с вмещающими отложениями.

Второй период связан с геологическими съемками масштаба 1 : 50 000, проведенными в 80–90-х гг. прошлого века, и геологическим доизучением площадей масштаба 1 : 200 000; завершился он в 2002 г. подготовкой к изданию листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 (2-е издание; [11; 12]). Значительно более высокая (по сравнению с первым периодом) детальность работ и применение новых методов полевых и камеральных исследований способствовали: 1) выявлению остатков макро- и микрофауны и, соответственно, пересмотру возраста ряда отложений (выделение пермских и юрских стратонев), считавшихся ранее среднепалеозойскими; 2) выявлению в составе стратифицированных образований сильно фрагментированных и нередко метасоматически преобразованных интрузивов габброидов и плагиогранитов; 3) формированию представлений о широком распространении в зоне Пауканского глубинного разлома хаотических комплексов (олистостромов). На листах Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 рассматриваемая территория, по представлениям А.И. Буханченко с соавторами, имеет следующее строение (рис. 4.2).

Нижнедевонские отложения (сивакская свита) слагают ряд тектонических блоков линзовидной формы площадью от первых сотен кв. метров до 7 км². Представлены они известковистыми алевролитами и глинистыми сланцами, кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, известняками. Многочисленные остатки макро- и микрофауны свидетельствуют об эмском возрасте вмещающих их отложений. Мощность свиты превышает 640 м.

Каменноугольные образования – в различной степени перекристаллизованные известняки – отнесены к известняковой

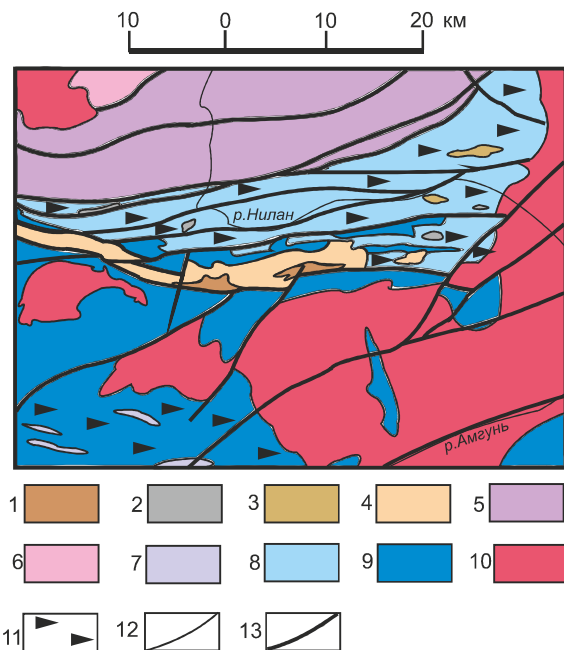


Рис. 4.2. Строение зоны Пауканского глубинного разлома и окружающих территорий по данным Государственной геологической карты РФ второго издания (листы М-53-IV, N-53-XXXIV), по А.И. Буханченко и др. [11; 12], с упрощениями.

1 – девон (сивакская свита); 2 – карбон (известняковая толща); 3 – нижняя пермь (карбонатная толща); 4 – верхняя пермь (ровненская толща); 5 – нижний-средний триас; 6 – верхний триас; 7 – верхний триас – нижняя юра; 8 – средняя юра (берендинская толща); 9 – средняя-верхняя юра (в том числе крестовая толща в зоне Пауканского разлома); 10 – послееюрские образования; 11 – олистостромы; 12 – геологические границы; 13 – разломы.

толще. Предполагается, что они присутствуют только в аллохтонном залегании и слагают различного размера олистолиты и олистоплаки в тектонизированных микститах средне-позднеюрской крестовой толщи. В известняках выявлены многочисленные остатки кораллов, мшанок, фораминифер, конодонты нижнего-среднего карбона (визейский-серпуховской ярусы). Мощность образований не менее 400 м.

Пермские отложения разделены на карбонатную и ровненскую толщи*. К первой

*В настоящей работе, как и на листах Государственных геологических карт масштабов 1 : 200 000 и 1 : 1 000 000, сохранено деление пермской системы на 2 отдела.

отнесены разного размера олистолиты известняков, несколько различающихся степенью перекристаллизации, в средне-позднеюрской олистостроме. Мощностью толщи не менее 250 м. В известняках обнаружены остатки фораминифер и сетчатых мшанок ранней перми. Ровненская толща слагает блоки различного размера (от долей кв. километра до 37 км²) и имеет чисто терригенный состав – песчаники и алевролиты примерно в равных количествах при несколько меньшей доле псефитов (валунно-глыбовые конглобрекчии, брекчии, конгломераты, гравелиты). Эти отложения с размывом залегают на раннепермских альбит-кварцевых метасоматитах (апомагматических?). В валунах и гальке собраны остатки фауны – раннедевонской (аналогичной фауне сивакской свиты) и каменноугольной. Возраст отложений основывается на находках в цементе брекчий и в песчаниках остатков позднепермской фауны. Мощность толщи 580 м.

Юрские стратифицированные образования разделены на берендинскую и крестовую толщи. В составе первой преобладают metabазальты, местами превращенные в зеленые сланцы, слагающие пласты мощностью до 300 м, чередующиеся с кремнистыми породами, алевролитами, туфами основного состава; редко отмечаются мало-мощные прослои песчаников. По находкам остатков радиолярий в кремнистых породах толща датируется средней юрой. Мощность ее оценивается в 600 м. Согласно перекрывающая ее крестовая толща сложена алевролитами, песчаниками, пачками их переслаивания, микститами, кремнистыми, кремнисто-глинистыми, туфогенно-кремнистыми породами, metabазальтами, брекчиями мощностью не менее 1650 м. В основании ее залегает олистострома (не менее 500 м) – чередующиеся горизонты алевролитов и глинистых сланцев с различным количеством разноразмерного обломочного материала (кремнистые, кремнисто-глинистые породы, metabазальты, песчаники, известняки), с отдельными пластами песчаников, в которых залегают линзовидные тела алевролитов, metabазальтов, кремнисто-глинистых и туфогенно-кремнистых пород.

В известняках встречены остатки каменноугольной и пермской фауны. Размер обломков – от первых миллиметров до первых десятков метров, отдельных олистолитов и олистоплак – сотни метров в поперечнике и первые километры по длинной оси. Как правило, крупные обломки известняков сопровождаются шлейфом более мелких. Иногда наблюдаются линзовидные слои мощностью до 10 м своеобразных брекчий, сложенных обломками известняков размером 0,03–0,1 м, различающихся по структуре и цвету, более редкими и крупными обломками кремнистых пород, единичными мелкими обломками метабазальтов и алевролитов. Матрикс туфогенно-кремнистый. В известняках и известняковых песчаниках встречены палеозойские (широкого диапазона распространения – от ордовика до перми) и триасовые конодонты. В матриксе микститов обнаружены многочисленные спикулы губок, остатки фораминифер и радиолярий средней – поздней юры.

Интрузивные образования отнесены к позднекаменноугольному бурейкинскому и средне-позднеюрскому крестовому комплексам. Бурейкинский комплекс представлен катаклазированными и метасоматически преобразованными габброидами (первая фаза) и плагиогранитами (вторая фаза). Показываемые на геологических картах сколько-нибудь крупные тела на самом деле представляют собой скопления близко расположенных мелких тел с дизъюнктивными или расплывчатыми (в зонах метасоматитов) контактами. Возраст комплекса в некоторой степени неопределенный; радиологические датировки фиксируют лишь период меловой активизации, в то время как интрузивные породы, аналогичные бурейкинским, широко представлены в валунах конгломератов верхнепермской ровненской толщи. Субвулканические метабазальты и метадолериты юрского крестового комплекса слагают различные по форме и размерам тела, тяготеющих к выходам берендинской, в меньшей мере крестовой толщ. Большинство их вытянуто в широтном направлении; реже встречаются тела изометричной формы площадью до 3 км².

Третий период соответствует составлению и подготовке к изданию в начале 2000-х гг. листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (3-е поколение) [14;46]. На этих картах зона Пауканского глубинного разлома имеет следующее строение (рис. 4.3).

Нижний девон. Сивакская свита (более 600 м) слагает тектонические блоки, в которых преобладают либо кварцевые и аркозовые песчаники, либо алевролиты и глинистые сланцы, в т.ч. и известковистые, с прослоями известковистых песчаников, туфоалевролитов и линзами известняков мощностью до 5 м. Известняки, известковистые алевролиты и глинистые сланцы содержат многочисленные остатки раннедевонской фауны.

Нижний карбон. Берендинская свита совместно с крестовой слагает блоки разной величины, объединенные на геологической карте в относительно крупные блоки. С сивакской свитой контакты ее повсеместно дизъюнктивные. В составе берендинской свиты резко преобладают метабазальты, образующих местами однородные пачки мощностью до 400 м. Алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы, кремнистые породы, редко песчаники и известняки присутствуют в разрезе в виде пластов мощностью 4–20 м. Мощность свиты 600 м. Органических остатков в ее породах не обнаружено, возраст принят на основании того, что она согласно перекрыта фаунистически охарактеризованной крестовой свитой. Последняя сложена теми же породами, что и берендинская при ведущей роли терригенных пород. Алевролиты и песчаники (иногда известковистые) либо чередуются в разрезе (пласты мощностью 30–120 м и 20–70 м соответственно), либо образуют пачки тонкого (5–20 см) переслаивания. Метабазальты и кремнисто-глинистые сланцы слагают в них слои мощностью 4–80 м, известняки присутствуют в виде линзовидных тел мощностью до 5 м. Мощность свиты, вероятно, более 1600 м. В известняках свиты собраны остатки фауны визейского века. Породы обеих свит сложно дислоцированы и рассланцованы,

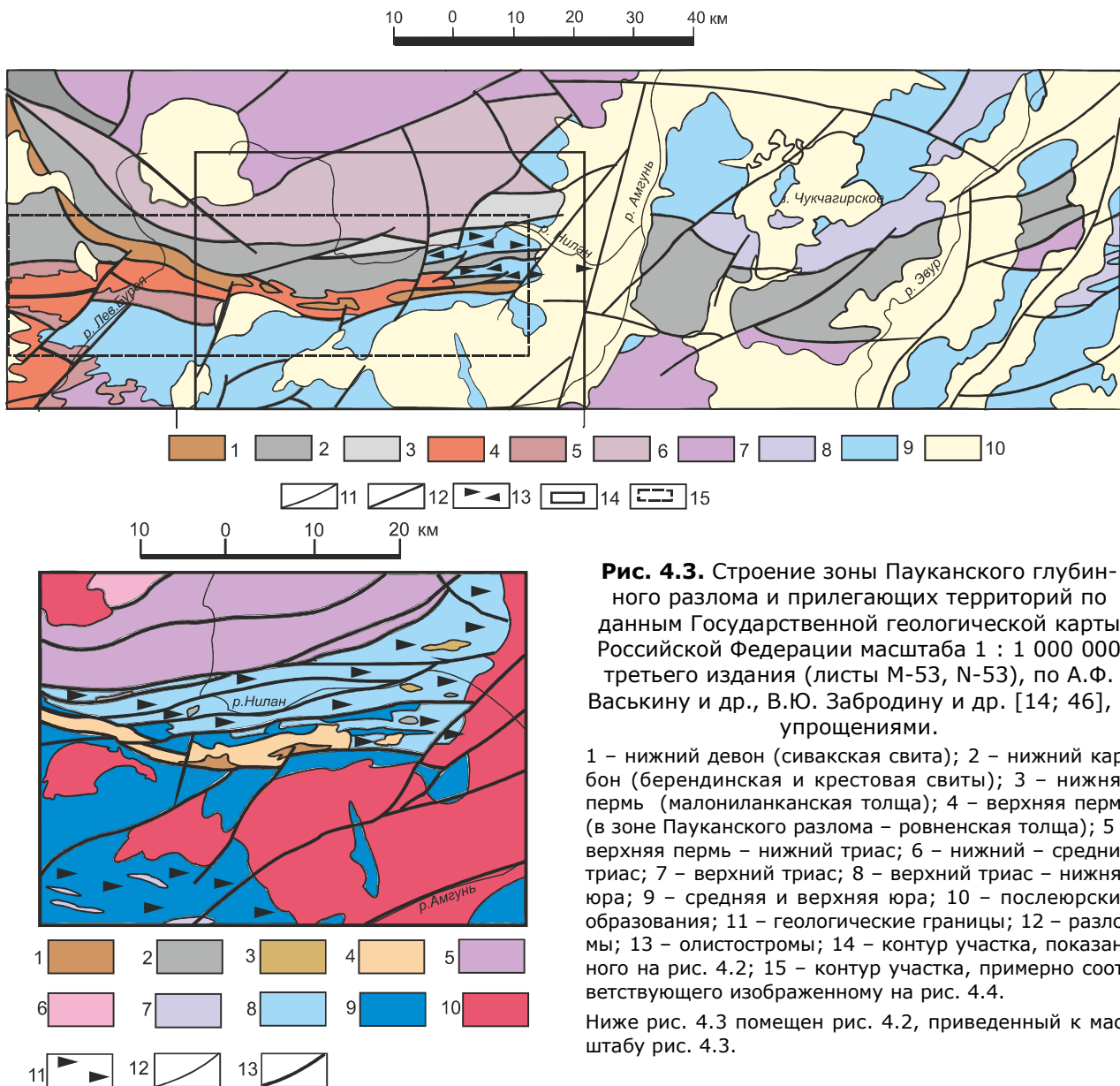


Рис. 4.3. Строение зоны Пауканского глубинного разлома и прилегающих территорий по данным Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 третьего издания (листы М-53, N-53), по А.Ф. Васькину и др., В.Ю. Забродину и др. [14; 46], с упрощениями.

1 – нижний девон (сивакская свита); 2 – нижний карбон (берендинская и крестовая свиты); 3 – нижняя пермь (малониланканская толща); 4 – верхняя пермь (в зоне Пауканского разлома – ровненская толща); 5 – верхняя пермь – нижний триас; 6 – нижний – средний триас; 7 – верхний триас; 8 – верхний триас – нижняя юра; 9 – средняя и верхняя юра; 10 – послеюрские образования; 11 – геологические границы; 12 – разломы; 13 – олистостромы; 14 – контур участка, показанного на рис. 4.2; 15 – контур участка, примерно соответствующего изображенному на рис. 4.4.

Ниже рис. 4.3 помещен рис. 4.2, приведенный к масштабу рис. 4.3.

преобразованы в условиях фации зеленых сланцев.

Пермь. Нижнепермская малониланканская толща слагает блоки, более чем на 60 % сложенные кремнисто-глинистыми и кремнистыми породами, алевролитами, песчаниками, базальтами с линзообразными телами известняков и единичными пластами базальтов мощностью до 40 м. Судя по частным разрезам, все перечисленные породы находятся в переслаивании через 40–190 м. При этом базальты слагают единичные пласты, а известняки – редкие линзовид-

ные тела. Наиболее крупное из них (известное как Ниланское месторождение) по поверхности имеет размеры 6600x1200 м и прослежено скважинами на глубину 550 м. По набору пород и их особенностям рассматриваемые образования не отличаются от нижнекаменноугольной крестовой толщи, в которую ранее они и включались [46]. Мощность толщи около 900 м. А.И. Буханченко [11; 12] считал, что известняки с остатками раннепермских фораминифер, слагающие Ниланское месторождение, находятся в аллохтонном залегании в существенно глини-

стом и песчано-глинистом матрикс, к которому он отнес и распространенные севернее (за пределами зоны Пауканского глубинного разлома) отложения, содержащие остатки средне-позднеюрских радиолярий. При этом он не дал никакого объяснения тому, что южнее выходов известняков Ниланского месторождения в непосредственной близости от последних распространены мощные (более 150 м) слои кремнистых и кремнисто-глинистых пород без всяких признаков переотложения, содержащие раннепермские конодонты. Анализ материалов геологоразведочных работ, проведенных на Ниланском месторождении цементного сырья, показывает, что тела известняков – во всяком случае, наиболее крупные из них, – судя по форме и характеру взаимоотношений с вмещающими образования, также являются автохтонными.

Верхнепермская ровненская толща с разрывом залегает на отложениях сивакской свиты и – предположительно – на зеленокаменных породах берендинской. Характеристика ее в [14] полностью повторяет приведенную выше по данным А.И.Буханченко, откуда она и заимствована.

Средняя юра. Доглейская толща слагает блоки разной величины в зоне Пауканского глубинного разлома. Она более чем на 70% сложена алевролитами, остальное приходится на песчаники и редко встречающиеся кремнистые туффиты, кремнистые и кремнисто-глинистые породы. Песчаники слагают пласты мощностью от первых до 60 м и более, кремнистые разности пород – единичные линзы и непротяженные слои мощностью до 20 м. Вблизи выходов берендинской и крестовой свит алевролиты переходят в микститы – включают разноразмерные (до первых десятков метров) обломки базальтов, известняков, известковистых песчаников, кремнистых пород. Мощность толщи оценивается в 900–1000 м. Возраст отложений определяется по находкам радиолярий в кремнистых и кремнисто-глинистых породах.

Интрузивные образования. Бурейкинский комплекс представлен катаклазированными габбро (1-я фаза) и плагиогранитами (2-я фаза), встречающимися только

в зоне Пауканского глубинного разлома. Породы в разной степени катаклазированы и преобразованы процессами кремний-калиевого метасоматоза. Тектонические блоки габбро немногочисленны, размеры наиболее крупных из них редко достигают 0,5 км². Плагиограниты слагают вытянутые вдоль Пауканского разлома тектонические клинья длиной до 6 км и шириной до 0,5 км. Возраст бурейкинского комплекса условно принят позднекаменноугольным.

Что общего во всех приведенных описаниях?

а) литологический состав стратифицированных образований (уточненный на поздних стадиях исследований);

б) возрастной диапазон – от девона до юры;

в) форма тел и катаклаз интрузивных образований (габброиды на первом этапе исследований попросту пропускались из-за небольших размеров тел, включавшихся в состав горизонтов зеленокаменно измененных базальтоидов).

Чем приведенные описания принципиально различаются?

а) на раннем этапе региональных исследований предполагалось, что все вулканогенно-осадочные образования представляют собой последовательность геологических тел, находящихся в автохтонном залегании; грубообломочные породы в составе стратонов – это обычные конгломераты и брекчи;

б) на современном этапе сформировалось четкое представление, что в составе стратифицированных образований присутствуют микститы, по-видимому, в основном олистостромы, в той или иной степени тектонизированные. Однако геологи по-разному оценивают количество микститов в составе стратонов, возраст их матрикса, характер залегания и размеры конкретных тел палеозойских пород, а, следовательно, и строение разреза отложений в зоне Пауканского глубинного разлома. Существенно, что различия в современных представлениях основываются на материалах *одних и тех же полевых* исследований (при подготовке к изданию листа М-53 Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000 никаких полевых работ

не проводилось, не получено было и новых определений органических остатков) – т.е. все сводится к *восприятию* материала наблюдений и *первичной интерпретации* этого материала.

Приведенные выше сведения позволяют получить представления о составе образований, слагающих зону Пауканского глубинного разлома, и их пространственном положении; они почти ничего не говорят об их структуре. Восполним это.

Автор настоящей главы в 1987–88 гг. проводил в зоне Пауканского глубинного разлома специализированные структурные исследования (В.Ю. Забродин, 1989 г.), частично опубликованные в [46]. Результаты их сведены на карте тектоноформаций, составленной по методике, разработанной Е.И. Паталахой [89]; фрагмент этой карты приведен на рис. 4.4. По нашему представлению зона Пауканского глубинного разлома выражена практически полностью структурными парагенезисами мезозональной кливажной складчатости. Пространственное расположение тектонофаций указывает на грубую зональность этих парагенезисов. Наиболее деформированные образования

(высшая тектоноформация) в целом приурочены к осевой части зоны дизъюнктива; расположение тектонофаций никак не связано с возрастом и конкретным вещественным составом геологических тел (стратонов), как бы они ни выделялись разными исследователями. Следовательно, основные преобразования геологических тел происходили именно в зоне разлома после завершения осадконакопления в данном районе (т.е. в поздней юре, что соответствует завершению главной складчатости в Монголо-Охотской складчатой системе).

Пространственное расположение наиболее дислоцированных образований (высшая тектоноформация), надо полагать, маркирует выход на поверхность магистрального разрыва Пауканского глубинного разлома, а сложные границы тектонофаций, возможно, являются показателем того, что магистральный разрыв представлял собой серию сопряженных и/или кулисообразно подставляющих друг друга частных разломов. В целом степень дислоцированности пород и степень их минерального преобразования постепенно снижается с запада на восток. Заметим, что эти составные части

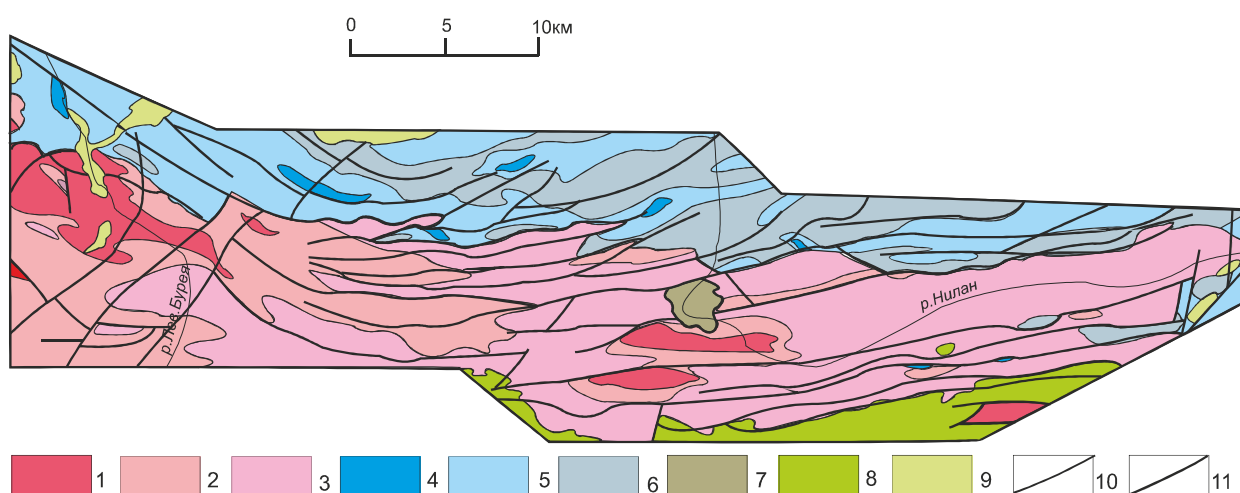


Рис. 4.4. Фрагмент карты тектоноформаций зоны Пауканского глубинного разлома в бассейнах рр. Прав. Буряя и Нилан (по В.Ю. Забродину, 1989 г., с упрощениями).

1–3 – тектоноформации структурного парагенезиса ранней кливажной складчатости (1 – высшая, 2 – средняя, 3 – низшая); 4–6 – тектоноформации структурного парагенезиса поздней кливажной складчатости (4 – высшая, 5 – средняя, 6 – низшая); 7 – область распространения сдвиго-надвигового структурного парагенезиса (высшая тектоноформация); 8 – тектоноформации структурного парагенезиса шовной складчатости; 9 – интрузивные массивы; 10 – границы тектоноформаций; 11 – разломы.

стресс-метаморфизма [73] прямо не коррелируют друг с другом – при понижении минеральных преобразований с уровня биотитовой субфации зеленосланцевой фации до уровня филлитовой субфации степень сложности дислокаций меняется мало (остаются те же системы кливажа, формы микроскладок и др.).

4.3. НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ КАРТОГРАФИРОВАНИЯ РАЗЛОМОВ

Мы разграничиваем «картирование» и «картографирование» разломов (очевидно, достаточно условно) следующим образом. Картирование включает полевое изучение разломов в обнажениях, изучение материалов дистанционных и других косвенных исследований, составление полевой геологической карты; завершается оно приемкой полевых материалов. Картографирование начинается уже на этапе составления окончательного варианта геологической карты (оно осуществляется на формализованном языке геологической картографии, алфавит которого фиксируется в легенде карты) и продолжается на всех этапах составления производных карт – как геологических более мелких масштабов, так и специализированных, что иллюстрирует следующая схема:

личностное знание → *информация* (исходная карта) → *коллективное знание-1* →
→ *информация* (производная карта) → *коллективное знание-2* ...

Итак, что можно извлечь из приведенных материалов по Пауканскому глубинному разлому? В итоге первого этапа партиями, которыми руководили Н.Г. Осипов, Н.К. Осипова, М.Т. Турбин и Э.П. Хохлов были составлены 4 листа Государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 200 000 [86; 87; 115]. На трех из этих карт был впервые выделен Пауканский разлом как южная – юго-западная граница выходов девонских отложений (сивакской свиты). При этом Н.Г. Осипов и Э.П. Хохлов считали, что в южном крыле разлома распространены образования нижнего протерозоя (в соответствии с действовавшей в то время парадигмой возраст «немых» толщ чаще всего определялся в зависимости от степени метаморфизма).

М.Т. Турбин считал эти образования палеозойскими; несмотря на возражения экспертов, он отказался переделывать карту и не стал готовить ее к изданию (в итоге этот лист – М-53-III – был составлен заново и издан практически одновременно с картами второго поколения [55]). Тем не менее, информация, заключенная в этих картах, была преобразована в коллективное знание – в частности, было признано, что Пауканский разлом разделяет Монголо-Охотскую и Сихотэ-Алинскую складчатые системы, что и нашло отражение в составленных в 60-е гг. прошлого века схемах геолого-структурного районирования. Разлом воспринимался исключительно как геологическая (дизъюнктивная) граница. О зоне разлома (за исключением катакластических образований, связанных с непосредственно картируемыми дизъюнктивами) речи не шло; все образования, локализованные в северном крыле разлома, выделялись в качестве структурно-формационных единиц Монголо-Охотской складчатой системы.

Геологи, проводившие исследования второго этапа (А.И. Буханченко и руководимый им коллектив) обладали уже не только знанием, переданным им авторами карт масштаба 1 : 200 000 первого поколения, но и новой информацией – геологическими картами масштаба 1 : 50 000 (Ю.Ф. Сидоров и др., 1981 г.; Е.А. Тиньков и др., 1981 г.), которую они преобразовали в новое знание: что среднепалеозойские образования, по-видимому, не образуют протяженных стратифицированных тел, а слагают ограниченные по размерам фрагменты. Полевые работы позволили выделить из ранее «немых» отложений остатки микрофауны и датировать эти отложения юрой. В отложениях, литологически близких к породам с каменноугольной фауной, были выявлены остатки пермской фауны, что позволило А.И. Буханченко представить весь комплекс образований в северном крыле Пауканского разлома в качестве юрской олистостромы (на это повлияло также установленное несколько ранее широкое распространение мезозойских олистостромовых комплексов в более южных районах). Таким образом наблюдается восприятие геологами-съем-

щиками новой парадигмы (или дисциплинарной матрицы) [68]. Существенно, что на втором этапе речь идет уже о мощной «зоне Пауканского глубинного разлома», однако В.Ю. Забродин и М.Т. Турбин [55] считают ее самостоятельной структурной единицей на границе Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем, а А.И. Буханченко с коллегами – частью структурно-формационных подразделений Монголо-Охотской системы. Таким образом, формируется 2 модели границы между разновозрастными геологическими комплексами: дизъюнктив как *линейное геологическое тело* и дизъюнктив как *границная поверхность*.

Работы третьего этапа имели существенное отличие от всех предыдущих – они не опирались на дополнительные полевые наблюдения, а заключались только в переосмыслении материалов предшествующих работ. Пересмотру подверглись *протоколы наблюдений* – полевые дневники и полевые геологические карты. Важно подчеркнуть, что как в работах, руководимых А.И. Буханченко, так и в составлении листа Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 принимал участие один и тот же высококвалифицированный геолог – В.Б. Григорьев. Поскольку составленные с его участием геологические карты в отношении Пауканского глубинного разлома существенно различаются, следует считать, что он *переосмыслил* результаты собственных работ более раннего этапа, у него изменилось их восприятие [114], информация о более раннем знании стала расшифровываться по-другому. Видимо, это достаточно типичная ситуация для информации, представленной на языке геологической картографии (как бы мы не стремились к ее однозначности).

Отметим два любопытных – с методологической точки зрения – момента в истории формирования представлений о Пауканском разломе. На первом этапе исследований считалось доказанным, что берендинская свита залегает на сивакской с несогласием, в основании первой описывали горизонты псефитов. На более поздних этапах сформировалось представление, что эти стратонны либо непосредственно не контактируют,

либо их контакты всегда дизъюнктивные. Возникают вопросы: куда исчезли горизонты псефитов? Может быть, это – олистохромы, о которых геологи-съемщики в те времена имели смутное представление? И откуда взялись разломы на границах свит – ведь на первом этапе их никто не выделял (или не придавал им существенного значения)? И второе. На всех этапах изучения Пауканского разлома в его зоне фиксировались линейные тела образований габбро-плагиогранитовой формации. Внедрение таких тел заведомо предполагает наличие у разлома раздвиговой составляющей амплитуда (как бы она не возникла). Ни на одном этапе речь об этом не заходила. Все это также подчеркивает, что геолог начинает изучение любой территории, имея в голове некоторую заранее сформированную модель ее строения.

Интересно следующее. На всех трех рассмотренных этапах исследования Пауканского глубинного разлома на итоговых геологических картах он показывался в виде линии, т. е. дизъюнктивной геологической границы, причем эта линия является сплошной – по принятым в нашей стране инструктивным требованиям это означает, что разлом установлен прямыми наблюдениями. Это далеко от реальности. На самом деле разлом, как разрыв сплошности геологической среды, наблюдался лишь в отдельных местах, а в остальных проводился по границе девонских образований. Если такое представление информации было оправдано на первом этапе исследований, когда девонские отложения картировались в виде непрерывной полосы (что следовало из модели строения района, принятой геологами перед началом полевых работ), на более поздних это являлось явной идеализацией, следованием принятой исследователями новой модели строения территории. Если кто-нибудь ради любопытства обратится к листам М-53 и N-53 Государственной геологической карты СССР (1 изд.), то он не обнаружит на них *ни одного разлома*, которые показаны как главные на современных геологических картах (см. прил. 1) – за исключением Центрального Сихотэ-Алинского. Нет там и Пауканского разлома, хотя тер-

ритория, где он, по современным данным, локализован, заведомо пересекалась маршрутами.

Сложность картографирования крупных разломов и заключается в том, что принятые приемы их представления вынуждают исследователя изображать разломы в виде линий, положение которых на карте определяется всецело моделью, принятой автором карты. Поэтому на картах, составленных разными геологами в разные годы, разломы под одним и тем же именем показываются

в разных местах (напр., Становой, Джугджурский, Северо-Тукурингрский и др.). Как представляется, наилучшим выходом было бы изображать крупные разломы в виде линейных зон, не входящих в состав структурных элементов, которые они разграничивают. Ведь вещественный состав и структура зон разломов, как показывает пример Пауканского глубинного разлома, могут быть представлены моделью гигантоглыбового меланжа – как чисто тектонического, так и тектонизированной олистостромы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

- На основании материалов изданных и подготовленных к изданию 16 листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (из них 13 – листы карты 3-его издания) построена Карта разломов территории материковой части Дальнего Востока России масштаба 1 : 5 000 000 (прил. 1). На ней выделено, а в тексте монографии дано описание 185 главных (т. е. тех, которым авторами исходных карт даны собственные названия) разломов, среди которых 183 – линейные, и лишь 2 – кольцевые и дуговые (прил. 2). Для более чем половины выделенных разломов в опубликованной литературе какие-либо описания отсутствуют (имеются лишь названия). Для этих разломов указана лишь их протяженность, замеренная по прилагаемой Карте разломов.

- Показана эффективность применения теории масштабных пространств для выделения по данным цифровых моделей рельефа, областей распространения геологических образований различных типов, разрывных нарушений, тектонических блоков. Разгрузка от отвлекающих и маскирующих деталей преобразованных наборов данных способствует выявлению наиболее существенных крупных черт геологического строения региона.

- На основе разработанной методики дешифрирования исходного материала, включающей операции вычисления модуля градиента рельефа и лапласиана поверхности Гаусса, выделяются линейные и куполообразные структуры, разрывные нарушения в различных регионах.

- Разработана методика (прил. 3) выделения линейных и куполообразных структур из исходного материала посредством вычисления модуля первой производной

по координате (модуль градиента рельефа – характеризует состояние поверхности по крутизне), и второй производной по координате на поверхности (оператор Лапласа на поверхности Гаусса, идентифицирует объекты куполообразной формы). Каждое масштабное представление может быть исходным материалом для дальнейшей автоматической обработки, а их сочетание в качестве компонентов синтезированных цветных изображений позволяет наглядно показать взаимосвязь рельефа с геологическими объектами.

- Выявлены особенности рисунка разломов и линеаментов для отдельных структурных единиц территории: Алдано-Станового щита, Буреинского и Ханкайского массивов, Учуро-Майской плиты, Вилюйской синеклизы, Верхояно-Колымской, Монголо-Охотской, Сихотэ-Алинской складчатых систем, вулcano-плутонических поясов и областей. Квадратные, ромбические и близкие к ним по геометрии ортогональные и диагональные системы разломов и линеаментов выявляются для Алдано-Станового щита, Буреинского и Ханкайского массивов. Линейные системы разломов и линеаментов характерны для Сихотэ-Алинской складчатой системы. Они образуют 2 системы северо-восточного простирания, достаточно четко разграниченные Центральным Сихотэ-Алинским разломом. Для Вилюйской синеклизы характерны очень четкие практически прямолинейные линеаменты 4 систем, хотя разломов в ее пределах практически не выделено.

- Проанализированы разломы, входящие в сдвиговую систему Тан-Лу (для докайнозойского этапа), в пределах территории российского Дальнего Востока образующих структуру «конского хвоста», характерную для областей затухания сдвигов.

- Выполнено сводное описание кайнозойского Восточно-Азиатского рифтового пояса, дано его новое районирование - выделены Приохотский и Тан-Лу-Охотский рифты субмеридионального и северо-восточного простирания, соответственно. В пределах первого выделены крупные раздвиги, прекрасно выраженные на трансформированных цифровых моделях рельефа. Торомским раздвиг трассируется впадинами Торомской, Шантарской, Северной, Конино-Нимеленской, Тугурской, Сыранской, Усалгинской, Чукчагирской, Юкачинской, Эворонской, Эльга-Горинской, Лианской и более мелкими. Располагающийся восточнее, вдоль побережья Охотского моря, Нижнеамурский раздвиг трассируется Чля-Орельской, Малахтинской, Вынгинской, Кумлинской и Удыль-Кизинской впадинами. Еще восточнее располагается раздвиг Татарского пролива. Раздвиги представляют собой системы разноразмерных грабенов, преимущественно симметричных, иногда телескопированных.

- Показано практически полное несовпадение выделяемых на геологических картах кольцевых и дуговых разломов с элементами, видимыми на цифровых моделях рельефа.

- На модельном примере – участке Пауканского глубинного разлома – показаны

методологические проблемы, возникающие как на разных этапах картирования крупных разломов, так и последующем изображении их на мелкомасштабных сводных картах разного содержания.

Часть проблем, связанных с разломной тектоникой Дальнего Востока России, не получила никакого решения. Это обусловлено, в первую очередь, определенным субъективизмом, проявляемым авторами карт в выборе критериев, по которым разломы разделяются на главные и второстепенные. Нередко обнаруживаются значительные расхождения в представлениях авторов карт различных масштабов о роли, которую играют конкретные разломы в геологическом строении территории. Очень большое количество разломов плохо или совсем не описано. Отчетливо проявился субъективизм и полная несогласованность авторов различных карт в вопросах выделения и описания кольцевых и дуговых элементов – далеко не всегда понятно, считают ли авторы карт их вообще разломами, или же это что-то другое.

Нам представляется, что ответы на какую-то часть нерешенных вопросов можно получить путем широкого применения в практике картирования разломов цифровых моделей рельефа, преобразованных с помощью теории масштабных пространств.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анойкин В.И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Удская. Лист N-53-XXVII. Объяснительная записка. М.: Недра. 1985. 95 с.
2. Анойкин В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Буреинская. Лист М-53-VIII (Чегдомын). Объяснительная записка. СПб.: Картф-ка ВСЕГЕИ. 2003. 123 с.+2 вкл.
3. Анойкин В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Буреинская. Лист М-53-XIV (Сулук). Объяснительная записка. СПб.: Картф-ка ВСЕГЕИ. 2004. 102 с.
4. Анохин В.М., Рыбалко В.И., Аленичева А.А., Леликов Е.П., Казазаев В.П., Коваленко С.В., Авдюничев В.В., Олейников А.В., Ромащенко О.Г., Бондаренко С.А., Иванова В.В., Зайончек А.В., Черных А.А., Карп Б.Я., Карнаух В.Я., Пшеничный К.А., Супруненко О.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Дальневосточная серия. Лист К-(52), 53 - Владивосток, Находка. Объяснительная записка; 3 основные карты, доп. карты и схемы. СПб.: Картф-ка ВСЕГЕИ. 2012.
5. Балакина Л.М., Булмасов А.П., Дувжир Г., Ескин А.С., Курушин Р.А., Логачев Л.А., Лукьянов А.В., Нацаг-Юм Л., Солоненко В.П., Тресков А.А., Флоренсов Н.А., Хилько С.Д., Шмотов А.П. Гоби-Алтайское землетрясение. М.: АН СССР. 1963. 391 с.+ 2 вкл.
6. Безверхний В.Л., Колмак Л.М., Миролюбов Ю.Г., Соловьев В.В. Тектоника // Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист М-(53), 54, (55) – Хабаровск. Объяснительная записка /Отв. ред. Л.М. Колмак. СПб: ВСЕГЕИ. 1994. С. 96-110.
7. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат. 1954. 606 с.
8. Белянский Г.С., Рыбалко В.И., Сясько А.А., Бажанов В.А., Углова Н.И., Абрамова В.А., Олейников А.В., Коваленко С.В., Каштаев Б.И., Аленичева А.А., Гонохова Н.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Дальневосточная серия. Лист L-(52), L-(53), K-52 - оз. Ханка. Объяснительная записка; 3 основные карты, доп. карты и схемы. СПб.: Картф-ка ВСЕГЕИ. 2012.
9. Бурдэ А.И. Картографический метод исследования при региональных геологических работах. Л.: Недра. 1990. 251 с.
10. Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения //Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: АН СССР. 1963. С. 5-33. (Тр. ГИН. Вып. 80).
11. Буханченко А.И., Григорьев В.Б., Иванов А.П., Романов Б.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Комсомольская серия. Лист М-53-IV. Объяснительная записка, 3 осн. карты. СПб: Картф-ка ВСЕГЕИ (в печати).
12. Буханченко А.И., Григорьев В.Б., Иванов А.П., Романов Б.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Комсомольская серия. Лист N-53-XXXIV. Объяснительная записка, 3 осн. карты. СПб: Картф-ка ВСЕГЕИ (в печати).
13. Васькин А.Ф., Гурьянов В.А., Дымович В.А., Забродин В.Ю., Кайдалов В.А., Кисляков С.Г., Мартынюк М.В., Махинин А.В., Роганов Г.В., Турбин М.Т., Фролов Ф.С. Схема геолого-структурного районирования Хабаровского края, Еврейской автономной области и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 2 500 000. Хабаровск: Дальгеофизика. 2006.
14. Васькин А.Ф., Дымович В.А., Атрашенко А.Ф., Григорьев В.Б., Зелепугин В.Н., Опалихина Е.С., Шаров Л.А., Леонтьева Л.Ю. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-53 - Хабаровск. Объяснительная записка. СПб: Картф-ка ВСЕГЕИ. 2009. 376 с.+3 вкл. 3 основные карты, доп. карты и схемы.
15. Васькин А.Ф., Дымович В.А., Макар В.И., Кузьмин В.К., Опалихина Е.С., Шаров Л.А., Леонтьева Л.Ю. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист Р-54 - Оймякон. Объяснительная записка; 3 основные карты, доп. карты и схемы. СПб: Картф-ка ВСЕГЕИ. 2013.
16. Витязь В.И. Периодичность размещения геологических структур платформенных областей. М.: Недра. 1982. 176 с.
17. Воронин Ю.А. Исследование операций при поисках и разведке полезных ископаемых. Новосибирск: Наука. 1983. 285 с.
18. Врублевский А.А. Разломы и их роль в эволюции покровно-складчатых систем Восточной Азии. М.: ДВО АН СССР. 1991. 295 с.
19. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 2 500 000. Объяснительная записка. /Ред. Л.И. Красный, А.С. Вольский, И.А. Васильев, Пэн Юньбяо, Сюй Яньцян, Ван Ин. СПб-

- Благовещенск-Харбин: МПР РФ; МинГео и Минресурсов КНР. 1999. 135 с.
20. Геологический словарь. В трех томах. Изд. 3-е, перераб. и дополн. СПб.: ВСЕГЕИ. 2012. Т. 3. Р-Я. 440 с.
 21. Геология и математика. Методологические, теоретические и организационные вопросы, связанные с применением математических методов и ЭВМ /Ю.А. Воронин, Б.К. Алабин, С.В. Гольдин, Н.А. Гольдина, Э.А. Еганов, М.Н. Иванова, А.Э. Канторович, Г.Н. Каратаева, В.А. Кутолин, Ю.В. Мерекин, В.Д. Писарев, И.М. Питаев, В.А. Соловьев, О.А. Соловьев, А.А. Титов, В.Н. Эпштейн. Новосибирск: Наука. 1967. 254 с.
 22. Гильманова Г.З., Рыбас О.В., Горошко М.В. Применение преобразованных цифровых моделей рельефа для геолого-структурного районирования крупных блоков земной коры //Тихоокеан. геол. 2011. Т.30. №6. С.34-43.
 23. 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. геол. 2012. Т.31. №1. С.61-70.
 24. Глуховский М.З., Синцерова Е.А. Тектоника и магматизм района сочленения Станового и Тыркандинского глубинных разломов //Геотектоника. 1974. №1. С. 44-58.
 25. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука. 2006. 239 с.
 26. Горошко М.В., Гильманова Г.З. Использование анализа цифровых моделей рельефа при изучении металлогении Южно-Синегорской впадины Ханкайского массива. // Вестн. ДВО РАН. 2012. № 6. С. 50-57
 27. Горошко М.В., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф. Джелтулакский разлом: глубинное строение, эволюция, металлогения //Литосфера. 2010. №6. С. 38-54.
 28. Горошко М.В., Шевченко Б.Ф., Гильманова Г.З. Новые представления о восточной границе Центрально-Азиатского подвижного пояса.//Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии (VIII Косыгинские чтения. Материалы Всероссийской конференции, сентябрь, 2013). Хабаровск: ИТиГ. 2013. С.25-29.
 29. Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука. 2007. 227 с.
 30. Гусев Г.С., Третьяков Ф.Ф. Верхояно-Чукотская область //Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука. 1977. С. 58-66.
 31. Добкин С.Н., Анойкин В.И., Беломестнова Т.Д., Кременецкая Н.А., Руднев М.Л. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Николаевская. Лист М-54-VII. Объяснительная записка. СПб: Картф-ка ВСЕГЕИ. 312 с. (в печати).
 32. Дымович В.А., Васькин А.Ф., Зелепугин В.И., Атрашенко А.Ф., Кисляков С.Г., Опалихина Е.С., Шаров Л.А., Леонтьева Л.Ю. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Дальневосточная серия. Лист О-53 – Нелькан. Объяснительная записка; 3 основные карты, доп. карты и схемы. СПб: Картф-ка ВСЕГЕИ. 2013.
 33. Забродин В.Ю. Трещиноватость и кливаж в зоне Ланского разлома (хр. Джагды, Д. Восток) // Геотектоника. 1967. №1. С. 107-111.
 34. Забродин В.Ю. К характеристике Джагдинской зоны смятия (Д. Восток) на отрезке между реками Демом и Норой // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1968. Т. 43. №3.
 35. Забродин В.Ю. Зоны смятия. М.: Наука. 1977. 107 с.
 36. Забродин В.Ю. Системный анализ дизъюнктивов. М.: Наука. 1981. 207 с.
 37. Забродин В.Ю. Познавательная ситуация в современной геологии // Вопр. философии. 1985. №1. С. 64-72.
 38. Забродин В.Ю. Система ценностей в геологической науке.//Наука и ценности. Новосибирск: Наука. 1987. С. 177-196.
 39. Забродин В.Ю. Реконструкция структуры мезозойской восточной части Амуро-Охотской складчатой системы (Дальний Восток) // Тихоокеан. геол. 2009. №3. С. 64-73.
 40. Забродин В.Ю. Зона сочленения Буреинского массива с Сихотэ-Алинской складчатой системой // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2010. №1. С. 11-22.
 41. Забродин В.Ю. Структура зоны сочленения юго-восточной окраины Сибирской платформы с Монголо-Охотской складчатой системой //Регион. геол. и металлогения. 2011. №45. С.3-11.
 42. Забродин В.Ю. Палеогеография северо-западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы в мезозое (Дальний Восток) //Тихоокеан. геол. 2011. №3. С. 106-115.
 43. Забродин В.Ю. Краткий обзор современного состояния проблемы выделения и картографирования раздвигов //Регион. геол. и металлогения. 2012. №50. С. 46-50.
 44. Забродин В.Ю. О картографировании разломов на Госгеолкарте-1000/3. //Регион. геол. и металлогения. 2013. №54. С. 60-63.
 45. Забродин В.Ю. База данных «Главные разломы территории материковой части Дальнего Востока Рос-

- сии». //Свидетельство о государственной регистрации базы данных №2014621326. Зарегистрировано в Реестре баз данных 18.09.2014.
46. Забродин В.Ю., Бородин А.М., Гурьянов В.А., Зелепугин В.Н., Кисляков С.Г., Кременецкая Н.А., Махинин А.В., Фролов Ф.С., Шварев М.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-53 - Шантарские острова. Объяснительная записка (450 с.). СПб: Картф-ка ВСЕГЕИ. 2007. Карты геологическая, полезных ископаемых, прогнозно-металлогеническая; доп. карты и схемы.
 47. Забродин В.Ю., Григорьев В.Б., Кременецкая Н.А., Романов Б.И., Тиньков Е.А., Шварев М.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Комсомольская. Лист М-53-Х (верховье р. Дуки). Объяснительная записка. СПб: Картф-ка ВСЕГЕИ. 2001. 149 с.+1 вкл.; карты геологическая, четвертичных образований, полезных ископаемых.
 48. Забродин В.Ю., Григорьев В.Б., Кременецкая Н.А., Романов Б.И., Шварев М.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Комсомольская. М-53-IX. Объяснительная записка. СПб: Картф-ка ВСЕГЕИ. 2002. 119 с.+1 вкл.; карты геологическая, четвертичных образований, полезных ископаемых.
 49. Забродин В.Ю., Григорьев В.Б., Кременецкая Н.А., Романов Б.И., Шварев М.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Комсомольская. М-53-XI. Объяснительная записка. СПб: Картф-ка ВСЕГЕИ. 2002. 176 с.+1 вкл.; карты геологическая, четвертичных образований, полезных ископаемых.
 50. Забродин В.Ю., Григорьев В.Б., Кременецкая Н.А., Романов Б.И., Тиньков Е.А., Шварев М.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Комсомольская. М-53-XV (р. Ярап). Объяснительная записка. СПб: Картф-ка ВСЕГЕИ. 2004. 170 с.+1 вкл.; карты геологическая, четвертичных образований, полезных ископаемых.
 51. Забродин В.Ю., Григорьев В.Б., Кременецкая Н.А., Романов Б.И., Шварев М.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Комсомольская. М-53-XVI. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ. Объяснительная записка; карты геологическая, четвертичных образований, полезных ископаемых (в печати).
 52. Забродин В.Ю., Григорьев В.Б., Кременецкая Н.А., Романов Б.И., Шаров Л.А., Шварев М.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Комсомольская. М-53-XVII. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ. Объяснительная записка; карты геологическая, четвертичных образований, полезных ископаемых, эколого-геологическая (в печати).
 53. Забродин В.Ю., Оноприенко В.И., Соловьев В.А. Основы геологической картографии. Новосибирск: Наука. 1986. 200 с.
 54. Забродин В.Ю., Турбин М.Т. Крупнейшие разломы западной части хр. Джагды (Д. Восток) //Геотектоника. 1970. №3. С. 107-117.
 55. Забродин В.Ю., Турбин М.Т. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-53-III (Ср. Иппата). Объяснительная записка. М.: Картф-ка ВСЕГЕИ. 2000. 116 с.
 56. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Книжн. изд-во. 1972. 115 с.
 57. Кагарманов А.Х. Ротационная гипотеза //Планета Земля. Энциклопедический справочник. СПб.: ВСЕГЕИ. 2004. Том «Тектоника и геодинамика». С. 354-358.
 58. Карсаков Л.П., Вольский А.С., Кривенко В.А., Краснов В.П., Озерский А.Ф., Шулика Е.В. Становая складчато-глыбовая область //Геология зоны БАМ. Л.: Недра. 1988. Т. 1. Геологическое строение. С. 168-198.
 59. Карсаков Л.П., Парфенов Л.М. Системы разломов, связанные с горизонтальными перемещениями внутриконтинентальных блоков //Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука. 1979. С. 173-177.
 60. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран. Масштаб 1 : 2 500 000 /Гл. ред. А.В. Сидоренко. М.: Аэрогеология. 1980.
 61. Каттерфельд Г.Н. Планетарная трещиноватость и линеаменты Земли, Венеры, Марса, Меркурия и Луны. СПб.: МФИН. 2000. 203 с.
 62. Кириллова Г.Л. Системы коллизионных разломов //Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука. 1979. С. 169-173.
 63. Кириллова Г.Л. Позднемезозойские – кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность //Геотектоника. 2005. №5. С.62-82.
 64. Кириллова Г.Л., Варнавский В.Г., Натальин Б.А., Развозжаева Е.П., Рязанова Т.А., Медведева С.А., Крапивенцева В.В., Климовская Т.В., Бормотов В.А., Меркулова Т.В., Каплун В.Б., Манилов Ю.Ф., Горнов П.Ю., Алексеенко С.А. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы. Владивосток: ДВО РАН. 2009. 424 с.
 65. Кириллова Г.Л., Крапивенцева В.В., Забродин В.Ю., Развозжаева Е.П., Медведева С.А., Манилов Ю.Ф., Меркулова Т.В., Каплун В.Б., Горнов П.Ю., Гресов А.П., Рязанова Т.А., Подолян В.И., Обжиров А.И.,

- Ершов А.В., Камаева М.Д. Буреинский осадочный бассейн: геолого-геофизическая характеристика, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы. Владивосток: ДВО РАН. 2012. 360 с.
66. Короновский Н.В., Брянцева Г.В., Гончаров М.А., Наймарк А.А., Копаев А.В. Линеаменты, планетарная трещиноватость и регматическая сеть: суть явлений и терминология //Геотектоника. 2014. №2. С. 75-83.
67. Косыгин Ю.А., Забродин В.Ю., Коноваленко А.А., Кулындышев В.А., Синюков В.И., Соловьев В.А. Понятие «глубинный разлом» и проблемы систематики глубинных разломов //Геотектоника. 1977. №3. С. 106-112.
68. Кун Т. Структура научных революций. М.: Прогресс. 1975. 288 с.
69. Кутейников Е.С., Кутейникова Н.С. Стресс-структуры и метаморфизм в зонах сдвигов. //Структура линеаментных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука. 1990. С. 56-64.
70. Кэри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. М.: Мир. 1991. 447 с.
71. Лаверов Н.П., Невский В.А., Токунов А.Е. Кольцевые и дуговидные разломы //Разломы земной коры. М.: Наука. 1977. С. 32-44.
72. Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. М.: Недра. 1987. 128 с.
73. Лукьянов А.В. Стресс-метаморфизм (анализ понятия) //Структура линеаментных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука. 1990. С.32-40.
74. Лютый А.А. Язык карты. М.: Знание. 1981. 48 с.
75. Майборода А.А., Шаруева Л.И. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Удская. Лист N-53-XXVIII. Объяснительная записка. М.: Недра. 1983. 70 с.
76. Мейен С.В. Следы трав индейских. М.: Мысль. 1981. 159 с.
77. Милановский Е.Е., Кагарманов А.Х. Геоэкспансионная концепция //Планета Земля. Энциклопедический справочник. СПб.: ВСЕГЕИ. 2004. Том «Тектоника и геодинамика». С. 358-363.
78. Мирлин Е.Г. Фрактальная дискретность литосферы Земли //Планета Земля. Энциклопедический справочник. СПб.: ВСЕГЕИ. 2004. Том «Тектоника и геодинамика». С.140-144.
79. Миронюк Е.П., Тимашков А.Н., Магнушевский Э.Л. Тектоника //Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист О-52, (53) – Томмот. /Отв. ред. Е.П. Миронюк. Л.: ВСЕГЕИ. 1986. С. 84-96.
80. Молодые платформы восточной окраины Евразии (глубинное строение, условия формирования и металлогения) /Ред. А.П. Сорокин. Владивосток: Дальнаука. 2013. 366 с.
81. Морин А.О. Возраст, кинематика и амплитуда Прибрежного разлома (Западное Приохотье) //Тихоокеан. геол. 1994. №5. С. 133-140.
82. Муди Дж. Д., Хилл М. Дж. Сдвиговая тектоника. //Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: ИЛ. 1960. С. 265-333.
83. Нагибина М.С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М.: АН СССР. 1963. 464 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 79).
84. Назаренко Л.Ф. Геологическая карта Приморского края. Масштаб 1 : 1 000 000. Владивосток: СВПГО. 1988.
85. Налимов В.В. Вероятностная модель языка: О соотношении естественных и искусственных языков. М.: Наука. 1974. 272 с.
86. Осипов Н. Г. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-53-IV. Объяснительная записка. М.: Недра. 1974. 90 с.
87. Осипова Н. К. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Нижнеамурская. Лист М-53-V. Объяснительная записка. М.: Союзгеолфонд. 1974. 92 с.
88. Параев В.В., Молчанов В.И., Еганов Э.А. О философии геологии //Философия науки. 2003. №1 (16). С. 60-80.
89. Паталаха Е.И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя (Обоснование, методика, приложения). М.: Недра. 1985. 169 с.
90. Паталаха Е.И., Смирнов А.В. Портрет разломов на геологической карте //Совет. геол. 1988. №9. С. 51-60.
91. Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р., Шилова М.Н., Мялик А.В., Шадрин Н.И., Азарова И.А., Савенко Л.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Дальневосточная серия. Лист М-52 - Благовещенск. Объяснительная записка. СПб.: Картф-ка ВСЕГЕИ. 2013. 296 с. 3 осн. карты, доп. карты и схемы.
92. Петрук Н.Н., Шилова М.Н., Козлов С.А., Новченко С.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации (третье поколение). Масштаб 1 : 1 000 000. Дальневосточная серия. Лист N-51, (M-51) - Сковородино. Объяснительная записка. СПб.: Картф-ка ВСЕГЕИ. 2009. 300 с. 3 осн. карты, доп. карты и схемы.
93. Полани М. Личностное знание: На пути к посткритической философии. М.: Прогресс. 1985. 250 с.
94. Принципы самоорганизации. М.: Мир. 1996. 622 с.
95. Роганов Г.В., Васькин А.Ф. Схема геолого-структурного районирования Приамурья, Западного Прио-

- хотья, о. Сахалин и прилегающих участков дна Охотского и Японского морей. Хабаровск: Дальгеофизика. 2008.
96. Розов М.А. Теория социальных эстафет и проблемы эпистемологии. Смоленск: СГУ. 2006. 439 с.
 97. Розов М.А. Проблема объекта познания в контексте теории социальных эстафет. //Эпистемология и философия науки. 2011. Т. XXIX. №3. С. 200-225.
 98. Розова С.С., Соловьев О.Б. Естественный объект в научном исследовании. Новосибирск: НГУ. 2000. 160 с.
 99. Рудник В.А., Алексеев Л.М. О проявлении метаморфизма в зоне глубинного разлома хребта Тукурингра-Джагды на Дальнем Востоке //Глубинные разломы. М.: Недра. 1964.
 100. Рыбас О.В., Гильманова Г.З., Забродин В.Ю. Возможности дешифрирования геологических объектов с применением теории масштабного пространства для обработки цифровых моделей рельефа. Синтезированные цвета //Вест. ДВО РАН. 2013. №3. С. 78-83+2 цв. вклейки.
 101. Салун С.А., Шаровская И.Ю. Тектоника //Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист N-(53), 54 – Николаевск-на-Амуре/ Отв. ред. С.А. Салун. Л.: ВСЕГЕИ. 1981. С. 77-92.
 102. Семинский К.Ж. Спецкартирование разломных зон земной коры: принципы, этапы, перспективы // Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ. (Тез. докл. Всеросс. совещ. с участ. пригл. исследов. из др. стран, г. Иркутск, 11-16 авг.2014 г.). Иркутск: ИЗК СОАН. 2014. С. 68.
 103. Сержников А.Н., Волкова Ю.Р., Яшнов А.Л. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Лист N-52 (Зея). Объяснительная записка; 3 осн. карты, доп. карты и схемы. СПб: Картф-ка ВСЕГЕИ. 2009.
 104. Соловьев В.А., Соловьева Л.П. Геология как наука (методологические, теоретические и исторические проблемы). Учебное пособие. Краснодар: Кубанский ГУ. 2009. 227 с.
 105. Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Крылова М.Д., Неелов А.Н., Седова И.С. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л.: Наука. 1965. 289 с.
 106. Сурмилова Е.П., Корольков В.Г. Тектоника //Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Р-54, 55 – Оймякон, О-56. /Отв. ред. Л.М. Натапов, Е.П. Сурмилова. Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ. 1999. С. 88-100.
 107. Таци С.М., Ермошин В.В., Токмаков Р.П. Инъективные морфоструктуры центрального типа (результаты физического моделирования). //Морфотектонические системы центрального типа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука. 1988. С. 30-34.
 108. Тверитинова Т.Ю., Викулин А.В. Концепция блоковой геосреды и проблема границ блоков //Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ. (Тез. докл. Всеросс. совещ. с участ. пригл. исследов. из др. стран, г. Иркутск, 11-16 авг.2014 г.). Иркутск: ИЗК СОАН. 2014. С. 35.
 109. Тимофеев В.Ю., Горнов П.Ю., Ардюков Д.Г., Малышев Ю.Ф., Бойко Е.В. Результаты анализа данных GPS измерений (2003-2006 гг.) на Дальнем Востоке по Сихотэ-Алинской сети //Тихоокеан. геол. 2008. №4. С. 39-50.
 110. Турбин М.Т. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Амуро-Зейская. Лист N-52-XXII. Объяснительная записка. М.: ВГФ. 1977. 100 с.
 111. Турбин М.Т., Вольский А.С., Старченко В.В. Монголо-Охотская геосинклиналино-складчатая система // Геология зоны БАМ. Л.: Недра. 1988. Т.1. Геологическое строения. С. 265-290.
 112. Тяпкин К.Ф., Кивелюк Т.Т. Изучения разломных структур геолого-геофизическими методами. М.: Недра. 1982. 239 с.
 113. Федоров А.Е. Гексагональные сетки линейных неоднородностей Земли. М.: Недра. 1991. 128 с.
 114. Хаин В.Е., Рябухин А.Г., Наймарк А.А. О некоторых актуальных проблемах методологии геологических наук. //Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2010. №4. С. 3-11.
 115. Хохлов Э. П. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист N-53-XXXIII. Объяснительная записка. М.: ВГФ. 1971. 118 с.
 116. Шерман С.И., Сорокин А.П., Черемных А.В. Новый подход к тектоническому районированию Приамурья по фрактальной размерности разломов земной коры //ДАН. 2001. Т. 381. №3. С. 388-392.
 117. Шрейдер Ю.А. Информатизация и культура //Научн.-технич. информац. Сер. 2. 1991. №8. С. 1-8.
 118. Becker, J. J., D. T. Sandwell, W. H. F. Smith, J. Braud, B. Binder, J. Depner, D. Fabre, J. Factor, S. Ingalls, S-H. Kim, R. Ladner, K. Marks, S. Nelson, A. Pharaoh, G. Sharman, R. Trimmer, J. von Rosenberg, G. Wallace, P. Weatherall. Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30_PLUS // Marine Geodesy. 2009. Vol.32(4). 355-371.
 119. Florack L.M.J., Romeny B. t. H., Koenderink J.J., Viergever M.A. Scale and the Differential Structure of Images // Image and Vision Computing. 1992. Vol.10:6. 376-388.
 120. Jijima T. Basic Theory on Normalization of a Pattern (in Case of Typical 1D Pattern). Bulletin of Electrical Laboratory. 1962. vol. 26. pp. 368-388 (in Japanese).

121. Hobbs, W.H. Repeating patterns in the relief and in the structure of the land // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1911. Vol. 22. P. 123-176.
122. Hodgson, R. A. Review of significant early studies in lineament tectonics // *Proc. First Intern. Conf. New Basement Tectonics.* Utah: Utah Geol. Assoc. 1976. P. 1-10.
123. Katterfeld G.N. Global and regional systems of lineaments on the Earth, Mars and the Moon. // *Proc. First Intern. Conf. New Basement Tectonics.* Utah: Utah Geol. Assoc. 1976. P. 369-378.
124. Koenderink J. J. The structure of images // *Biol. Cyb.* 1984. Vol 50. P. 363-370.
125. Koenderink J.J., van Doorn A.J. Representation of Local Geometry in the Visual System // *Biol. Cyb.* 1987. Vol. 55. P. 367-375.
126. Kutina, J. On the application of the principle of equidistances in the search for ore veins. // *Internat. Geol. Congress, 23rd Sess. Sec.7.* Praha. 1968. P. 99-110.
127. Lindeberg T. Discrete derivative approximations with scale-space properties: A basis for low-level feature extraction // *J. of Mathematical Imaging and Vision.* 1993. Vol 3(4). P. 349-376. (<http://www.nada.kth.se/~tony/abstracts/Lin93-JMIV.html>)
128. Lindeberg T. On the axiomatic foundations of linear scale-space: Combining semi-group structure with causality vs. scale invariance // Chapter 6 in J. Sparring, M. Nielsen, L. Florack, and P. Johansen (eds.) / *Gaussian Scale-Space Theory: Proc. PhD School on Scale-Space Theory.* Copenhagen, Denmark, May 1996. Kluwer Academic Publishers. 1997.
129. Lindeberg T. Edge detection and ridge detection with automatic scale selection // *International Journal of Computer Vision.* 1998. Vol. 30, #2. P. 117-154. (<http://www.nada.kth.se/cvap/abstracts/cvap191.html>)
130. Romeny B. t. H. *Front-End Vision and Multi-Scale Image Analysis/* Kluwer. Springer. 2003. P. 484.
131. Smith W. H. F., and D. T. Sandwell. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings // *Science.* 1997. Vol. 277. P. 1957-1962.
132. Sonder R.A. *Mechanik der Erde.* Stuttgart: Schweizerbart. 1956. 291 p.
133. *The Tancheng-Lujiang Wrench Fault System /Ed. Xu Jiawey.* Chichester-New York-Brisbane-Toronto-Singapore. John Wiley&Sons. 1993. 280 p.
134. Witkin A. P. Scale-space filtering // *Proc. 8th Int. Joint Conf. Art. Intell.* 1983. P. 1019-1022.
135. Young R. A., Lesperance R. M., Meyer W. W. The Gaussian Derivative model for spatial-temporal vision: I. Cortical model // *Spatial Vision.* 2001. Vol. 14. No. 3,4. Pp. 261-319.
136. Zlatopolsky A. Description of texture orientation in remote sensing data using computer program LESSA // *Computers&Geosciences.* 1997. V. 23. No 1. P. 45-62.

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

Главные разломы территории материковой части Дальнего Востока России

	Название	Главная составляющая амплитуды	Дополнительная составляющая	Длина, км
1	2	3	4	5
1	Бурхалинский (Аканжинский)	левый сдвиг	сдвиг	435
2	Восточно-Сеттедабанский	взброс		440
3	Минорский	сброс		110
4	Уэмляхский	н/сведений		100
5	Геремальский	сброс		90
6	Нижнетудинский	сброс		205
7	Кордатский	н/сведений		65
8	Курчакский	н/сведений		65
9	Устьбурандинский	н/сведений		40
10	Кютепский (сегмент)	н/сведений		120
10	Кютепский (сегмент)	н/сведений		40
11	От-Юряхский (сегмент)	н/сведений		80
11	От-Юряхский (сегмент)	н/сведений		25
11	От-Юряхский (сегмент)	н/сведений		10
11	От-Юряхский (сегмент)	н/сведений		25
12	Ниванджинский (сегмент)	н/сведений		30
12	Ниванджинский (сегмент)	н/сведений		40
12	Ниванджинский (сегмент)	н/сведений		20
13	Майско-Охотский (Билякчано-Акачанский)	листрический надвиг (на глубине)	сброс	435
14	Тельбанкурский (сегмент)	н/сведений		45
14	Тельбанкурский (сегмент)	н/сведений		10
14	Тельбанкурский (сегмент)	н/сведений		20
15	Верхнеюдомский	н/сведений		55
16	Приюдомский	н/сведений		180
17	Ильбейский	н/сведений		85
18	Эйчанский	сброс	сдвиг	110
19	Кетандинский	сброс	сдвиг	115
20	Нонкичанский	сброс	сдвиг	290
21	Тургинский	н/сведений		140
22	Бургали-Охотский (сегмент)	н/сведений		20
22	Бургали-Охотский (сегмент)	н/сведений		80
23	Дольнинский	н/сведений		95
24	Кухтуйский	сброс	сдвиг	240
25	Хетанджинский	н/сведений		300
26	Хавакчанский	н/сведений		80
27	Бургагылканский (сегмент)	взброс		27
27	Бургагылканский (сегмент)	взброс		40
28	Ульбейский	сброс	сдвиг	150
29	Колымо-Индибирская зона (сегмент)	взбросы, взбросо-сдвиги, взбросо-надвиги	взброс	445
29	Колымо-Индибирская зона (сегмент)	взбросы, взбросо-сдвиги, взбросо-надвиги	взброс	200
30	Брюнгадинский	правый сдвиг	сдвиг	175
31	Чай-Юрюинская зона	серия надвигов и взбросов	надвиг	370
32	Дарпирская зона	левый сдвиг, раздвиг	надвиг	150

1	2	3	4	5
33	Хараюряхский	сброс		90
34	Гонамский	скрытый разлом	н/сведений	85
35	Чульмано-Токинский	взброс		210
36	Тимптонский (сегмент)	скрытый разлом	н/сведений	85
36	Тимптонский (сегмент)	скрытый разлом	н/сведений	60
37	Мамулайский	скрытый разлом	н/сведений	320
38	Тыркандинский	раздвиг, обратный сдвиг, взброс	сдвиг	430
39	Южно-Якутский (сегмент)	правый сдвиг>левый сдвиг	надвиг	20
39	Южно-Якутский (сегмент)	правый сдвиг>левый сдвиг	надвиг	80
40	Якутский	скрытый разлом	н/сведений	370
41	Чагдинский	сброс		255
42	Джелтулинский	сброс		50
43	Южно-Суннагинский	поддвиг ?	надвиг	240
44	Малоаимский (сегмент)	н/сведений		41
44	Малоаимский (сегмент)	н/сведений		85
45	Южно-Токинский	н/сведений		285
46	Алдано-Майский (сегмент)	н/сведений		95
46	Алдано-Майский (сегмент)	н/сведений		70
46	Алдано-Майский (сегмент)	н/сведений		50
47	Юдомо-Ингилийский	н/сведений		80
48	Ингилийский	н/сведений		35
49	Учуро-Ингилийский	н/сведений		115
50	Нельканский (сегмент)	взбросо-надвиг	надвиг	62
50	Нельканский (сегмент)	взбросо-надвиг	надвиг	395
50	Нельканский (Нелькано-Кыллахский)	взбросо-надвиг, сдвиг, сброс	надвиг	550
51	Гувиндинский	взбросо-надвиг	надвиг	420
52	Онненский	н/сведений		105
53	Челатский (сегмент)	взбросо-надвиг	надвиг	135
53	Челатский(сегмент)	взбросо-надвиг	надвиг	65
53	Челатский(сегмент)	взбросо-надвиг	надвиг	125
54	Улахан-Бамский (сегмент)	взбросо-надвиг ?	сброс	115
54	Улахан-Бамский (сегмент)	взбросо-надвиг ?	сброс	30
54	Улахан-Бамский (сегмент)	взбросо-надвиг ?	сброс	70
55	Ариавканский (сегмент)	взброс		135
55	Ариавканский (сегмент)	взброс		70
56	Кеатанский	н/сведений		160
57	Бурхалинский (Аканжинский) (сегмент)	сброс		65
57	Бурхалинский (Аканжинский) (сегмент)	сброс		10
57	Бурхалинский (Аканжинский) (сегмент)	сброс		100
58	Ариавкачанский	н/сведений		95
59	Утайкинский	н/сведений		65
60	Бриндакинский (сегмент)	н/сведений		50
60	Бриндакинский (сегмент)	н/сведений		35
61	Буручанский	н/сведений		60
62	Кур-Ловийский	н/сведений		95
63	Иниканский	н/сведений		190
64	Биякчанский	взброс		100
65	Биякчано-Ариавканский (сегмент)	сброс		65
65	Биякчано-Ариавканский (сегмент)	сброс		50
66	Муотаканский	н/сведений		115
67	Ленково-Улаханский (сегмент)	н/сведений		25
67	Ленково-Улаханский (сегмент)	н/сведений		38

1	2	3	4	5
68	Хайканский	пологий взброс ?	сброс	155
69	Луриканский	пологий взброс ?	сброс	45
70	Бириндинский	дуговой (кольцевой ?)	н/сведений	75
71	Чумиканский	н/сведений		75
72	Улкачанский	дуговой ?	н/сведений	140
73	Джугджурский	раздвиг	сброс	310
74	Прибрежный	левый сдвиг (сдвиго-сброс)>правый сбросо-сдвиг	взброс	255
75	Долисмарский	н/сведений		45
76	Кылылинский (сегмент)	н/сведений		50
76	Кылылинский (сегмент)	н/сведений		40
77	Лартыкский	пологий взброс ?	сброс	95
78	Амниудинский	н/сведений		65
79	Южно-Учурский (сегмент)	сброс		57
79	Южно-Учурский (сегмент)	сброс		20
79	Южно-Учурский (сегмент)	сброс		28
79	Южно-Учурский (сегмент)	сброс		26
81	Хейджанская зона	взброс	надвиг	145
82	Хижинджа-Кухтуйская зона	взброс	надвиг	370
83	Становой (сегмент)	левый сдвиг, правый сдвиг, раздвиг, надвиг	сдвиг	125
83	Становой (сегмент)	левый сдвиг, правый сдвиг, раздвиг, надвиг	сдвиг	105
83	Становой (сегмент)	левый сдвиг, правый сдвиг, раздвиг, надвиг	сдвиг	165
84	Верхнекупуринский	н/сведений		235
85	Майский	взброс		180
86	Унахинский	надвиг		140
87	Сугджарский	надвиг		95
88	Таксакандинский	н/сведений		225
89	Удыхынский	надвиг		155
90	Северо-Тукурингрский	взбросо-надвиг	надвиг	220
91	Ланский	надвиг, левый сдвиг	взброс	370
92	Южно-Тукурингрский	взброс, правый сбросо-сдвиг	раздвиг	570
93	Туксинский	сдвиг, взброс	надвиг	200
94	Джелтулакский	правый сдвиг, надвиг, поддвиг, сбросо-сдвиг	сдвиг	220
95	Чампулинский	сдвиг, взброс	надвиг	220
96	Брянтинский	н/сведений	н/сведений	50
97	Верхнетырканский (сегмент)	взброс		15
97	Верхнетырканский (сегмент)	взброс		43
97	Верхнетырканский (сегмент)	взброс		52
98	Лавлинский	взброс		90
99	Салга-Джанинский (сегмент)	взброс		135
99	Салга-Джанинский (сегмент)	взброс		120
100	Сехтагский	взброс		175
102	Тыльский (сегмент)	сброс, раздвиг	надвиг	165
102	Тыльский (сегмент)	сброс, раздвиг	надвиг	330
103	Улигданский	правый сдвиг, сброс	сдвиг	500
104	Южно-Шантарский (сегмент)	надвиг	взброс	100
104	Южно-Шантарский (сегмент)	надвиг	взброс	80
105	Тугурский	правый сбросо-сдвиг, крутой надвиг	взброс	450
106	Мельгинский	сброс		410
107	Тастахский (сегмент)	сброс	взброс	45

1	2	3	4	5
107	Тастахский (сегмент)	сброс	взброс	85
107	Тастахский (сегмент)	сброс	взброс	40
107	Тастахский (сегмент)	сброс	взброс	110
107	Тастахский (сегмент)	сброс	взброс	42
108	Пауканский (сегмент)	надвиг, правый сдвиг, раздвиг	взброс	250
108	Пауканский (сегмент)	надвиг, правый сдвиг, раздвиг	взброс	20
109	Ниланский	сброс		225
110	Дукинский (сегмент)	н/сведений		40
110	Дукинский (сегмент)	н/сведений		170
110	Дукинский (сегмент)	н/сведений		12
110	Дукинский (сегмент)	н/сведений		13
110	Дукинский (сегмент)	н/сведений		60
111	Ассынийская зона	н/сведений		245
112	Дигдаланский (сегмент)	левый сдвиг ?	сдвиг	24
112	Дигдаланский (сегмент)	левый сдвиг ?	сдвиг	145
112	Дигдаланский (сегмент)	левый сдвиг ?	сдвиг	20
112	Дигдаланский (сегмент)	левый сдвиг ?	сдвиг	15
113	Лимурчанский (сегмент)	левый сдвиг	сдвиг	115
113	Лимурчанский (сегмент)	левый сдвиг	сдвиг	180
114	Вьюнский (сегмент)	левый сдвиг ?	сдвиг	25
114	Вьюнский (сегмент)	левый сдвиг ?	сдвиг	115
115	Приамурский (Киселевский)	левый сдвиг	сброс	330
115	Приамурский	сброс		210
116	Бичи-Амурский (сегмент)	н/сведений		250
116	Бичи-Амурский (сегмент)	н/сведений		17
117	Ярки-Акшинский (сегмент)	раздвиг		35
117	Ярки-Акшинский (сегмент)	раздвиг		70
118	Ассыни-Омало-Усалгинский	раздвиг		185
119	Селемджинский	правый сбросо-сдвиг		165
120	Верхнемельгинский	сброс	сброс	295
121	Буреинский (Бурейский, Прибуреинская зона)	сброс	раздвиг	312
122	Хинганский (сегмент)	левый сдвиг, сброс, правый (?) сдвиг, раздвиг	сдвиг	10
122	Хинганский (сегмент)	левый сдвиг, сброс, правый (?) сдвиг, раздвиг	сдвиг	30
122	Хинганский (сегмент)	левый сдвиг, сброс, правый (?) сдвиг, раздвиг	сдвиг	13
122	Хинганский (сегмент)	левый сдвиг, сброс, правый (?) сдвиг, раздвиг	сдвиг	27
122	Хинганский (сегмент)	левый сдвиг, сброс, правый (?) сдвиг, раздвиг	сдвиг	175
122	Хинганский (сегмент)	левый сдвиг, сброс, правый (?) сдвиг, раздвиг	сдвиг	285
123	Кындальский	шарнирный	сброс	165
124	Зейский	сдвиг	сброс	235
125	Западно-Тарбагатайский	н/сведений		190
126	Верхнетомский (Восточно-Тарбагатайский)	правый сбросо-сдвиг	сброс	320
127	Ургальский	надвиг (на глубине)	сброс	120
128	Умальтинский	сброс		210
129	Амгуньский (сегмент)	сброс>правый сдвиг	раздвиг	30
129	Амгуньский (сегмент)	сброс>правый сдвиг	раздвиг	18
129	Амгуньский (сегмент)	сброс>правый сдвиг	раздвиг	48
129	Амгуньский (сегмент)	сброс>правый сдвиг	раздвиг	45

1	2	3	4	5
129	Амгуньский (сегмент)	сброс>правый сдвиг	раздвиг	32
129	Амгуньский (сегмент)	сброс>правый сдвиг	раздвиг	15
129	Амгуньский (сегмент)	сброс>правый сдвиг	раздвиг	75
129	Амгуньский (сегмент)	сброс>правый сдвиг	раздвиг	130
130	Бокторский (сегмент)	н/сведений		170
130	Бокторский (сегмент)	н/сведений		135
131	Уликанский (сегмент)	сброс		65
131	Уликанский (сегмент)	сброс		30
131	Уликанский (сегмент)	сброс		40
131	Уликанский (сегмент)	сброс		85
132	Центральный Сихотэ-Алинский (сегмент)	левый сдвиг, раздвиг, взброс	сдвиг	270
132	Центральный Сихотэ-Алинский (сегмент)	левый сдвиг, раздвиг, взброс	сдвиг	235
132	Центральный Сихотэ-Алинский (сегмент)	левый сдвиг, раздвиг, взброс	сдвиг	600
133	Кабули-Хорский	н/сведений		220
134	Верхнеанюйский (сегмент)	н/сведений		60
134	Верхнеанюйский (сегмент)	н/сведений		40
135	Анюйский	н/сведений		465
136	Боленку-Пухийский (Восточно-Сихотэалинский)	взброс		270
136	Боленку-Пухийский (Восточно-Сихотэалинский)	взброс		140
137	Дабандинский	н/сведений		135
138	Хехцирский	н/сведений		225
139	Маноминский	н/сведений		205
140	Мухенский	н/сведений		125
141	Курский	взброс, сброс, правый сдвиг	раздвиг	435
142	Амуру-Гижигинский	н/сведений		45
143	Гурский (сегмент)	сброс		125
143	Гурский (сегмент)	сброс		60
144	Западно-Приморский (сегмент)	н/сведений		70
144	Западно-Приморский (сегмент)	н/сведений		185
145	Дальнереченский	н/сведений		55
146	Среднебикинский	надвиг		250
147	Кабаргинский	надвиг	взброс	75
148	Среднеханкайский (сегмент)	раздвиг		130
148	Среднеханкайский (сегмент)	раздвиг		63
149	Арсеньевский	правый сдвиг, надвиг (?)	взброс	235
150	Самаркинский	взбросо-сдвиг, сбросо-сдвиг	надвиг	105
151	Партизанский	левый сдвиг	сдвиг	165
152	Кривинский	надвиг		105
153	Фурмановский (сегмент)	левый взбросо-сдвиг	сдвиг	100
153	Фурмановский (сегмент)	левый взбросо-сдвиг	сдвиг	50
154	Бикинская группа	сброс		100
154	Бикинская группа	сброс		60
154	Бикинская группа	сброс		55
154	Бикинская группа	сброс		130
155	Алчанский (сегмент)	надвиг		160
155	Алчанский (сегмент)	надвиг		100
156	Колумбинский (сегмент)	н/сведений		370
156	Колумбинский (сегмент)	н/сведений		80
157	Извилистый	н/сведений		100
158	Меридиональный	левый сдвиг	сдвиг	200

1	2	3	4	5
159	Южно-Удский	надвиг		200
160	Эльдиканский (сегмент)	н/сведений		300
160	Эльдиканский (сегмент)	н/сведений		95
160	Эльдиканский (сегмент)	н/сведений		50
161	Нотторский	н/сведений		255
162	Алданский	н/сведений		215
163	зона разломов Нэньцзян	сброс		330
164	Среднеамурский	н/сведений		45
165	Бирский (Сюньхэ-Бирский)	правый сдвиг	сдвиг	190
166	Помпеевский (Биджанский)	правый сбросо-сдвиг	сдвиг	160
167	Нинни-Сагайский	сброс, раздвиг	взброс	255
168	Хумахэ-Депский	левый сдвиг	сдвиг	240
169	Махэ-Ольгинский (сегмент)	левый сдвиг	сдвиг	50
169	Махэ-Ольгинский (сегмент)	левый сдвиг	сдвиг	180
170	Южно-Приморская зона	сброс		100
171	Итунь-Илань (Ишу-Харпийский) (сегмент)	левый сдвиг, сброс, раздвиг	сдвиг	255
171	Итунь-Илань (Ишу-Харпийский) (сегмент)	левый сдвиг, раздвиг	сдвиг	260
171	Итунь-Илань (Ишу-Харпийский) (сегмент)	левый сдвиг, сброс	сдвиг	165
172	Верхнениманский	левый сдвиг	взброс	125
173	Амурский	взбросо-надвиг	надвиг	275
174	Шимановский	н/сведений		295
175	Свободненский	знакопеременный сброс	сброс	345
176	Ромненский	н/сведений		180
177	Западнотуранский	взбросо-надвиг	надвиг	205
178	Туранский	н/сведений		250
179	Завитинский	н/сведений		225
180	Константиновский	сдвиг	сброс	235
181	Чанчунь	левый сдвиг, сброс	сдвиг	95
182	Березовский	н/сведений		95
183	Самарский	н/сведений		60
184	Левопомпеевский	н/сведений		60
185	Дитурский	знакопеременный	сдвиг	120

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

Алгоритм и программная реализация

Задачу построения масштабного представления из ЦМР с заданным параметром t можно разделить на три этапа: (1) формирования ядра свертки Гаусса и его производных, (2) собственно вычисление масштабного представления, (3) постобработка с последующим сохранением результатов на диск.

Нет абсолютно никакой разницы, на каком языке программирования выполнять эту работу, алгоритм понятен и прозрачен, все зависит от личных предпочтений. Здесь приведен код для программной среды Matlab. Для создания поверхности и ее производных, необходимо сохранить текст программы в файл под именем "gauss2_der2_set_07.m" и запустить ее в командной строке Matlab с соответствующими параметрами. Это первый шаг.

```
function [guv, dGu, dGv, dGuu, dGuv, dGvv, lap] = gauss2_der2_set_07(deg, t)

% the set of Gauss Derivative kernels up to 2nd order
% Gauss's 2-D surface, Box size computes automatically

% Input:
% deg - угол вращения в градусах относительно начала координат поверхности Гаусса и ее
%       - производных. Положительным направлением считается вращение по часовой стрелке
%       - для согласования с географической системой координат.
% t - вектор, масштабный параметр для каждого из ортогональных направлений [tx,ty]
%     - когда размерность t=1, t=tx=ty
% Output:
%     - guv - поверхность Гаусса,
%     - dGu, dGv - ее первые частные производные по ортогональным направлениям
%     - dGuu, dGvv, dGuv - вторые производные
%     - lap - оператор лапласа, lap = dGuu + dGvv

% Примеры:
% [g, dGu, dGv, dGuu, dGuv, dGvv, lap] = gauss2_der2_set_07(0,1);
% [g, dGu, dGv, dGuu, dGuv, dGvv, lap] = gauss2_der2_set_07(30,[14^2, 7^2]);
% imagesc(dgv), axis image

% -----
% Oleg Rybas 2011-01-23 Khabarovsk, Russia
% o_rybas@itig.as.khb.ru http://itig.as.khb.ru
% ver 2011_v06 - 2011-07-14
% ver 2014_v07 - 2014-09-15
% -----

% Init
% начальный размер матрицы для ядра свертки, 201x201 ячеек позволяет построить
% поверхность с достаточной точностью с масштабом t вплоть до 196 (14^2)
dim_x = 201; dim_y = 201;

% для анизотропной поверхности масштабные параметры разные для разных осей
if length(t)==2, tx = t(1); ty = t(2); else, tx = t; ty = t; end
% -----

% формирование координатной сетки и ее вращение
sx = [-(dim_x-1)/2: 1: (dim_x-1)/2];
sy = [-(dim_y-1)/2: 1: (dim_y-1)/2];
[x y] = meshgrid(sx, sy);

% Rotation
phi = -pi*deg/180; % "-" for geographic coord system
u = x.*cos(phi) - y.*sin(phi);
v = x.*sin(phi) + y.*cos(phi);

% -----
% g - Gauss kernel
k = 1/(2*pi*sqrt(tx*ty));
guv = k * exp(-(((u.^2/tx) + (v.^2/ty))/2));

% ----- Derivative component
dGu = -u.*guv/tx;
dGv = -v.*guv/ty;

dGuu = -(1-u.^2/tx).*guv/tx;
```

```

dGuv = u.*v.*guv/(tx*ty);
dGvv = -(1-v.^2/ty).*guv/ty;

lap = -(dGuu + dGvv);
% ----- Derivative component

% And now, let's correct the box size
guv = correct_box(guv);

dGu = correct_box(dGu);
dGv = correct_box(dGv);

dGuu = correct_box(dGuu);
dGuv = correct_box(dGuv);
dGvv = correct_box(dGvv);

lap = correct_box(lap);

% суммарный объем под поверхностью Гаусса должен быть равен 1, проверка
% fprintf('sum(gSurf(:)) = %s ',sum(guv(:)));
% fprintf('dGuv --- mean = %s mean(abs) = %f\n', mean(dGuv(:)), mean(abs(dGuv(:))));

% -----
function surf = correct_box(s)

% уменьшение размера ядра свертки за счет удаления компонентов с величинами близкими
% к нулевому значению

[sz_y, sz_x] = size(s);
s2 = abs(s([1:(sz_y+1)/2], [1:(sz_x+1)/2]));
low_limit = max(s2(:)) * 10^-8;

x_max = max(s2,[],1); % x - dimension
y_max = max(s2,[],2); % y - dimension

x_ind = find(x_max > low_limit);
y_ind = find(y_max > low_limit);

surf = s([y_ind(1):end-y_ind(1)+1], [x_ind(1):end-x_ind(1)+1]);
% -----

(2) ЦМР импортируется в 2-мерный массив данных (т.н. матрицу), например командой "imread()"
dem_u16=imread('file_name_dem_u16.tif');
Самая затратная процедура – "свертка", затратная с точки зрения потребления мощностей процессора и
памяти, для неоптимизированных программ ее выполнение может занять очень много времени. В Matlab-е "свер-
тка" реализована функцией "conv2()" с поддержкой мультипоточности, что позволяет использовать все ресурсы
процессора. Необходимые вычисления можно выполнять прямо в командной строке:

% Последовательность команд создания модуля градиента ЦМР
d1u= conv2(double(dem_u16),dGu,'same');
d1v= conv2(double(dem_u16),dGv,'same');
mogGrad_DEM= sqrt(d1u.^2 + d1v.^2);

% оператор Лапласа ЦМР
Lap_DEM= conv2(double(dem_u16),lap,'same');
```

(3) Результат сохраняется в любой набор данных поддерживающий формат значений с плавающей точкой для дальнейшей работы. Постобработка же, в виде подгонки гистограммы к относительно равномерному распределению количества значений по всей шкале величин, необходима в первую очередь для визуализации полученных результатов. Для рельефа и его производных вполне подходит функция $\log_{10}()$. Без такого преобразования ЦМР на рис.2.5.1, например, выглядел бы как набор черно-белых пятен. Результат, разумеется, конвертируется в 8-битный формат *uint8* и сохраняется в растровый файл.

```

mogGrad_DEM = log10(mogGrad_DEM +1);
```

Более того, такая постобработка полезна и для машинных аналитических приложений. Нейронные сети быстрее обучаются, упрощается работа с Анализом Независимых Компонент (ICA), т.к. процесс разделения компонент происходит быстрее и достоверней.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие редактора (А.Н.Диденко)	6
Введение (В.Ю.Забродин)	7
Глава 1. Описание разломов (В.Ю.Забродин)	12
Глава 2. Основы теории масштабных пространств (О.В.Рыбас)	55
2.1. Цифровая модель рельефа (ЦМР).....	56
2.2. Основные положения теории масштабных пространств и методические приемы обработки исходного изображения	57
2.3. Гауссовы производные.....	60
2.4. Мультимасштабные представления	61
2.5. Выделение структуры рельефа	61
2.6. Примеры применения теории масштабных пространств для решения геологических задач	66
Глава 3. Системы разломов и линеаментов (В.Ю.Забродин, Г.З.Гильманова)	70
3.1. Алдано-Становой щит	76
3.2. Учуро-Майская плита и Вилюйская синеклиза.....	78
3.3. Верхояно-Колымская складчатая система	79
3.4. Монголо-Охотская складчатая система	81
3.5. Сихотэ-Алинская складчатая система	83
3.6. Буреинский и Ханкайский массивы	85
3.7. Вулкано-плутонические пояса и области	87
3.8. Системы разломов, пересекающие несколько структурных подразделений... 87	
а) Разломы системы Тан-Лу.....	87
б) Восточно-Азиатский рифтовый пояс.....	89
3.9. Кольцевые и дуговые элементы и системы.....	92
Глава 4. Некоторые проблемы картирования и картографирования разломов (В.Ю.Забродин)	96
4.1. Методолого-теоретические проблемы картирования разломов.....	96
4.2. Модельный пример – Пауканский глубинный разлом	100
4.3. Некоторые проблемы картографирования разломов	109
Заключение (В.Ю.Забродин)	112
Литература	114
Приложение 1 (вкладка) (В.Ю.Забродин)	
Приложение 2. Главные разломы территории материковой части Дальнего Востока России (В.Ю.Забродин).....	120
Приложение 3. Алгоритм и программная реализация (О.В.Рыбас)	126
Оглавление.....	128

CONTENTS

Editor's foreword (A.N.Didenko)	6
Introduction (V.Yu.Zabrodin)	7
1. Description of faults (V.Yu.Zabrodin)	12
2. Essentials of the scale-space theory (O.V.Rybas)	55
2.1. Digital elevation model (DEM).....	56
2.2. Basic concepts of the scale-space theory and methodological approaches to original image processing	57
2.3. Gaussian derivatives	60
2.4. Multi-scale representations.....	61
2.5. Topographic texture analysis	61
2.6. Examples of applying the scale-space theory in geological research	66
3. Systems of faults and lineaments (V.Yu.Zabrodin, G.Z.Gil'manova)	70
3.1. Aldan-Stanovoy shield	76
3.2. Uchur-Maya plate and Vilyui syncline.....	78
3.3. Verkhoyansk-Kolyma fold system	79
3.4. Mongol-Okhotsk fold system.....	81
3.5. Sikhote-Alin fold system	83
3.6. Bureya and Khanka massifs.....	85
3.7. Volcano-plutonic belts and areas	87
3.8. Fault systems intersecting several structural units	87
a) Faults of the Tan-Lu system.....	87
b) East Asian rift belt	89
3.9. Ring and arcuate elements and systems	92
4. Difficulties associated with mapping and mapping of faults (V.Yu.Zabrodin)	96
4.1. Methodological and theoretical issues related to fault mapping	96
4.2. A fault model example - the Paukan deep fault	100
4.3. Challenges of fault mapping	109
Conclusion (V.Yu.Zabrodin)	112
References	114
Appendix 1 (inset). Map of Faults in the Russian Far East Mainland (V.Yu.Zabrodin)	
Appendix 2. Major Faults in the Russian Far East Mainland (V.Yu.Zabrodin)	120
Appendix 3. Algorithm and software implementation (O.V.Rybas)	126
Contents	128

Научное издание

*Забродин Владимир Юрьевич,
Рыбас Олег Васильевич,
Гильманова Гульшат Забировна*

РАЗЛОМНАЯ ТЕКТНИКА МАТЕРИКОВОЙ ЧАСТИ
ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

*Ответственный редактор
А.Н. Диденко*

Оригинал-макет изготовлен редакционно-издательской группой
Федерального государственного бюджетного учреждения науки
Института тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина
680000 г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина
680000 г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65

Подписано в печать
Формат 60x88/8. Печать офсетная.
Усл. п. л. Тираж 300 экз.



Институт Тектоники и Геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН