



SPECIALIZED MAPPING OF CRUSTAL FAULT ZONES. PART 2: MAIN STAGES AND PROSPECTS

K. Zh. Seminsky

Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia

Abstract: The article is to complete the description of the special mapping method which theoretical basis and principles were published in [Seminsky, 2014]. With reference to data on the Ulirba site located in Priolkhonie (Western Pribaikalie), the content of special mapping is reviewed in detail. The method is based on paragenetical analysis of abundant jointing which specific feature is the lack of any visible displacement indicators. There are three stages in the special mapping method (Fig. 3) as follows:

Stage I: Preparation and analysis of previously published data on the regional fault structure (Fig. 1, A–I), establishment of a networks of stations to conduct structural geological monitoring and mass measurements of joints, record of rock data (Fig. 2, A), general state of the fault network (Fig. 1, J–3), fracture density (Fig. 2, B) and, if any, structures of the above-jointing level (Fig. 1, E, 3; Fig. 2, A).

Stage II is aimed at processing of field data and includes activities in four groups (II.1–II.4) as follows: Group II.1: construction of circle diagrams, specification of characteristics of joint systems and their typical scatters (Fig. 4, A), identification of simple (generally tippie) parageneses, and determination of dynamic settings of their formation (translocal rank) (Table 1), evaluation of densities and complexity of the joint networks, analysis of their spacial patterns within the site under mapping, and identification of the most intensively destructed zones in the rock massif (Fig. 2, B–B). Group II.2: comparison of jointing diagrams with reference ones showing joint poles (Fig. 4, B–B; E–3; J–H), and, in case of their satisfactory correlation, making a conclusion of potential formation of a specific joint pattern in the local zone of strike-slip, normal faulting or reverse faulting (Fig. 4, Г–Д, И–К, О–П; Fig. 5; Fig. 7, B), and determination of relative age relationships between such zones on the basis analysis of the scatter of joint systems, shearing angles and other relevant information. Group II.3: construction of a circle diagram for the specified mapping site with local fault poles (Fig. 8, B), identification of conjugated systems and dynamic settings of their formation (Fig. 2), plotting the information onto the schematic map of the location under study, and marking the transregional fault zones (Fig. 7, B–K) with observation sites showing similar settings and parageneses of local faults. Group II.4: comparison between diagrams of fault poles of local ranks with reference patterns selected according to the availability of conjugated pairs of fractures (Fig. 9, B–Г); based on the above comparison, decision making on potential formation of a paragenesis of local faults in the strike-slip, normal and reserve/thrust fault zones (Fig. 9, Д–Ж), and delineation of boundaries of such zones in the schematic map by connecting the observation sites with similar solutions (Fig. 7, J–H).

Stage III is aimed at interpreting and includes comprehensive analyses of mapping results and priori information, construction of a final scheme of the fault zones showing their subordination by ranks (Fig. 7, O) and schemes of fault zones for various structure formation stages, showing types of faults and specific features of their internal patterns, i.e. definition of the peripheral sub-zone, sub-zones of fractures of the 2nd order and, if established, the sub-zone of the major fault (Fig. 7, J–H).

Prospects of the special mapping method can be highlighted upon its comparison with the conventional structural methods applied in studies of faults. On the one side, the method requires time-consuming mass measurements and special processing of 'dumb' joints; on the other side, it provides for analyses of abundant jointing data, ensures a high level of detail in mapping of patterns of fault zones, reveals rank subordination of faults and helps to determine other specific features of fractures and faults. Hence, a conventional study of sites with evident tectonics can be based on traditional structural methods, while the special mapping method is recommendable as an additional means of analyses providing information on specific elements of the fault patterns, including establishment of the internal zoning of faults, hierarchy of dynamic settings of faulting etc. In cases when direct observation of faults is limited as the study area is poorly outcropped, or in case of specialized studies such as drilling of wells, the special mapping method can be most useful when applied in its full scope.

With account of its specific features, this method is a promising tool for solution of theoretical problems related to studies of divisibility of the Earth's crust into zones and blocks and researches of regularities in development of fault

zones in space and time. It can be useful for application-oriented surveys in geology, ore geology, engineering geology and hydrogeology that require detailed mapping of fault zones controlling many associated processes of key importance.

Key words: joints, fault zones, parageneses of fractures, stress field, ranks, stages of special mapping, Baikal rift.

Recommended by S.I. Sherman

For citation: Seminsky K.Zh. 2015. Specialized mapping of crustal fault zones. Part 2: Main stages and prospects. *Geodynamics & Tectonophysics* 6 (1), 1–43. doi:10.5800/GT-2015-6-1-0170.

Для цитирования: Семинский К.Ж. Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 2: Основные этапы и перспективы // *Геодинамика и тектонофизика*. 2015. Т. 6. № 1. С. 1–43. doi: 10.5800/GT-2015-6-1-0170.

СПЕЦКАРТИРОВАНИЕ РАЗЛОМНЫХ ЗОН ЗЕМНОЙ КОРЫ. СТАТЬЯ 2: ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ

К. Ж. Семинский

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация: Статья завершает описание метода спецкартирования, теоретические основы и принципы которого были представлены в предыдущей публикации [Seminsky, 2014]. На примере участка «Улирба» в Приольхонье (Западное Прибайкалье) подробно рассмотрено содержание структурного метода, базирующегося на парагенетическом анализе повсеместно распространенной трещиноватости, особенностью которой является отсутствие видимых признаков смещений. Основные операции спецкартирования проводятся в рамках трех главных этапов (рис. 3).

В ходе подготовительного этапа (I) осуществляется анализ данных предшественников о разломной структуре региона (рис. 1, А–Г), на участке картирования создается сеть пунктов геолого-структурных наблюдений, в каждом из которых проводится массовый замер трещин, фиксируется информация о горных породах (рис. 2, А), общем состоянии сети разрывов (рис. 1, Д–З), их плотности (рис. 2, Б) и, если присутствуют, – структурах надтрещинного уровня (рис. 1, Е, З; рис. 2, А).

Этап обработки полевого материала (II) состоит из формализованных операций, образующих четыре группы (II.1–II.4). Операции первой группы (II.1) включают построение круговых диаграмм, характеристику систем трещин и свойственных им разбросов (рис. 4, А), выделение простых (обычно тройственных) парагенезисов с определением динамических обстановок их формирования (транслокальный ранг) (табл. 1), оценку показателей плотности и сложности трещинных сетей, анализ их пространственного распределения в пределах участка картирования и выявление на этой основе зон наиболее интенсивной деструкции породного массива (рис. 2, Б–В). Операции второй группы (II.2) состоят в сопоставлении каждой диаграммы трещиноватости с эталонными трафаретами полюсов трещин (рис. 4, Б–В; Е–З; Л–Н) и при их удовлетворительном совпадении – получении решения о возможности формирования определенной трещинной сети в сдвиговой, сбросовой или взбросовой (надвиговой) разломной зоне локального ранга (рис. 4, Г–Д, И–К, О–П; рис. 5; рис. 7, Б), а также установлении для этих зон относительных возрастных взаимоотношений на основе анализа разбросов у систем трещин, величин угла скалывания, априорной информации. Операции третьей группы (II.3) включают построение для участка картирования круговой диаграммы полюсов разломов локального ранга (рис. 8, Б), выявление пар сопряженных систем и динамических обстановок их формирования (табл. 2), вынесение этой информации на схему местности и оконтуривание разломных зон трансрегионального ранга (рис. 7, В–К), включающих точки наблюдения с однотипными обстановками и парагенезисами локальных разломов. Операции четвертой группы (II.4) состоят в сопоставлении диаграммы полюсов разломов локального ранга с выбранными согласно наличию сопряженных пар эталонными трафаретами разрывов (рис. 9, Б–Г) и на этой основе – получении решения о возможности формирования определенного парагенезиса локальных разломов в сдвиговой, сбросовой или взбросовой (надвиговой) зоне регионального ранга (рис. 9, Д–Ж), а также оконтуривании их границ на схеме участка картирования путем объединения точек наблюдения с однотипными решениями (рис. 7, Л–Н).

Этап интерпретации (III) заключается в комплексном анализе полученных при картировании материалов и априорной информации, результатами которого является итоговая схема разломных зон с их ранговой со-

подчиненностью (рис. 7, О), а также схемы разломных зон для отдельных этапов структурообразования с характеристикой их типа и особенностей внутреннего строения, т.е. выделением периферийной подзоны, подзоны разрывов 2-го порядка и, если установлена, – подзоны главного сместителя (рис. 7, Л–Н).

Перспективы спецкартирования определяются его особенностями в сравнении с известными геолого-структурными способами исследования разломов. С одной стороны, реализация метода связана с временными массовыми измерениями и специфической обработкой «немых» трещин, а с другой – дает возможность в качестве основы для анализа использовать повсеместно распространенную трещиноватость, обеспечивает высокий уровень детальности картирования разрывной структуры разломных зон, позволяет определять их ранговую соподчиненность и другие особенности. Как следствие, в ситуациях с ярко выраженной тектоникой ординарное исследование должно опираться на традиционные геолого-структурные методы, а приемы спецкартирования могут привлекаться в качестве дополнительных способов анализа, целью которых является получение информации по отдельным элементам строения разломной сети (установление внутренней зональности дизъюнктивов, иерархии динамических обстановок их формирования и др.). Напротив, при минимуме прямых наблюдений за разломами, характерном для слабообнаженных территорий или использования специфических видов исследования (например, бурение скважин), операции спецкартирования должны осуществляться в полном объеме.

Перечисленные особенности спецкартирования открывают перед методом широкие перспективы для решения теоретических задач, связанных с исследованием зонно-блоковой делимости земной коры и закономерностей пространственно-временного развития ее главных элементов – разломных зон. Области практического применения являются геологическая съемка, а также рудная геология, инженерно-геологические изыскания и гидрогеология, в рамках которых особое значение имеет детальность картирования разломных зон, контролирующих многие важные в прикладном отношении сопутствующие процессы.

Ключевые слова: трещины, разломные зоны, парагенезисы разрывов, поле напряжений, ранги, этапы спецкартирования, Байкальский рифт.

1. ВВЕДЕНИЕ

В первой части описания спецкартирования было показано [Seminsky, 2014], что этот геолого-структурный метод позволяет осуществлять картирование разломной структуры и реконструкцию полей тектонических напряжений земной коры на базе парагенетического анализа массовых замеров трещин, характеризующихся отсутствием видимых смещений и повсеместным распространением в горных породах.

Содержание спецкартирования в своих основных чертах сводится к следующему. Вначале на изученной территории в соответствующем масштабе организуется сеть пунктов, в каждом из которых проводятся массовый замер элементов залегания трещин и другие наблюдения, способствующие решению задач структурного картирования. Затем для каждого пункта наблюдений отстраивается круговая диаграмма трещиноватости, которая затем сопоставляется с трафаретами, отражающими идеализированные трещинные сети в разломных зонах разного морфогенетического типа. Полученные таким способом решения о присутствии в пункте наблюдения разломной зоны определенного типа и ориентировки выносятся в соответствующем месте на схему территории, после чего по точкам с однотипными парагенезисами фикси-

руется положение разломных зон. Для подтверждения достоверности картирования используется априорная информация о наличии сместителей, кинематике и возрасте перемещений по разрывам, полученная в отдельных коренных выходах и перенесенная на всю пространственно связанную с ними зону распространения однотипной трещинной сети.

Кроме составленной описанным способом схемы разломной структуры параллельно устанавливаются типы полей напряжений, в которых на отдельных этапах формировались или активизировались ее отдельные элементы. Для этого проводится поранговый анализ выделенных разломных зон, в ходе которого все полученные ранее локальные решения о их присутствии в отдельных пунктах массового замера сопоставляются по типу и ориентации с членами идеализированных парагенезисов разломов, формирующихся при сжатии (надвиги и взбросы), растяжении (сбросы) или сдвиге (правые и левые сдвиги). Установленные в итоге данной процедуры решения о наличии разнотипных разломных зон соответствуют региональному уровню поля напряжений, существовавшему в истории развития изучаемого участка земной коры. Далее эти решения используются в качестве основы для следующей итерации с идеализированными парагенезисами разломов, пока не бу-

дет исчерпана возможность объединения разломных зон в рамках сетей, соответствующих определенному полю напряжений. Несколько (обычно 3–4) оставшихся решений об ориентировке разломной зоны и динамической обстановке ее формирования отражают самый низкий (трансрегиональный или геоструктурный) уровень процесса деструкции в регионе. Они не могут развиваться в одно время и, таким образом, соответствуют разным этапам разломообразования, проявившимся на изучаемой территории. Далее эти этапы располагаются в последовательности, отражающей относительный возраст их проявления в зависимости от оценок, сделанных по косвенным (статистическая информация о частоте встречаемости и угловых соотношениях разрывных систем) или прямым (априорная информация) признакам. В заключение спецкартирования обратным ходом могут быть составлены схемы разломных зон для каждого из главных этапов формирования структуры. Для этого из общей сети выделяются те дизъюнктивы, которые возникли или активизировались в соответствующем поле напряжений.

Основной задачей статьи является рассмотрение и поэтапное представление на конкретном примере содержания всех операций рассматриваемого метода, что позволит применять его без специальной подготовки для картирования разломной структуры в большинстве природных регионов. Второстепенная задача – установить главные черты поперечной зональности внутреннего строения разломных зон на основе применения тектонофизического подхода к интерпретации результатов спецкартирования на мысе Улирба в Приольхонье (Западное Прибайкалье).

2. РЕГИОНАЛЬНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И РАЗЛОМЫ УЧАСТКА ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ДАННЫМ ТРАДИЦИОННЫХ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Участок спецкартирования – узкая полоса берегового обрыва на восточной стороне м. Улирба, который располагается на западном побережье оз. Байкал (рис. 1), образовавшегося, как известно, при растяжении земной коры в процессе формирования одноименного рифта. Эта тектоническая структура в изучаемом регионе приурочена к границе древнего Сибирского кратона и Саяно-Байкальского складчатого пояса, представленного полихронными комплексами метаморфических пород. Контакт двух крупных тектонических единиц региона происходит по системе разломов краевого платформенного шва (Приморский сегмент), который выражен широкой полосой бластомилонитов

и разнотипных интрузивных проявлений, включая гранитоиды приморского комплекса [Zamaraev, 1967; Zamaraev et al., 1979; Sklyarov, 2005].

Активизация краевых разломов происходила неоднократно в геологической истории региона, однако характер деструктивного процесса со всей определенностью диагностируется лишь для фанерозойских этапов тектогенеза. Это связано с их относительной молодостью и выраженностью в деформациях «хрупкого типа»: открытых трещинах и разломных сместителях, представленных «рыхлыми тектонитами». Исследователи, занимавшиеся реконструкцией локальных стресс-тензоров на базе геолого-структурного анализа разрывов Западного Прибайкалья, выделили несколько наиболее значимых (по частоте встречаемости) динамических обстановок деструкции земной коры Прибайкалья. Поле сжатия с ориентировкой одноименной оси в направлении СЗ-ЮВ связывается с этапом раннепалеозойской коллизии [Mazukabzov, Sizykh, 1987; Aleksandrov, 1990; Seminsky, Gladkov, 1991; Sherman et al., 1994; Delvaux et al., 1995; Fedorovsky, 1997; Sklyarov, 2005; и др.]. Для раннего кайнозоя большинством исследователей выделяется обстановка сдвига с левосторонним характером перемещений по северо-восточным разломам [Sherman et al., 1994; Levi et al., 1997; Delvaux et al., 1997; San'kov et al., 1997; и др.]. Наконец, начиная с позднеплиоценового времени в регионе фиксируется этап наиболее интенсивного растяжения земной коры в направлении СЗ-ЮВ [Sherman, Dneprovsky, 1989; Delvaux et al., 1997; San'kov et al., 1997; Lunina et al., 2002; Cheremnykh, 2010; и др.]. Процесс растяжения земной коры продолжается в настоящее время, о чем свидетельствует сейсмическая активность, являющаяся следствием перемещений по рифтообразующим разломам [Doser, 1991; Logatchev, Zorin, 1992; Solonenko et al., 1993; Mats, 1993; Delvaux et al., 1997; Melnikova, Radzimovich, 1998; Seminskii, Radzimovich, 2011; и др.].

Главные сбросы западного плеча Байкальского рифта группируются в Обручевскую разломную систему, представленную крупнейшими Приморской и Морской ветвями, первая из которых наследует юго-восточную границу краевых платформенных структур, а вторая образует подводный склон главной котловины оз. Байкал. Между этими разломами находится Приольхонский блок, к которому принадлежит район исследований (рис. 1, Б), сложенный древними метаморфитами. Полуостров Улирба отделен от «материка» узким перешейком (рис. 1, В), который является отражением в рельефе крупной сбросовой зоны, параллельной крутому эскарпу Приморского разлома, находящемуся северо-западнее (рис. 1, Б). Кроме Улирбинского сброса, на полуострове находит отчетливое геоморфоло-

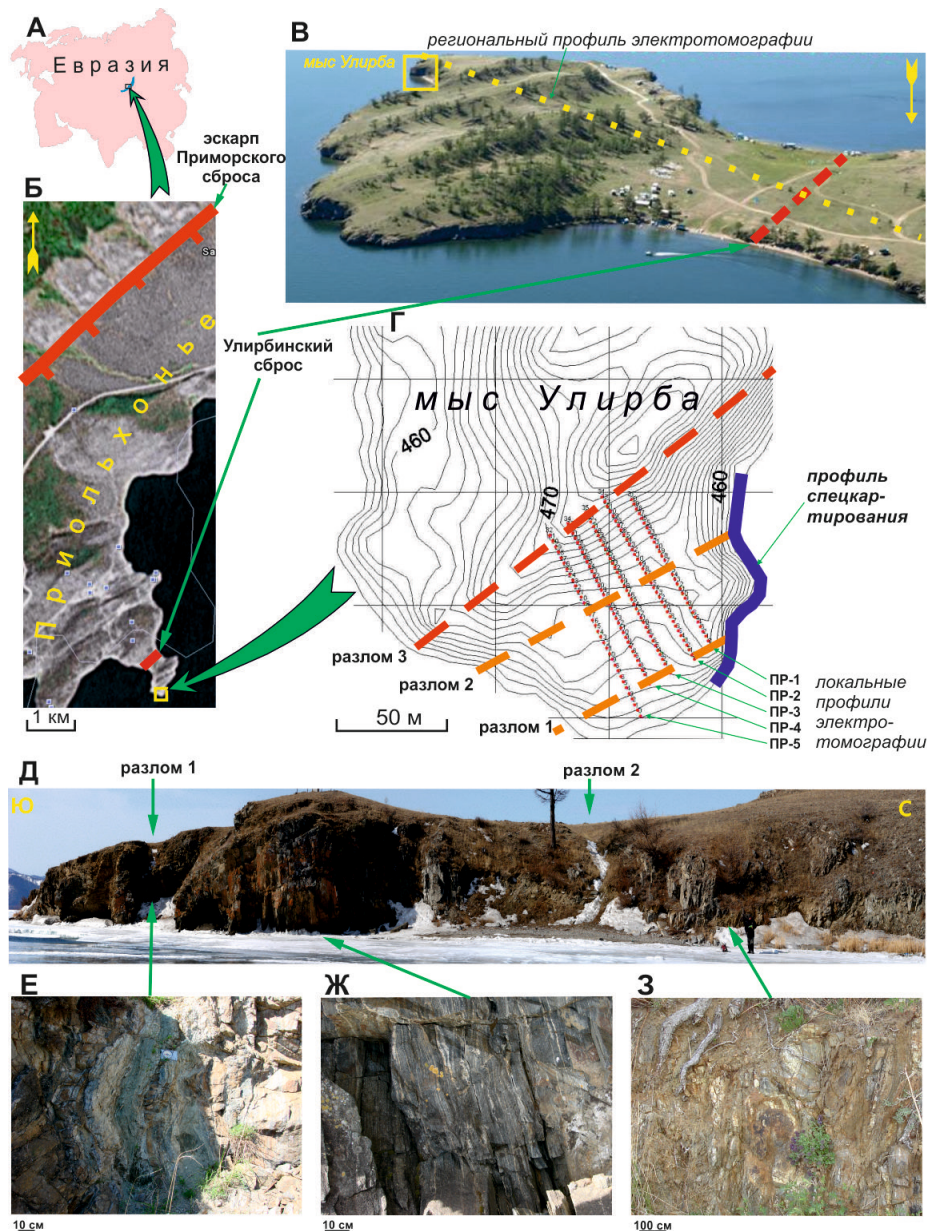


Рис. 1. Местоположение участка спецкартирования «Улирба» в Западном Прибайкалье (Восточная Сибирь) и разноранговые разломы региона.

А – обзорная схема. *Б* – положение участка «Улирба» (желтый квадрат) на космоснимке северной части Приольхонья (красные линии – Приморский и Улирбинский сбросы). *В* – положение участка «Улирба» на фотографии одноименного мыса, сделанной с вертолета (эл. ресурс: www.baikalvisa.ru) (красный пунктир – сместитель Улирбинского сброса; линия желтых точек – профиль малоглубинной электротомографии). *Г* – схема изолиний рельефа на м. Улирба, на которой показаны полосовидный участок спецкартирования (жирная фиолетовая линия), главные разломы (пунктирные линии) и положение локальных профилей малоглубинной электротомографии (пять линий красных точек). *Д* – фотография берегового обрыва, в котором ложбинами отчетливо выделяются разломы 1 и 2, являющиеся на участке спецкартирования главными объектами традиционных геолого-структурных наблюдений. *Е–З* – фотографии горных пород берегового обрыва, иллюстрирующие на уровне обнажений характерные структурные ситуации на участке спецкартирования, которые соответствуют зонам разломов 1 (*Е*) и 2 (*З*), а также блоку менее нарушенных пород между ними (*Ж*).

Fig. 1. Location of the Ulirba special mapping site in Western Pribaikalie, East Siberia, and regional faults of various ranks.

A – general scheme. *B* – location of the Ulirba site (yellow box) in the space image of the northern part of Priolkhonia (red lines show the Primorsky and Ulirba normal faults). *B* – location of the Ulirba site in the helicopter-view photo of the Ulirba cape (www.baikalvisa.ru) (the red line shows the Ulirba normal fault plane; the yellow dotted line shows the electrical resistivity tomography profile). *Г* – isolines of the terrain at the Ulirba cape; the special mapping site is shown by the thick violet line; main faults are shown by dashed lines; locations of electrical resistivity tomography profiles are shown by red dotted lines. *Д* – photo of the cliff where the main subjects of traditional geological and structural observations, i.e. faults 1 and 2, are clearly visible on the special mapping site. *E–З* – photos of cliff rocks as illustrations of typical structures at the level of outcrops on the special mapping site, which correspond to zones of fault 1 (*E*) and 2 (*З*), and the block of less destructed rocks between the zones (*Ж*).

гическое выражение серия более мелких субпараллельных разломных зон, представленных в рельефе линейно вытянутыми ложбинами (рис. 1, В). В противоположность этому интересующая нас юго-восточная оконечность полуострова имеет сравнительно ровную поверхность и принадлежит к блоку (рис. 1, Г), который был опущен по небольшому разлому (№ 3), выраженному, как и другие сбросы рассматриваемой территории, отчетливым уступом в рельефе.

В качестве участка для спецкартирования была выбрана узкая полоса берегового обрыва этой пониженной мысовой части п-ва Улирба, которая имеет длину около 120 м и характеризуется обнаженностью горных пород (рис. 1, Д), достаточной для проведения геолого-структурных наблюдений. Согласно их результатам (рис. 2, А), в береговом обрыве обнажаются субвертикально залегающие биотитовые гнейсы, в которых выделяется прослой амфиболовых гнейсов. Породы во многих местах несут следы тектонической переработки, проявляющейся в рассланцевании, катаклазе и милонитизации, свидетельствующих о глубинных условиях переработки вещества. Участки тектонитов были детально задокументированы [Cheremnykh, 2010], из этих материалов следует, что в пределах рассматриваемой части берегового обрыва они концентрируются в двух местах. Именно здесь в разные этапы фанерозойской истории тектонического развития региона происходила активизация подвижек, итогом которых стало формирование двух разломных зон с тектонитами «рыхлого» типа, характерными для приповерхностной части коры.

Большая по размерам разломная зона № 2 представлена интенсивно трещиноватыми и передробленными породами (рис. 2, А), которые подверглись дополнительному разрушению со стороны процессов выветривания (см. рис. 1, З). В зоне № 1 ширина передробленных и выветрелых пород значительно меньше (рис. 2, А), однако высокая локализованность перемещений у главного сместителя привела здесь к формированию зеленоватой глины трения мощностью 15 см (см. рис. 1, Е). Породы, примыкающие к участкам дробления, характеризуются интенсивной нарушенностью трещинами и, таким образом, представляют периферию разломных зон. Предшествующие измерения плотности мелких разрывов [Cheremnykh, 2010] свидетельствуют, что на мысе Улирба участки повышенной трещиноватости сопоставимы по размерам с блоками, характеризующимися «фоновой» трещиноватостью (см. рис. 1, Ж). Для оценки данного признака, связанного с выделением границ разломных зон, плотность трещин на 1 м^2 (D) была измерена в 14 точках, неравномерно распределенных вдоль

участка исследований ввиду особенностей обнаженности горных пород.

Как видно из построенного графика (рис. 2, Б), параметр D варьируется вдоль профиля, достигая максимальных значений (35–40 тр/м²) у разломов № 1 и 2. Вопрос определения границ разломной зоны в трещиноватости – тема специального исследования, отдельные аспекты которой будут затронуты и в данной статье. Здесь в качестве выделения границы «фон–аномалия» логично применить среднее арифметическое измеренных величин – критерий, который обычно используется при анализе количественных данных. Для участка «Улирба» это 23 тр/м², что близко к значению 20 тр/м², осредненному для разных участков Приольхонья в ходе наших предыдущих исследований [Seminsky et al., 2013], а также к величине (22 тр/м²), принятой предшественниками при детальном исследовании зоны Приморского сброса в районе р. Сарма [Lunina et al., 2002]. В соответствии с принятой граничной величиной ($D=23$ тр/м²), ширина участка повышенной трещиноватости, связанная с разломом № 1, равна 6 м, а с разломом № 2 – 27 м.

Рассматривая пространственное положение разломов № 1 и 2, следует отметить, что они субвертикальны, характеризуются близким простиранием и в первом приближении конформны залеганию пород. Как следствие, на участке исследований не удалось зафиксировать прямые кинематические признаки (смещение маркеров и др.), позволяющие достоверно определить характер движений по тектоническим нарушениям ни для одного из этапов деформаций. Штрихи скольжения на плоскостях трещин наблюдались в единичных случаях и, как правило, имели неясную природу. По их ориентации можно лишь сделать заключение о преобладании смещений блоков по падению и простиранию.

Таким образом, результаты традиционных геолого-структурных наблюдений на участке «Улирба» в контексте литературных данных об этапах тектогенеза в Западном Прибайкалье позволили сделать следующие выводы. Биотитовые и амфиболовые гнейсы, обнажающиеся в узкой полосе берегового обрыва на восточной стороне мыса Улирба, нарушены двумя субвертикальными разломами северо-восточной ориентировки, испытавшими неоднократную активизацию. На современном уровне эрозионного среза экспонируются рассланцованные, катаклазированные и милонитизированные породы, сформировавшиеся на существенных глубинах в процессе наиболее древних этапов разломообразования. Подвижки, происходившие в этих ослабленных зонах в фанерозойское время, привели к интенсивному трещинообразованию и дроблению древних тектонитов вплоть до образования глины трения у главных сместителей. Суб-

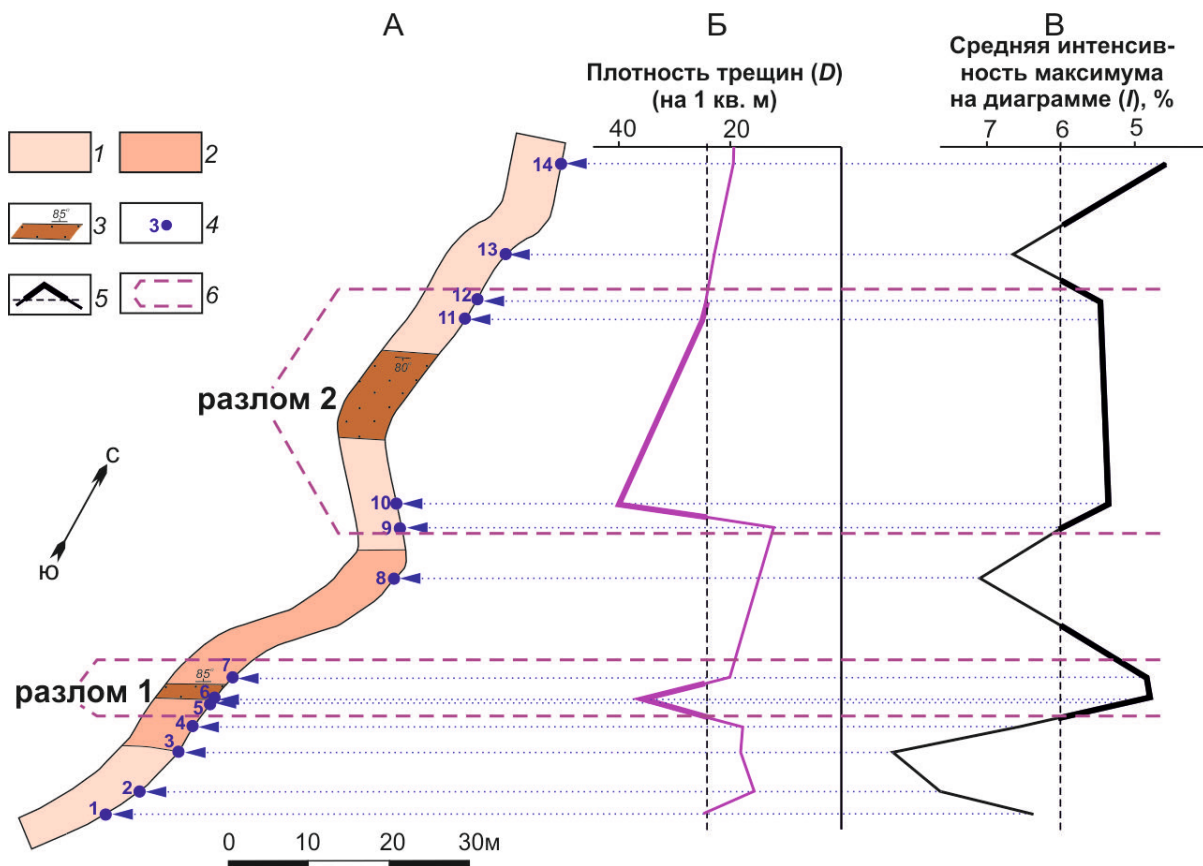


Рис. 2. Результаты традиционных геолого-структурных работ на участке спецкартирования «Улирба».

А – геологическая схема участка с четырнадцатью пунктами детальных наблюдений за трещиноватостью. Б–В – графики изменения вдоль участка спецкартирования параметров трещинной сети D (Б) и I (В), полученных для каждого пункта наблюдения: D – плотность трещин в 1 м² коренного выхода; I – средняя интенсивность максимума полюсов трещин на круговой диаграмме, в %. 1–2 – биотитовые (1) и амфиболовые (2) гнейсы; 3 – полосы проявления тектонитов (глинка трения, брекчия дробления), связанных с перемещениями по разломам 1 и 2, и элементы их залегания; 4 – положение пунктов массовых замеров трещин; 5 – участки графиков с аномальными величинами параметров D и I , т.е. большими (для D) или меньшими (для I), чем их средние арифметические значения на профиле; 6 – зоны наиболее интенсивной деструкции породного массива, которые отличаются трещиноватостью, хаотической по строению и аномальной по степени нарушенности.

Fig. 2. Results of traditional structural works on the Ulirba special mapping site.

А – geological scheme of the site showing 14 observation points whereat jointing was studied in detail. Б–В – curves showing changes of parameters of joint system D (Б) and I (В) along the special mapping site. Data from all the observation points are considered: D – density of joints in 1 m² basic rock outcrop; I – average intensity of the maximum of joint poles in the circle diagram, %. 1–2 – biotite (1) and amphibole (2) gneisses; 3 – zones of tectonites (gouge, crush breccia) associated with displacements along faults 1 and 2, and bedding elements; 4 – locations of mass joint measurement points; 5 – segments of curves with anomalous values of parameters D and I (higher for D and lower for I) as compared with arithmetic values at the profile; 6 – zones of the most intense destruction of the rocks massif where the structure of joint is chaotic and its destruction degree is anomalous.

страт разломных зон оказался в существенной степени дезинтегрирован, что многократно усилилось вследствие выветривания, интенсивно протекающего в близповерхностной части породного массива. Среди подавляющего преобладания «немых» трещин встречаются единичные плоскости со следами перемещений неясного типа, субгоризонтальная и субвертикальная ориентация которых в целом не противоречит известным для Западного Прибайкалья главным этапам разломообразования в условиях сжатия (ранний палеозой), сдвига (ран-

ний кайнозой) и растяжения (поздний кайнозой) земной коры.

Полосовидный участок исследований на м. Улирба полностью удовлетворяет задаче иллюстрирования на конкретном примере основных этапов спецкартирования. Во-первых, горные породы в пределах берегового уступа хорошо обнажены, что не создает проблем с массовыми замерами трещинных сетей. Во-вторых, эти сети сформировались в результате многоэтапных деформаций и практически не содержат информации о кинемати-

ке перемещений по отдельным разрывам, т.е. являются наиболее сложным объектом для проверки эффективности спецкартирования. В-третьих, на участке присутствуют два разлома, представленные «рыхлыми» тектонитами в осевых частях и интенсивной трещиноватостью – на периферии, что является «заверочным фактором» для одного из главных результатов применения метода, т.е. выделения зон разломов на основе парагенетического анализа «немой» трещиноватости. Целью приведенного ниже описания будет показать, как при последовательной реализации операций спецкартирования на примере участка «Улирба» решаются не менее важные задачи структурной съемки: выявление особенностей внутреннего строения разломных зон, реконструкция типов и иерархии динамических обстановок их формирования и другие.

3. СОДЕРЖАНИЕ ГЛАВНЫХ ЭТАПОВ СПЕЦКАРТИРОВАНИЯ

Для удобства практического использования последовательность работ по спецкартированию иллюстрируется рис. 3, на котором для каждого этапа (столбец 1) и методической операции (столбец 2) приведены условные размеры изучаемого участка (столбец 3), разновидности анализируемых разрывов 2-го порядка (столбец 4), примеры их изображения на диаграммах в полюсах (столбец 5), вид разрыва 1-го порядка (столбец 6), примеры его изображения как зоны с разрывами 2-го порядка на диаграмме в форме дуг и линий (столбец 7), а также иерархический ранг рассматриваемого дизъюнктива и соответствующего ему поля напряжений (столбец 8).

3.1. Подготовительный этап

На подготовительном этапе проводится сбор полевых данных в пределах картируемого участка земной коры. Главной задачей является создание на площади сети пунктов геолого-структурных наблюдений. Маршруты проводятся параллельно друг другу вкрест простирания главных тектонических структур с целью освидетельствования наибольшего количества обстановок, характерных для изучаемой территории. Расстояние между линиями маршрутов и пунктами наблюдений в отдельных маршрутах зависит от детальности картирования и должно быть по возможности одинаковым. Полосовидный участок исследований на мысе Улирба выступает в качестве профиля, созданного в результате пересечения маршрутом главных тектонических структур изучаемой площади (см. рис. 1, Г; 2, А). Профиль составляют 14

пунктов наблюдения, располагающихся на разных расстояниях друг от друга, так как выдержать повсеместно предварительно выбранный шаг в 5 м не удалось ввиду особенностей обнаженности берегового склона.

Главным объектом исследования на рассматриваемом этапе спецкартирования является обнажение горных пород, а предметом изучения – нарушающие его трещины. Это разрывы 1-го порядка для (трещинного) уровня исследований, их внутренняя структура состоит из микротрещин, не доступных в основной своей массе для непосредственного изучения в коренном выходе.

Перед измерениями устанавливаются основные разновидности обнажающихся горных пород, определяется общая структура трещинной сети (системная, полигональная, хаотическая и пр.), фиксируются ее изменения в зоне гипергенеза. Результатом этих исследований является решение о тактике проведения массового замера в пункте наблюдения: один замер или отдельные замеры в каждой из разновидностей горных пород или трещинных сетей, в разных крыльях разлома (складки) и т.д. Наблюдения подобного типа, проведенные для участка «Улирба», показали, что в его пределах нет «специфических» сетей трещин (сфероидальная, полигональная), требующих отдельного рассмотрения. Структура трещиноватости в принципе не меняется при переходе от биотитовых к амфиболовым гнейсам, имеющим близкие прочностные свойства. Породы в целом интенсивно нарушены разрывами, формирующими четкие системы или сети хаотического типа, которые, согласно [Chernyshev, 1983], образуются при наложении друг на друга сравнительно простых парагенезисов трещин – производных разнотипных и разновременных динамических обстановок. Осложнения структурной ситуации на участке исследования связаны с двумя разломами, что предполагает, по возможности, отдельное проведение массовых замеров трещин, соответствующих осевой зоне и крыльям.

После сделанного заключения о тактике сбора статистической информации в отдельных пунктах участка проводится массовый замер, представляющий основу наблюдений за трещинами в каждом обнажении горных пород. Он осуществляется с использованием обычного горного компаса или его электронных аналогов в отдельном исполнении или совмещенных с современными смартфонами, что существенно ускоряет сбор структурного материала. Массовый замер проводится в соответствии с принятыми в структурной геологии правилами [Mikhailov, 1984] путем последовательного измерения трещин в пределах участка коренного выхода (площадью обычно не менее 10 м²). Количество

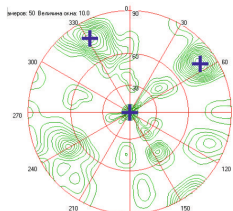
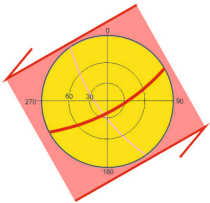
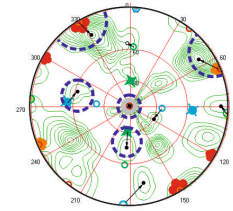
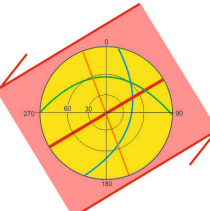
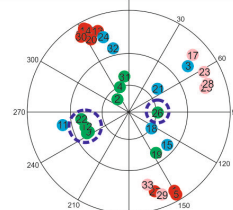
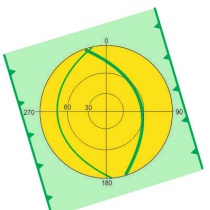
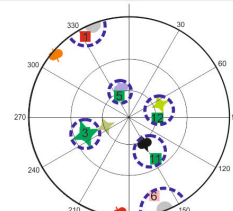
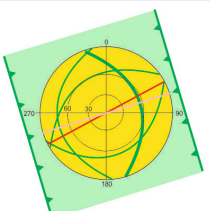
Этапы спецкартирования	Методические действия	Характеристика участка	Разрывы 2-го порядка		Разрыв 1-го порядка		Ранг дизъюнктивной структуры (поля напряжений)
			разновидности разрывов	изображение разрывов в полюсах на диаграмме	разновидность разрыва	изображение разрывов 1-го (зона) и 2-го порядка (дуги, линии)	
1	2	3	4	5	6	7	8
I. Подготовительный этап	Сбор данных в поле с замером трещин	Участок коренного выхода горных пород	Серия микротрещин		Трещина		Трещинный
II. Этап обработки	1. Построение диаграмм; анализ взаимного расположения и интенсивности максимумов; выявление простых парагенезисов (основа - тройки систем)	Коренной выход горных пород	Тройка систем трещин		Мелкий локальный разлом		Разломный транслокальный
	2. Сравнение совокупности максимумов круговой диаграммы с эталонными наборами систем трещин в зоне скалывания; выявление разломов локального ранга	Коренной выход горных пород	Серия мелких локальных разломов		Локальный разлом		Разломный локальный
	3. Сравнение ориентировки и типа локальных разломов с эталонами вторичных структур у разлома 1-го порядка; выявление разломов трансрегионального ранга	Группа коренных выходов горных пород	Пара сопряженных систем локальных разломов		Мелкий региональный разлом		Разломный трансрегиональный
	4. Сравнение ориентировки и типа мелких региональных разломов с эталонами вторичных структур у разлома 1-го порядка; выявление разломов регионального ранга	Группа коренных выходов горных пород	Серия мелких региональных разломов		Региональный разлом		Разломный региональный
III. Этап интерпретации	Сопоставление типов разломов и полей напряжений всех выделенных рангов с известными для региона тектоническими данными; выявление обстановки геоструктурного ранга	Участок земной коры	Серия региональных разломов		Разломная система		Геоструктурный

Рис. 3. Краткая характеристика основных операций спецкартирования и объектов, изучаемых в ходе их проведения.

Пояснение в тексте. Условные обозначения – см. на рис. 4, 7 и 9.

Fig. 3. Brief characteristics of the main special mapping operations and objects studied.

See explanations in the text. See the legend in Fig. 4, 7 and 9.

измерений, которые могут составить массовый замер, определяется характером обнаженности горных пород в пункте наблюдения. Однако, исходя из опыта, наиболее достоверными являются результаты картирования, базирующегося на точках с примерно одинаковым количеством измерений, заключенным в пределах от 50 до 100 трещин. Кроме элементов залегания, если возможно, фиксируется генетическая разновидность трещины, особенности взаимоотношений с другими трещинами, количественные параметры (зияние, примерная длина и пр.). При документировании коренных выходов на участке «Улирба» в подавляющем большинстве случаев (12 обнажений) было измерено по 50 трещин (см. рис. 2, А). В двух пунктах количество измерений равнялось 100, поскольку эти выходы располагались непосредственно у сместителя (разлом № 1) или были наиболее близки к зоне дробления (разлом № 2).

Массовый замер элементов залегания трещин, проведенный статистическим способом, – это та необходимая и достаточная для дальнейшей обработки информация, которая может быть собрана в пределах любого коренного выхода. Однако в обнажении иногда встречаются такие элементы разрывной структуры, как зоны дробления, тектонического расщепления, повышенной трещиноватости, а также трещины с признаками смещений (борозды, штрихи, смещения маркеров). Информация о их местоположении вместе с краткой характеристикой и параметрами должна фиксироваться параллельно с массовым замером трещиноватости. Наблюдения подобного типа на участке «Улирба» описаны в разделе 2, а в его заключительных абзацах приведены результаты обработки, которые представляют структурную информацию, являющуюся априорной для описываемых ниже основных этапов спецкартирования.

3.2. Этап обработки

Этап обработки – главный в спецкартировании, поскольку его итогом является выделение на изучаемой территории разломных зон, их ранжирование и реконструкция разновозрастных обстановок формирования разломной структуры. Он заключается в последовательном проведении четырех видов работ, содержание которых рассматривается ниже в отдельных разделах статьи.

3.2.1. Построение диаграмм и выделение простых парагенезисов трещин

Данный вид работ включает построение диаграмм трещиноватости и их анализ с выявлением троек взаимно перпендикулярных систем и пар со-

пряженных сколов, имеющих место практически в любом обнажении горных пород (рис. 3, этап II.1). Кроме этих простых парагенезисов, диаграммы изучаются на предмет наличия сочетаний систем в виде поясов, пирамид и конусов, которые отчетливо выделяются на диаграммах, но имеют ограниченное распространение в природе. Все эти трещинные сети представляют 2-й порядок, тогда как первичным для них является мелкий локальный разлом. Ранг поля напряжений в этом случае соответствует разломному транслокальному, т.е. переходному от ранга трещин к рангу разломов.

Построение круговых диаграмм трещиноватости осуществляется для каждой точки наблюдения в соответствии с приемами и принципами, представленными в различных руководствах по структурной геологии [Mikhailov, 1984; Nikolya, 1992]. В настоящее время у нас в стране и за рубежом они реализованы в различных прикладных программах, обеспечивающих возможность быстрого воспроизведения массового замера в виде диаграммы трещиноватости. Одной из таких программ является «Структура», созданная в лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН А.А. Бабичевым и Е.А. Левиной под методическим руководством А.С. Гладкова, А.И. Мирошников и автора данной статьи. Кроме построения диаграмм, в комплексе «Структура» запрограммированы формализованные операции ряда тектонофизических методов, которые позволяют при наличии для коренного выхода необходимой структурной информации восстановить поле напряжений (методики М.В. Гзовского и В.Д. Парфенова) или линию скольжения по разломному сместителю (методика В.Н. Даниловича). Комплекс «Структура» и подобные ему программы не только существенно ускоряют трудоемкий процесс обработки массовых замеров и повышают точность составления диаграмм трещиноватости, но также позволяют изменять при их построении серию руководящих характеристик (тип используемой палетки, размер окна осреднения, уровень изолиний и др.). Однако, с учетом их использования в рамках картирования, исходные для анализа диаграммы должны быть построены единообразно.

Прежде всего, в связи с важностью оценки в рамках метода угловых соотношений между системами трещин в качестве основы для построения диаграмм должна использоваться равноугольная проекция Вульфа (рис. 4, А). Кроме того, необходимо учитывать три момента, касающиеся плотностных характеристик максимумов полюсов трещин. Последние обладают в условиях статистических измерений большой информативностью и поэтому широко используются в дальнейших операциях обработки. Во-первых, изолинии на диаграммах должны быть рассчитаны в процентах, что обеспечивает воз-

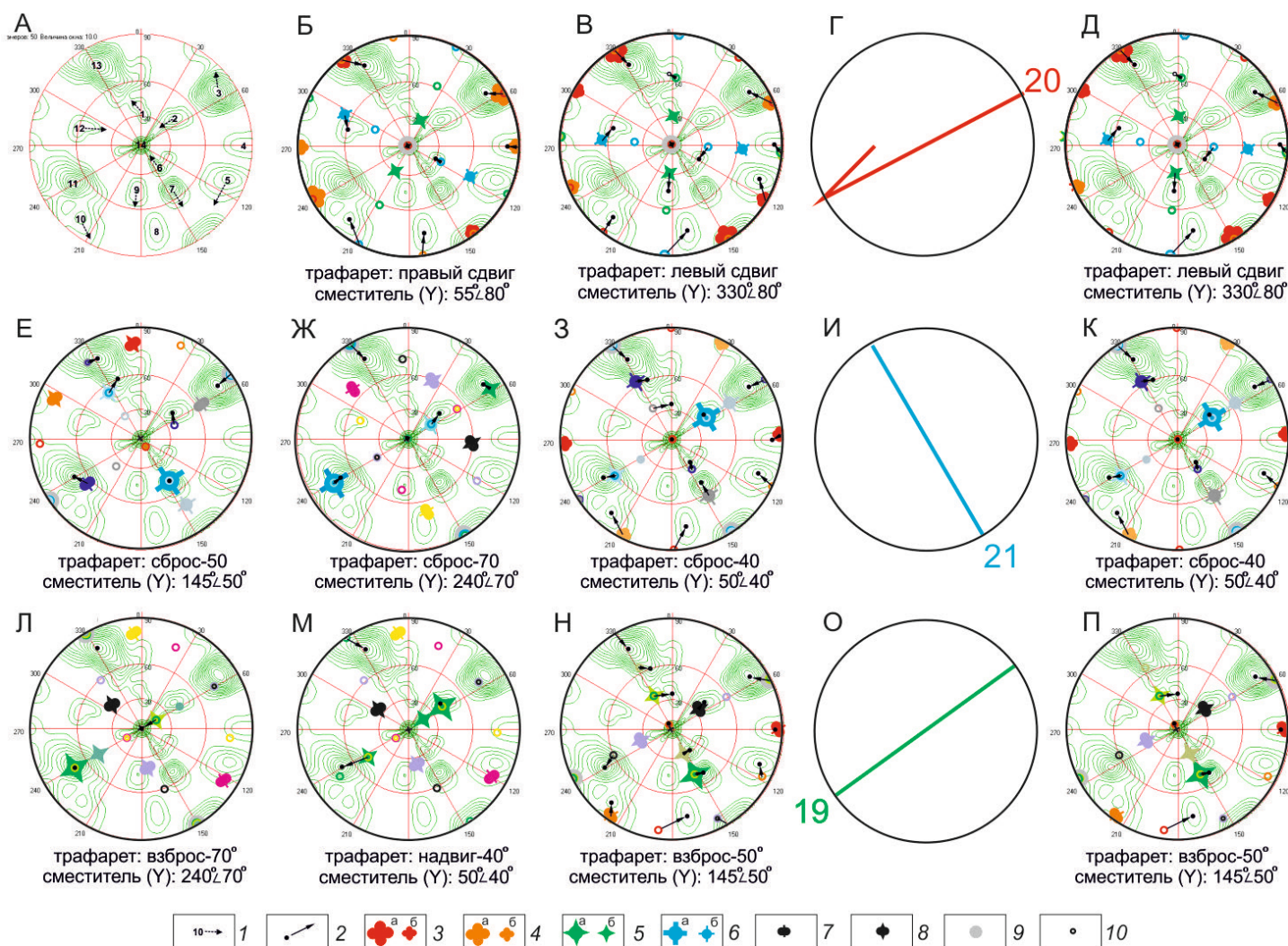


Рис. 4. Анализ круговой диаграммы трещиноватости № 8, позволяющий посредством наложения различных трафаретов с эталонным расположением трещинных систем в разнотипных разломных зонах получить, используя принцип наибольшего совпадения, итоговые решения о трех динамических обстановках локального ранга, в которых происходило формирование разрывной сети изучаемого обнажения горных пород.

А – круговая диаграмма трещиноватости для пункта наблюдения № 8 (сетка Вульфа; верхняя полусфера; количество замеров – 50; величина окна осреднения – 10° ; уровни изолиний – 1–2...– 13 %; 1 замер – 2 %) с тринадцатью обособленными максимумами, для части из которых, судя по рисунку изолиний, характерны отчетливо направленные разбросы полюсов трещин. Б–В, Е–Ж, Л–Н – варианты сопоставления диаграммы трещиноватости № 8 с эталонными парагенезисами трещин, формирующимися в разломной зоне при сдвиге с разным положением и типом сместителя (Б–В), а также при растяжении (Е–Ж) и сжатии (Л–Н) с разным пространственным положением сместителей. Под каждым рисунком охарактеризован вид трафарета (согласно рис. 6 из статьи [Семинский, 2014]) и элементы залегания максимума, который при совмещении диаграммы и трафарета считался соответствующим магистральному сместителю (Y) разломной зоны. Г, И, О – представление трех итоговых для пункта наблюдения № 8 решений локального ранга в виде номера и линии простирания разломной зоны, показанной для левого сдвига красным (Г), сброса – синим (И) и взброса – зеленым (О) цветом. Д, К, П – три итоговых решения локального ранга о динамических обстановках левого сдвига (Д), растяжения (К) и сжатия (П), каждую из которых представляет собственный набор тройственных парагенезисов трещин, выделенных ранее по круговой диаграмме № 8 (см. столбец 11 в табл. 1). Под каждым рисунком обозначен вид трафарета и элементы залегания максимума, соответствующего магистральному сместителю (Y) разломной зоны, в которой формировались показанные на диаграмме тройки систем трещин. 1 – номер максимума и направление разброса составляющих его полюсов трещин (по П.Н. Николаеву); 2 – центр максимума полюсов трещин (черный кружок), который соответствует одной из разрывных систем (см. начало стрелки) эталонного парагенезиса разрывов, имеющих место в зоне разлома определенного морфогенетического типа и представленных на рисунке в виде совокупности полюсов, т.е. диаграммы-трафарета; 3–10 – полюсы разрывных систем, составляющих эталонные трафареты (согласно рис. 6 из статьи [Seminsky, 2014]): 3 – полюс левосдвигового сместителя 1-го (а) или 2-го (б) порядка; 4 – полюс правосдвигового сместителя 1-го (а) или 2-го (б) порядка; 5 – полюс взбросового (надвигового) сместителя 1-го (а) или 2-го (б) порядка; 6 – полюс сбросового сместителя 1-го (а) или 2-го (б) порядка; 7 – полюс сбросо-сдвигового сместителя 2-го порядка (полюсы одного тройственного парагенезиса показаны одинаковым цветом); 8 – полюс взбросо(надвига)-сдвигового сместителя 2-го порядка (полюсы одного тройственного парагенезиса показаны одинаковым цветом); 9 – полюс трансформационного сместителя 2-го порядка; 10 – полюс второстепенной

или дополнительной системы тройственного парагенезиса трещин. На эталонном трафарете все три полюса каждой тройки примерно перпендикулярных систем трещин показаны одним цветом, что в ряде случаев отражается наложением 2–4 разноцветных и разнотипных значков.

Fig. 4. Analysis of jointing circle diagram No. 8: faults zones of various types are compared against various patterns of standard positions of joint systems, and with reference to the principle of the highest coincidence, final decisions are made on three dynamic settings of the local rank, in which the fracture networks of the studied outcrop were developed.

A – circle diagram of jointing for observation point No. 8 (Wolf net; upper hemisphere; 50 measurements; averaging interval – 10°; levels of isolines – 1–2...– 13 %; 1 measurement – 2 %) with 13 independent maximums, some of which, as suggested by the patterns of isolines, are characterized by clearly directional scatter of joint poles. *B–B*, *E–3*, *L–H* – comparison of jointing circle diagram No. 8 with standard parageneses of joints formed in the fault zone in case of strike-slip with different positions of types of fault planes (*B–B*), extension (*E–3*) and compression (*L–H*) with different spatial positions of fault planes. Under every figure, descriptions (according to Fig. 6 in [Seminsky, 2014]) are provided for standard pattern types and bedding elements of the maximum that was viewed as corresponding to the main fault plane (*Y*) of the fault zone when the diagram was compared to the standard pattern. *Г*, *И*, *О* – three final solutions of the local rank for observation point No. 8; the local rank is marked by the number and the strike line of the fault zone: red line – left-lateral strike-slip (*Г*), blue line – normal fault (*И*), green line – reverse fault (*О*). *Д*, *К*, *П* – three final solutions of the local rank for dynamic settings of the left-lateral strike-slip (*Д*), extension (*К*) and compression (*П*), each represented by its own combination of tripple parageneses of joints identified from circle diagram No. 8 (see column 11 in Table 1). Under every figure, descriptions are provided for standard pattern types and bedding elements of the maximum that was viewed as corresponding to the main fault plane (*Y*) of the fault zone wherein the tripple systems of jointss (shown in the diagram) were formed. 1 – number of the maximum and direction of scatter of joint poles comprising the maximum (according to P.N. Nikolaev); 2 – centre of the maximum of joint poles (black circle) which corresponds to one of the fracture systems (see the start of the arrow) of the standard paragenesis of fractures that are found in the fault zone of specific morphogenetic types and represented in the figure as a cluster of poles, i.e. standard diagram; 3–10 – poles of fracture systems comprising standard patterns (according to Fig. 6 in [Seminsky, 2014]): 3 – pole of the left-lateral fault plane of the 1st (a) or 2nd (б) order; 4 – pole of the right-lateral fault plane of the 1st (a) or 2nd (б) order; 5 – pole of the reverse /thrust fault plane of the 1st (a) or 2nd (б) order; 6 – pole of the normal fault plane of the 1st (a) or 2nd (б) order; 7 – pole of the normal/strike-slip fault plane of the 2nd order (poles of the same tripple paragenesis are shown in the same colour); 8 – pole of the reverse/thrust/strike-slip fault plane of the 2nd order (poles of the same tripple paragenesis are shown in the same colour); 9 – pole of the transformational fault plane of the 2nd order; 10 – pole of the auxiliary or additional systems of the tripple paragenesis of joints. In the standard pattern, all the three poles of each tripple set of nearly perpendicular joints systems are shown in the same colour; in some cases, two to four symbols of various colours and types are overlapping.

возможность сравнения абсолютных значений плотностей полюсов трещин в максимумах с диаграмм, построенных по различному числу замеров. Во-вторых, по этой же причине для подсчета плотности при построении всех диаграмм необходимо использовать одинаковую величину окна палетки, так как изменение данного параметра существенно влияет на рисунок изолиний. Как показывает опыт, при количестве замеров, близком к ста, удобно пользоваться величиной окна с радиусом в 10°. В-третьих, при сравнении интенсивности распространения отдельных систем трещин можно пользоваться плотностью полюсов трещин у соответствующих максимумов на диаграмме. Однако нужно учитывать, что более точными подобные оценки будут при введении в значение каждого максимума поправки, величина которой зависит от угла падения составляющих его трещин: $0 \div 10^\circ - 1.4$; $11 \div 20^\circ - 1.6$; $21 \div 30^\circ - 1.4$; $31 \div 40^\circ - 1.2$; $41 \div 50^\circ - 0.9$; $51 \div 60^\circ - 0.9$; $61 \div 70^\circ - 0.8$; $71 \div 80^\circ - 0.8$ и $81 \div 90^\circ - 0.8$. Необходимость использования поправочных коэффициентов-множителей обоснована в специальной публикации [Seminsky, 1994] и связана с наличием систематической ошибки полевых измерений, когда крутые трещины оказываются в более «выгодном» положении при наборе статистики, чем пологие.

Перечисленные особенности построений были учтены при обработке в программном комплексе «Структура» четырнадцати массовых замеров трещин, сделанных на участке «Улирба». Использовались сетка Вульфа, 10-градусное окно осреднения и процентные уровни изолиний плотности полюсов трещин (рис. 5, Б).

Единообразно построенные диаграммы в первую очередь анализируются на предмет взаимного расположения и интенсивности максимумов, что позволяет сделать наиболее общие выводы о характере разрывных сетей на участке картирования. Следует отметить, что, кроме максимумов, образованных одним замером (он может быть случайным), здесь и в последующих операциях анализируются все максимумы, выделяющиеся на диаграммах. Отказ от использования различных (в т.ч. статистических) способов выделения систем трещин в данном случае является намеренным. Как показали специальные наблюдения, в статистически незначимый максимум иногда попадают крупные трещины или разрывы со штрихами, исключение которых из анализа может существенно повлиять на его достоверность.

На данном этапе спецкартирования рассматриваются максимумы на отдельных диаграммах и в

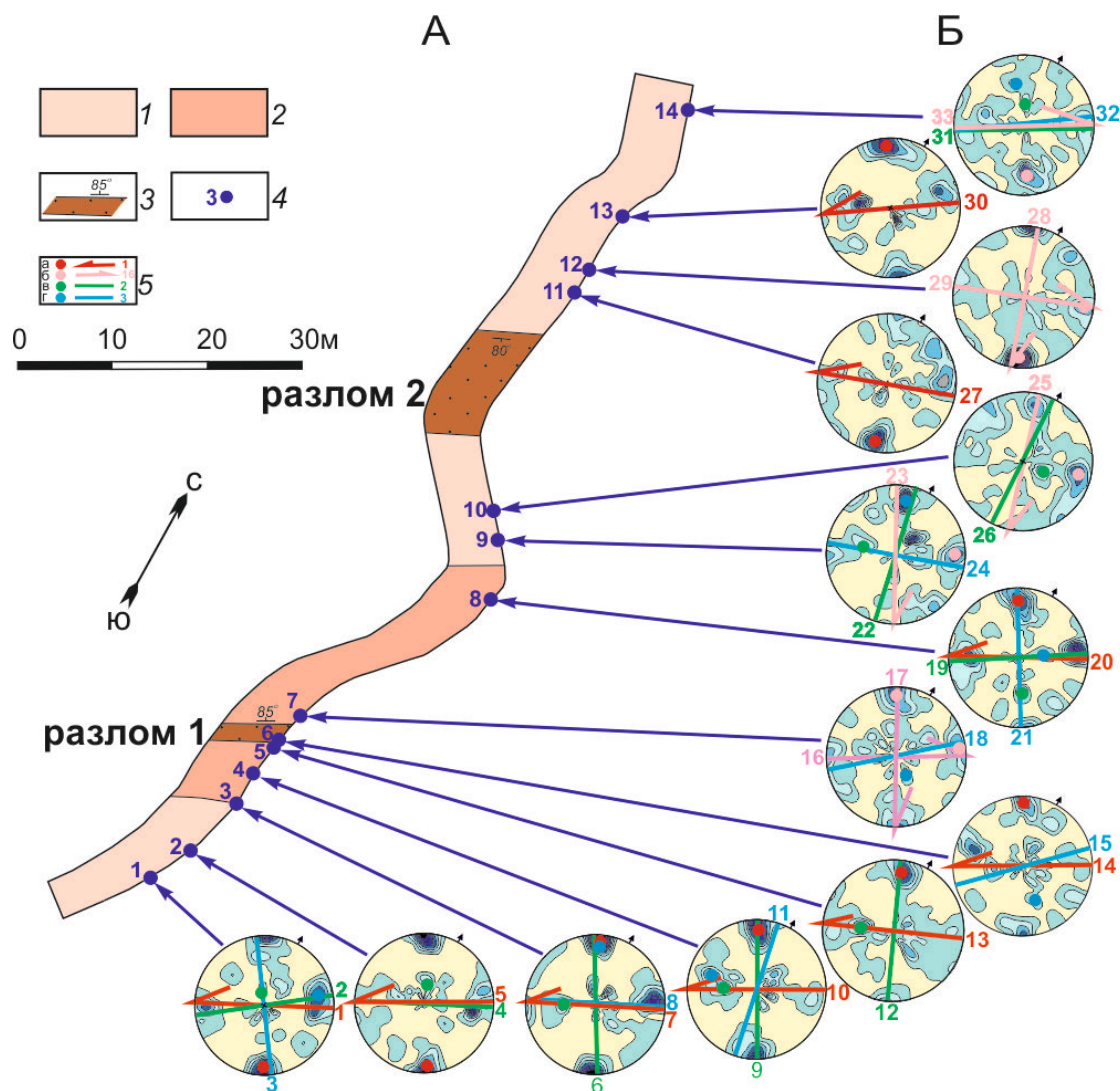


Рис. 5. Тридцать три решения о разнотипных разломных зонах локального ранга, полученных в результате парагенетического анализа диаграмм трещиноватости (сетка Вульфа; верхняя полусфера; количество замеров – 50; величина окна осреднения – 10° ; уровни изолиний – 1–2...%) (Б), построенных по результатам массового замера трещин в 14 пунктах наблюдения на участке «Улирба» (А).

1–2 – биотитовые (1) и амфиболовые (2) гнейсы; 3 – полосы проявления тектонитов (глинка трения, брекчия дробления), связанных с перемещениями по разломам 1 и 2, и элементы их залегания; 4 – положение пунктов массовых замеров трещин; 5 – представление на круговой диаграмме решения (цифра – порядковый номер) о типе (цвет), простирации (линия) и полном пространственном положении (кружок) локальной разломной зоны, в которой формировалась трещинная сеть изученного коренного выхода: а – зона левого сдвига, б – зона правого сдвига, в – зона взброса (надвига), г – зона сброса.

Fig. 5. Thirty three solutions of local fault zones of various types, which are revealed by paragenetical analyses of the jointing diagrams (Wolf net; upper hemisphere; 50 measurements; averaging interval – 10° ; levels of isolines – 1–2...%) (B) that are constructed based on mass measurements of joints at 14 observation points on the Ulirba site (A).

1–2 – biotite (1) and amphibole (2) gneisses; 3 – zones of tectonites (gouge, crush breccia) associated with displacements along faults 1 and 2, and bedding elements; 4 – locations of mass joint measurement points; 5 – solutions in the circle diagram (numbers correspond to sequential numbers) showing types (colour), strike (line) and spatial position (circle) of the local fault zone wherein the fracture system was formed in the base rock outcrop under study: a – left-lateral strike-slip zone, б – right-lateral strike-slip zone, в – reverse/thrust fault zone, г – normal fault zone.

их группах, выбранных согласно визуальному сходству рисунка изолиний. При этом анализу подвергаются два главных признака: преобладающие системы трещиноватости и степень сложности сети в

целом с выходом на конкретные разрывные парагенезисы.

Системы трещин, доминирующие на диаграммах участка «Улирба» (рис. 5, Б), простираются в двух

основных направлениях – СВ ($\approx 65^\circ$) и СЗ ($\approx 330^\circ$) – при преобладании первого в большинстве пунктов наблюдения. Это в геодинамически активном регионе является косвенным свидетельством того, что структуры более крупного ранга, определяющие формирование трещиноватости, должны иметь аналогичные пространственные ориентировки. Обе системы субвертикальны, что в совокупности с тяготением второстепенных максимумов на многих диаграммах к периферии большого круга свидетельствует о присутствии сдвиговой обстановки среди этапов формирования разрывной структуры изучаемого участка земной коры. Кроме субвертикальных разрывных направлений, на диаграммах имеют место системы тех же двух ориентировок в плане, но характеризующихся углами падения в 70° и 50° , причем интенсивность соответствующих максимумов зачастую не уступает основным (например, т.н. 4 или т.н. 10 на рис. 5, Б). Таким образом, вполне реальной является возможность деформирования изучаемого участка земной коры в условиях сжатия или растяжения земной коры с образованием наклонных сместителей.

Степень сложности трещинной сети обычно оценивают по различным характеристикам ее геометрии, которая в целом отражает условия трещинообразования. Массовые замеры трещин, представленные в виде различных диаграмм, позволяют по сравнению с обычными структурными наблюдениями более точно классифицировать тип разрывной сети, в том числе и на количественной основе. Особую трудность и большое значение такой анализ имеет для системной и хаотической трещиноватости, повсеместно распространенных в тектонически активных регионах, поскольку сфероидальная и полигональная сети, образованные первичными трещинами, обычно успешно определяются уже при визуальном осмотре коренного выхода. Согласно критериям [Rats, Chernyshev, 1970], системная сеть, как правило, состоит из трех направлений трещин, а при количестве систем больше 10 сеть является хаотической. Ю.П. Бурзунова [Burzunova, 2014] проанализировала серию количественных параметров массового замера трещин (количество максимумов, средняя интенсивность максимума, величина самого интенсивного максимума, информационная энтропия) и показала, что для разделения рассматриваемых типов трещинных сетей наиболее эффективным показателем является средняя интенсивность максимума на круговой диаграмме (I). Она рассчитывается без учета максимумов, образованных одним (возможно случайным) измерением и в геодинамически активных регионах обычно изменяется от 2 до 8 %. Нам представляется, что при средней интенсивности до 6 %

трещинная сеть может считаться хаотической, а более 6 % – системной, хотя автор классификации выделяет сети переходного типа со значениями параметра, попадающими в интервал 5.0–6.4 %.

Для участка «Улирба» значение, равное 6 %, кроме того, является средним для величин параметра I , определенных по 14 круговым диаграммам трещиноватости. На графике изменений данного параметра (см. рис. 2, В) рассматриваемое значение позволяет отделить друг от друга участки развития системной и хаотической трещиноватости. Два из трех отрезков профиля со сложной структурой трещинной сети практически совпадают с выделенными ранее участками высокой плотности мелких разрывов, характерной в Приольхонье для зон разломов. Параметры D и I имеют разную смысловую нагрузку, так как первый из них отражает интенсивность деструкции, а второй – сложность истории тектонического развития, включающей этапы с разной ориентировкой деформирующих сил. Как следствие, участки с высокой плотностью трещиноватости хаотического типа в тектонически активном регионе практически однозначно соответствуют положению неоднократно активизированной разломной зоны. Таким образом, уже на данном этапе спецкартирования участка «Улирба» можно сделать вывод о том, что пункты наблюдения 5, 6 и 7, а также 10, 11, 12 и, возможно, 9 принадлежат к разломным зонам 1 и 2. Кроме того, профиль обоими окончаниями, вероятно, входит в участки осложненного строения: южный по критерию плотности трещиноватости, а северный – по степени ее хаотичности.

После рассмотренного выше интегрального анализа трещинной сети следующим шагом изучения круговых диаграмм является выделение простых парагенезисов, представленных совокупностями разрывных систем, находящихся в определенных пространственных взаимоотношениях. Для участка «Улирба» из таких парагенезисов лишь тройки примерно перпендикулярных систем трещин имеют повсеместное распространение (рис. 5, Б). По расположению центров максимумов на отдельных диаграммах можно выделить пояса вращения, но они не вытягиваются вдоль дуг большого круга в виде «шлейфа» полюсов мелких разрывов, что позволяет сделать вывод о их происхождении за счет сочетания (наложения) разноориентированных троек систем трещин [Seminsky, 2003]. Таким образом, тройственный структурный парагенезис в породах мыса Улирба по распространенности резко преобладает над другими известными сочетаниями трещинных систем, условия образования которых специфичны и имеют место в ограниченном круге структурных ситуаций.

Выделение троек систем трещин проводится

для каждой диаграммы в отдельности, причем отклонения от прямого угла между некоторыми системами разрывов могут достигать 20° в связи с объективно существующими вариациями угла скалывания, рассмотренными в теоретическом обосновании спецкартирования [Seminsky, 2014]. В качестве примера здесь анализируется круговая диаграмма с пункта наблюдения № 8, которая располагается в центре участка «Улирба» и характеризуется сравнительно невысокой плотностью трещин, образующих сеть системного типа (см. рис. 2). На круговой диаграмме выделяется 14 максимумов (см. рис. 4, А), 10 из которых имеют плотность более 3 %, в т.ч. № 3, 13 и 11 с величинами рассматриваемого параметра (соответственно, 13, 12 и 10 %), существенно большими, чем у других систем трещин. У большинства максимумов – 1, 2, 3, 5, 6, 7, 9, 10 и 12 – выделяются направления разбросов полюсов трещин (по Николаеву).

При последовательном переборе максимумов было выделено четыре тройственных парагенезиса (табл. 1), в которые вошли все наиболее интенсивные системы трещин коренного выхода, причем две из них (№ 3 и 13), а также максимум № 14 являются составляющими двух троек. Из пяти максимумов, не вошедших в тройственные парагенезисы, три (№ 4, 8 и 12) имеют минимальную плотность (2 %), а два оставшихся направления трещин (№ 9 и 6) характеризуются величиной данного параметра, равной, соответственно, 3 и 4 %. Пространственное положение выделенных парагенезисов свидетельствует о том, что № 1 и 4 формировались в обстановке сдвига, а № 2 и 3 – сжатия или растяжения. В первом случае классической парой сопряженных сколов являются субвертикальные направления трещин, а во втором – наклонные системы, субпараллельные друг другу [Seminsky, 2014]. Определенные ранее направления разбросов у максимумов, отвечающих в парагенезисах за классические пары сопряженных сколов, позволяют, с использованием метода П.Н. Николаева [Nikolaev, 1992], уточнить, что парагенезис № 2 сформировался в обстановке растяжения, а № 3 – при сжатии. Что касается сдвиговых парагенезисов, то, согласно разбросам, в тройке № 1 направление с азимутом падения $330^\circ \angle 80^\circ$ является левым сдвигом, а с азимутом падения $55^\circ \angle 80^\circ$ – правым сдвигом; в тройке № 4 направление с азимутом падения $110^\circ \angle 80^\circ$ – это левый сдвиг, а с азимутом падения $220^\circ \angle 80^\circ$ – правый сдвиг.

Количество троек систем трещин, выделенных по другим диаграммам участка «Улирба», в среднем равно 6–7. Несмотря на то, что, как и в случае с пунктом № 8, в них не были задействованы все максимумы на диаграммах, общий массив составил немногим более 100 тройственных парагенезисов,

сформировавшихся в разноориентированных обстановках сжатия, растяжения и сдвига. Теоретически [Seminsky, 2014], выделяя на местности линейно вытянутый участок распространения однотипного тройственного парагенезиса, можно картировать по меньшей мере зону мелкого локального разлома, т.е. осуществляется переход от трещинного ранга дизъюнктивной структуры (или поля напряжений) к разломному (см. рис. 3). Однако такое картирование требует густой сети пунктов массового замера, при которой смысл подобного анализа (по крайней мере, в его полном объеме) теряется ввиду возможности прослеживания разрывного нарушения путем прямых геолого-структурных наблюдений.

Часть из выявленных по диаграмме троек систем трещин представляет мелкие локальные разломы, соответствующие по типу и ориентировке более крупным разломам, в зоне влияния которых находится рассматриваемое обнажение горных пород. Это открывает возможность осуществлять картирование таких крупных разломов путем изучения участков распространения однотипных парагенезисов на площади исследования. Последовательность и детали подобного анализа отражают содержание 1-го варианта метода спецкартирования, разработанного 20 лет назад [Seminsky, 1994]. Однако опыт его реализации в различных регионах позволил установить, что трещинные сети, представленные только одним главным тройственным парагенезисом, вблизи крупных разломных сместителей встречаются достаточно редко. Следовательно, достоверность картирования таких разломных зон, включая особенности внутреннего строения, будет существенно выше при использовании в анализе всей совокупности троек систем трещин, образующихся при закономерных изменениях напряженного состояния массива в ходе формирования зоны разлома.

Таким образом, в обычной по обнаженности природной ситуации объемный массив выявленных по диаграммам тройственных парагенезисов используется далее в рамках очередной операции по обработке данных спецкартирования в качестве исходного фактического материала для выделения следующего ранга разломных структур и динамических обстановок их формирования. В то же время некоторые особенности разломной структуры изучаемой площади оказываются в первом приближении установленными в результате описанного выше анализа круговых диаграмм. Так, для участка «Улирба» характерна общая высокая нарушенность пород трещинами, обусловленная существованием разломных структур двух основных направлений – 65° и 330° . Первое из них представлено двумя разломами (№ 1 и № 2), выявление которых оказалось

Т а б л и ц а 1. Количественная характеристика тройственных парагенезисов трещин (ПГ), выделенных при анализе круговой диаграммы с пункта наблюдения № 8 на участке «Улирба» в Приольхонье (Западное Прибайкалье)

T a b l e 1. Quantitative characteristics of tripple paragenesises (PG) of joints revealed by analysis of the circle diagram for observation point No. 8 on the Uliba site in Priolkhonie, Western Pribaikalie

№ ПГ	Главная система в ПГ	Второстепенная система в ПГ	Дополнительная система в ПГ	Средняя плотность ПГ, %	Принадлежность к решению локального ранга по разным группам признаков					
	№ (рис. 4, А)	Плотность, %	№ (рис. 4, А)	Плотность, %	№ (рис. 4, А)	Плотность, %	по положению и разбросам	по положению и разбросам	по положению, разбросам и углам	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	3	13	13	12	14	6	10.3	20(т)	20(т)	20(т)
2	11	10	2	4	13	12	8.7	19(т) 21(о)	21(о)	21(о)
3	7	7	1	2	3	13	7.3	19(т) 21(о)	19(т)	19(т)
4	5	4	10	4	14	6	4.7	19(о) 20(о) 21(о)	19(о) 20(о) 21(о)	21(о)
5	9	3	?	3	4	2	2.7	20(т)	20(т)	20(т)
6	12	2	?	2	8	2	2	20(т)	20(т)	20(т)
7	4	2	8	2	14	6	3.3	19(т) 21(т)	19(т) 21(т)	19(т)
8	?	6	6	4	3	13	7.7	19(о) 21(о)	21(о)	21(о)

П р и м е ч а н и е. В столбцах 2 и 4 цветом для систем с установленным направлением разброса обозначены динамические обстановки формирования парагенезиса, определенные на основе применения метода П.Н. Николаева [Nikolaev, 1992]: красный – сдвиг, синий – растяжение, зеленый – сжатие. В столбцах 9–11 буквой в скобках у номера решения дана характеристика двугранного угла между главной и второстепенной системами парагенезиса, в котором находится ось главных нормальных напряжений сжатия: т – тупой; о – острый.

N o t e. Columns 2 and 4 show data on dynamic settings of formation of paragenesises as determined by P.N. Nikolaev's method [Nikolaev, 1992] for systems with established direction of scatter, which are marked by different colours as follows: red – strike-slip, blue – extension, green – compression. In columns 9–11, letters in brackets show characteristics of dihedral angles between the main and auxiliary systems of the paragenesis wherein the axis of main normal stresses of compression is located: т – broad angle; о – narrow angle.

возможным благодаря поперечной к структурам ориентации полосовидного участка исследований (см. рис. 2). Зоны разломов, кроме высокой нарушенности пород, выделяются присутствием сетей трещин хаотического типа, сформировавшихся вследствие подвижек в разновозрастных обстановках сжатия, растяжения и сдвига. Последующие операции спецкартирования позволяют уточнить эти выводы, а также существенно углубить их за счет выявления особенностей внутреннего строения разломных зон, деления их на ранги, установления этапности формирования разрывной сети и др.

3.2.2. Выявление разломных зон локального ранга

Объектом для анализа в ходе рассматриваемого в данном разделе очередного шага по обработке материалов спецкартирования является серия мелких локальных разломов, каждый из которых в обнажении горных пород представлен определенным тройственным парагенезисом трещин (см. рис. 3, этап II.2). Эти мелкие разломы составляют сеть разрывов 2-го порядка в зоне более крупного дизъюнктива локального ранга (1-й порядок), для которого решение о типе и ориентировке принимается по результатам парагенетического анализа тройственных парагенезисов, выделенных ранее по диаграмме трещиноватости. Реконструкция решения локального ранга осуществляется путем последовательного сравнения круговой диаграммы с каждым из эталонных сочетаний трещинных сетей, имеющих место в зонах действия скалывающих напряжений при разнотипных подвижках (сдвиговых, сбросовых, взбросовых и пр.). В итоге для одного коренного выхода при высокой степени хаотичности трещинной сети может быть получено несколько (обычно 2–3) локальных решений, что свидетельствует о принадлежности небольшого породного массива в разные эпохи тектогенеза к разнотипным зонам скалывания.

Круговые диаграммы-трафареты, которые являются сочетанием полюсов трещинных систем, составляющих структуру каждого из наиболее часто встречающихся в земной коре разломов (левые и правые сдвиги, сбросы и взбросы с разными углами падения), были представлены ранее (рис. 5, 6 из статьи 1 [Seminsky, 2014]). Отметим, что подобные трафареты использовались ранее для определения морфогенетического типа разломов, нарушающих породы мыса Улирба [Cheremnykh, 2010]. Здесь особенности анализа рассматриваются более подробно на примере результатов массового замера трещин в пункте наблюдений № 8 (см. рис. 4).

Выбор трафаретов и последовательность их применения определяются, соответственно, типом

и степенью значимости в трещинной сети тех тройственных парагенезисов, которые были выделены на предыдущем этапе анализа круговой диаграммы (табл. 1). Оценка степени выраженности парагенезиса проведена в таблице 1 по простому среднему арифметическому плотностей входящих в его состав максимумов, но могут использоваться и более точные показатели [Seminsky, 1994]. Поскольку наибольшая величина средней плотности характерна для тройки систем трещин № 1 (10.3), именно она должна рассматриваться как разломная (т.е. соответствующая Y -сколам главного сместителя) в эталонном парагенезисе, выбираемом для анализа первым. Согласно положению в пространстве главной и второстепенной систем, это парагенезис для разлома сдвигового типа, причем в первую очередь необходимо рассмотреть трафарет правого сдвига для системы $55-80^\circ$ (см. рис. 4, Б). Она имеет соответствующий данной динамической обстановке разброс полюсов трещин, а также формально (на 2 %) большую плотность по сравнению с сопряженной системой $330^\circ \angle 80^\circ$. С другой стороны, это превышение минимально, и вполне правомочным является сопоставление диаграммы с трафаретом левого сдвига для последней из упомянутых разрывных систем (см. рис. 4, В).

Как видно из сравнения рис. 4, Б, и рис. 4, В, именно второй вариант следует принять в качестве итогового, так как он включает в себя большее количество разрывных структур, образовавшихся в полях напряжений 2-го порядка. Кроме собственно разломной тройки № 1 (табл. 1), на диаграмме имеет место отчетливо выраженный (4.7 %) парагенезис № 4 для сколов R -типа. Характерные расширения у максимумов № 13 и 6 дают основание для выделения троек систем трещин № 5 и 6, сформировавшихся во вторичных обстановках, соответственно, сжатия и растяжения. В отличие от этого, решение о правом сдвиге в разломной зоне с элементами залегания $55-80^\circ$ поддерживается только тремя тройственными парагенезисами, причем, за исключением тройки № 1, они слабо выражены на диаграмме. Это уже упомянутый выше парагенезис № 6, а также тройка № 7, не отмеченная ранее в связи с тем, что ее главная и второстепенная системы представлены максимумами с низкой плотностью (2 %).

Следует отметить, что формальный подход к перебору трафаретов подразумевает проверку для рассматриваемой сдвиговой ситуации еще двух эталонных парагенезисов: правого сдвига для разломной системы $330^\circ \angle 80^\circ$ и левого сдвига для системы $55^\circ \angle 80^\circ$. Однако такие решения подразумевают смену динамических обстановок формирования разрывов 2-го порядка на противоположную. Это противоречит разбросам полюсов трещин (см.

рис. 4, А; табл. 1), которые определены хотя бы для одного из сопряженных максимумов в каждой из четырех троек (№ 1, 4, 5 и 6), составляющих во 2-м порядке рассмотренное выше решение о левосдвиговой зоне с элементами залегания $330^\circ \angle 80^\circ$ (рис. 4, В). Решение объясняет существование и направления разбросов для большинства максимумов на круговой диаграмме и, таким образом, характеризуется высоким уровнем достоверности. Среди других определений локального ранга, полученных для участка «Улирба» в целом, оно имеет порядковый номер 20 и при дальнейших построениях с анализом простираций разрывов обозначается красным знаком в виде левосторонней стрелки (см. рис. 4, Г; рис. 5, Б), а при сравнении в том числе и падений – кружком того же цвета (рис. 5, Б).

Кроме тройки № 1, являющейся ключевой для локального решения 20, на рассматриваемой круговой диаграмме имеют место еще два тройственных парагенезиса трещин (№ 2 и 3 в табл. 1), образованные системами с плотностью больше 2 % и характеризующиеся высокими средними показателями (соответственно, 8.7 и 7.3). Учитывая пространственную ориентировку троек, они могли образоваться у разрывов 2-го порядка в разломных зонах сжатия или растяжения, имеющих северо-восточную или северо-западную ориентировку. При выборе трафаретов в качестве собственно разломных использовались три наиболее интенсивных максимума – $240^\circ \angle 70^\circ$, $145^\circ \angle 50^\circ$ и $50^\circ \angle 40^\circ$. На рис. 4, Е–З, и рис. 4, Л–Н, с ними совмещены главные разломные сместители, образующиеся при растяжении (сбросы) и сжатии (взбросы и надвиг) земной коры. Сравнительный анализ совмещений трафаретов с диаграммой показал, что в качестве итоговых могут рассматриваться только два решения: сброс с элементами залегания $50^\circ \angle 40^\circ$ (см. рис. 4, З) и взброс с элементами залегания $145^\circ \angle 50^\circ$ (рис. 4, Н). В ряду решений локального ранга для участка «Улирба» они имеют порядковые номера 21 и 19 и обозначаются синим и зеленым кружками (рис. 5, Б) или линиями аналогичного цвета, ориентированными согласно простираанию соответствующих разломных зон (рис. 4, И, О; рис. 5, Б). Эти два эталонных парагенезиса «связывают» по пять троек систем трещин, тогда как оставшиеся варианты – лишь по одной (рис. 4, Л–М) или по две (рис. 4, Е–Ж). Как видно из табл. 1, в сбросовом решении 21 (см. рис. 4, З), согласно пространственному положению, могут участвовать тройки систем трещин № 2, 3, 4, 7, а также 8, существование которой следует предполагать, если максимуму № 6 поставить в соответствие неявное сгущение полюсов трещин, формирующих вытянутость максимума № 13 в сторону меньших углов падения. Взбросовое решение 19 (см. рис. 4, Н) составляют те же

пять тройственных парагенезисов (№ 2, 3, 4, 7 и 8), так как, несмотря на кардинально различную ориентировку и тип разломов, положение составляющих их внутреннюю структуру разрывных систем в пределах принятых 20° подобно.

Выбор решения может быть сделан на основе привлечения данных о положении разломного сместителя или/и кинематике трещинных систем, определенной по маркерам в коренном выходе. Однако, учитывая возможность существования обоих решений, необходимо иметь подобную информацию для каждой из выделенных в пункте наблюдений троек систем трещин, что даже в тектонически активных регионах невозможно для подавляющего большинства обнажений горных пород. За неимением полноценной априорной информации разделение тройственных парагенезисов между двумя решениями производится по двум независимым признакам. Первым является наличие закономерных разбросов у максимумов полюсов трещин, позволяющих определить по методу П.Н. Николаева динамическую обстановку формирования объединяющего их тройственного парагенезиса. Согласно оценкам разбросов, сделанным ранее для максимумов трещин с пункта наблюдений № 8 (табл. 1, столбцы 2 и 4), тройки № 2, 3 и 8, принадлежащие по пространственному положению к обоим решениям (табл. 1, столбец 9), удалось отнести к одному из них (табл. 1, столбец 10): № 2 и 8 – к решению 21 (растяжение); № 3 – к решению 19 (сжатие).

Второй возможностью для сортировки троек по решениям является анализ двугранного угла между главной и второстепенной системами парагенезиса, в котором находится ось главных нормальных напряжений сжатия (удвоенный угол скалывания). Он отражает условия разрывообразования и должен быть в первом приближении близким по величинам для парагенезисов 2-го порядка, формирующихся в одной разломной зоне. Это приближение определяется тем, что при прочих равных условиях он может в пределах 15° отличаться в обстановках растяжения, сдвига и сжатия [Seminsky, 2014]. Как следствие, имеет смысл при анализе углов пользоваться качественными оценками (тупой–острый), что и было сделано на примере круговой диаграммы № 8. Кроме сбросового и взбросового решений локального ранга, анализ был сделан и для сдвигового решения 20, так как тройки систем трещин № 7 и 4 по пространственному положению могут входить, соответственно, в два (19 и 21) и три (19, 20 и 21) решения.

Как видно из табл. 1 (столбец 10), для тройки № 3, отвечающей согласно положению и разбросам за главный сместитель во взбросовом решении 19, характерен тупой угол (при оси сжатия) между

классической парой сопряженных систем, что отражает сравнительно глубокие уровни протекания деформации. Аналогичный вывод делается для сдвигового решения 20, поскольку тупой угол при оси сжатия имеет место для сопряженной пары в главном парагенезисе № 1. В противоположность этому сбросовое решение 21 свидетельствует о близповерхностных условиях деформации, так как рассматриваемый угол в главной тройке № 2 является острым. Относительно глубинные условия деформации для решения 20 поддерживают принадлежащие только к нему тройственные парагенезисы № 5 и 6 с острыми двугранными углами (столбец 9). Близповерхностные условия деформации для сбросового решения 21 подтверждаются острым углом в тройке № 8, принадлежащей к нему согласно положению и разбросам (столбец 10). Таким образом, после анализа разбросов каждая из двух оставшихся «спорных» троек (№ 4 и 7) после оценки углов может быть отнесена только к одному из решений (столбец 11): № 4 – к решению 21, где во 2-м порядке все углы должны быть острыми; № 7 – к решению 19, где углы тупые.

В итоге можно заключить, что трещинная сеть в пункте наблюдений № 8 сформировалась в зонах влияния трех разломов: взброса с элементами залегания $145^\circ/50^\circ$ (решение 19), левого сдвига с элементами залегания $330^\circ/80^\circ$ (решение 20) и сброса с элементами залегания $50^\circ/40^\circ$ (решение 21). Тройственные парагенезисы трещин благодаря привлечению к анализу разбросов и углов скалывания отчетливо разделились между полученными решениями (см. рис. 4, Д, К, Л), хотя это не исключает активизацию некоторых из них на двух и даже трех этапах тектогенеза (например, тройка № 4 в табл. 1, столбец 10). Данный вывод однозначен для отдельных систем трещин, которые характеризуются наибольшей плотностью (№ 3, 13 и 14), так как входят в состав разных тройственных парагенезисов и поэтому участвуют в двух или трех решениях. Наиболее проявленными в трещиноватости пород коренного выхода следует считать обстановки растяжения (решение 21) и сдвига (решение 20), в которых задействовано по три тройственных парагенезиса и по девять систем. Далее следует решение 19 с двумя тройками и шестью системами. Обстановки сдвига и сжатия развивались в глубинных условиях, когда двугранный угол при оси сжатия между сопряженными системами трещин из первоначально острого становился тупым в ходе прогрессирующей пластической деформации. Это, как правило, не характерно для близповерхностного трещинообразования и свидетельствует об относительной древности обоих динамических обстановок. Таким образом, проведенное сопоставление свидетельствует о сравни-

тельно молодом возрасте растяжения: представляющая его трещинная сеть формировалась на меньших глубинах и лучше сохранилась в коренном выходе, чем разрывы этапов сдвига и, тем более, сжатия.

Аналогичным образом для участка «Улирба» были проанализированы все круговые диаграммы. Отправным моментом при выборе трафаретов для сопоставления с рисунком изолиний была необходимость объяснения происхождения вначале наиболее интенсивных тройственных парагенезисов трещин, а затем всех (или большинства) систем трещин коренного выхода – в минимальном количестве решений рассматриваемого локального ранга. Для отдельных коренных выходов реконструированы от одной до трех динамических обстановок, как это видно из рис. 5, Б, где эти решения показаны на каждой диаграмме кружком, соответствующим положению магистрального сместителя (У), а также знаком простираания разломной зоны по примеру пункта наблюдений № 8 (см. рис. 4, Г, И, О).

Всего для 14 пунктов наблюдений, располагающихся на полосовидном участке спецкартирования «Улирба», было получено 33 решения о наличии разломных зон локального ранга. Не останавливаясь на специфике каждого конкретного решения, следует отметить, что они объясняют происхождение всех значимых систем трещиноватости на мысе Улирба. Судя по характеру решений (рис. 5, Б), на участке исследования доминируют разломные структуры северо-восточной и северо-западной ориентировки, большинство из которых субвертикальны. Таким образом, в разные эпохи тектонического развития территории изученные коренные выходы принадлежали к зонам влияния разломов различного типа и ранга, пространственные и временные взаимоотношения которых устанавливаются в ходе дальнейших операций спецкартирования.

3.2.3. Выявление разломных зон трансрегионального ранга

Объектом для анализа в ходе рассматриваемого в данном разделе очередного шага по обработке материалов спецкартирования являются пары сопряженных систем локальных разломов, которые имеют место в серии смежных коренных выходов горных пород (см. рис. 3, этап II.3). Они составляют сеть разрывов 2-го порядка в зоне мелкого регионального разлома (1-й порядок), для которого динамическая обстановка формирования определяется исходя из пространственных соотношений осей главных нормальных напряжений и двух систем разрывов скалывания. В геодинамически ак-

тивных регионах подобным образом восстанавливается несколько полей напряжений вследствие наличия разных этапов деформаций, причем даже для одного этапа в разных местах территории обычно выделяется несколько разломных зон различного морфогенетического типа. Динамические обстановки реконструируются путем выбора пар сопряженных (по типу и пространственной ориентировке) систем локальных разломов. Коренным отличием построений в данном случае является переход от локальных пунктов-обнажений к анализу площадного распространения выявленных обстановок, т.е. к собственно картированию разломных зон на участке исследования. При этом информация о выделенном локальном разломе в виде его элементов залегания выносится в соответствующем месте на план местности, после чего проводится анализ их пространственного распределения с итоговым трассированием положения отдельных зон трансрегионального ранга.

Следует отметить, что картирование разломных структур надлокального ранга может осуществляться по крайней мере двумя способами. Последовательный путь заключается в выделении посредством парагенетического анализа локальных решений вначале разломных зон трансрегионального, а затем на их основе – регионального ранга с отдельным изучением проявления каждой группы разномасштабных дизъюнктивов на местности. Этот подход являлся главным при картировании разломных зон на участке «Улирба», так как он более формализован в методическом отношении и в связи с этим позволяет обоснованно выделять ранги разломных зон, а также получать дополнительную информацию о их внутреннем строении. Однако, прежде чем проиллюстрировать его практическую реализацию, необходимо кратко охарактеризовать второй, сравнительно быстрый, путь, эффективность которого была показана в работе Ю.П. Бурзуновой [Burzunova, 2015] при картировании разломных зон Тажеранского массива Сибири. Интрузивный массив располагается в прибрежной части Приольхонья (рис. 6, А) на расстоянии примерно 20 км от участка «Улирба» и, таким образом, имеет сходную с последним историю тектонического развития.

Локальные решения о наличии разломных зон в виде элементов залегания сместителей вначале выносились на план местности в местах проведения массовых замеров, которые на участке «Тажеран» располагались примерно в 250–500 м друг от друга (всего – 108 пунктов наблюдения). Затем смежные точки с аналогичными решениями объединялись в зоны с уже определенным типом подвижек. Кроме того, автору исследования удалось разделить закартированные разломные зоны на

три ранга вследствие разницы в протяженности и поперечном размере участков проявления однотипных решений, хотя последний параметр существенно зависит от расположения пунктов наблюдения. Ввиду отсутствия на большей части слабообнаженной площади признаков смещений выявленные разломные структуры в основном имеют статус разломов ранней стадии развития, представленных зонами парагенетически связанной трещиноватости. Однако в пределах некоторых из них при изучении обрывистых берегов оз. Байкал были задокументированы сместители с продуктами дробления (рис. 6, А). Это, вероятно, связано с интенсивными перемещениями блоков вблизи находящегося под водой сместителя Морского сброса, по которому происходит опускание дна Байкальской впадины вследствие растяжения земной коры.

Поранговый анализ локальных решений, проведенный Ю.П. Бурзуновой [Burzunova, 2015] по элементам залегания главных сместителей в соответствии с методическими приемами, представленными в нашей предыдущей публикации [Seminsky, Cheremnykh, 2011], позволил выделить для участка «Тажеран» пять динамических обстановок 1-го порядка. Далее были использованы косвенные признаки относительного возраста разрывных сетей, сформировавшихся в этих обстановках (величина удвоенного угла скалывания, интенсивность распространности и др.), что позволило распределить их с известной долей условности последовательно – от древних к более молодым (рис. 6, Б–Е). Полученный ряд хорошо согласуется с этапами деформаций, выделенными предшественниками на основе комплексного анализа всего объема накопленной для Прибайкалья структурно-геологической информации и данных применения кинематических методов реконструкции полей напряжений [Mazukabzov, Szykh, 1987; Aleksandrov, 1990; Delvaux et al., 1995, 1997; Levi et al., 1997; Fedorovsky, 1997; San'kov et al., 1997; Sklyarov, 2005; и др.]. Полностью совпадают обстановки древнего (раннепалеозойского) сжатия в направлении СЗ–ЮВ (рис. 6, Б), а также кайнозойские поля сдвига (рис. 6, Г) и растяжения земной коры той же северо-запад–юго-восточной ориентировки (рис. 6, Е). Обстановка субмеридионального сжатия также известна для Западного Прибайкалья, хотя, согласно материалам предшественников [Danilovich, 1963; Delvaux et al., 1997; и др.], ареал ее распространения находился в 120 км юго-западнее Приольхонья (район истока р. Ангара). Такое сходство выполненных разными методами реконструкций дает основание полагать, что выявленная посредством структурно-парагенетического анализа обстановка кайнозойского растяжения в субмеридиональном направлении

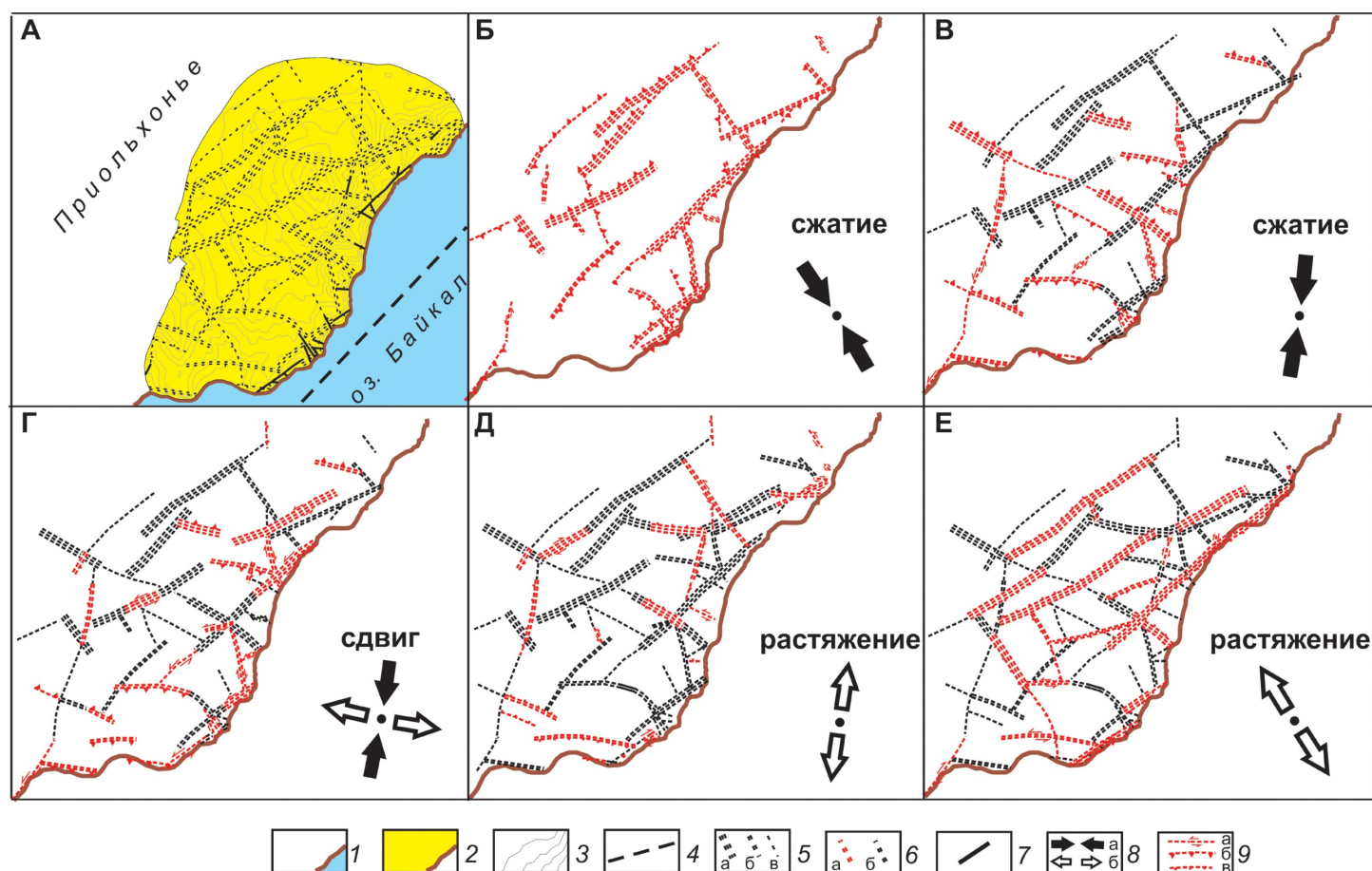


Рис. 6. Результаты применения парагенетического анализа трещиноватости на участке структурного картирования «Тажеран» в Западном Прибайкалье (по Ю.П. Бурзуновой [Burzunova, 2015] с изменениями и добавлениями).

А – схема разноранговых разломных зон, выявленных в пределах Тажеранского интрузивного массива при парагенетическом анализе трещиноватости. Б–Е – схемы разломных зон участка «Тажеран», соответствующие пяти последовательным этапам деформаций земной коры, которые были выявлены в результате парагенетического анализа «немой» трещиноватости: сжатие в направлении СЗ-ЮВ (Б), субмеридиональное сжатие (В), сдвиг (Г), субмеридиональное растяжение (Д) и растяжение в направлении СЗ-ЮВ (Е). 1 – берег оз. Байкал; 2 – интрузивный массив; 3 – горизонтали рельефа; 4 – предполагаемый сместитель зоны Морского сброса; 5 – крупные (а), средние (б) и мелкие (в) разломные зоны; 6 – активные (а) и неактивные (б) разломные зоны на схемах Б–Е; 7 – сегменты зон на схеме А, представленные разломными сместителями в соответствии с прямыми структурными признаками; 8 – положение субгоризонтальных осей главных нормальных напряжений сжатия (а) и растяжения (б); 9 – кинематика подвижек по активной (на рассматриваемом этапе деформации) разломной зоне, установленная при парагенетическом анализе трещиноватости: а – сдвиг, б – взброс (надвиг), в – сброс.

Fig. 6. Result of paragenetical analysis of jointing on the Tazheran structural mapping site, Western Pribaikalie (according to [Burzunova, 2015] with amendments and additions).

А – scheme of fault zones of various ranks which are revealed in the Tazheran intrusive massif by paragenetical analysis of jointing. Б–Е – scheme of fault zones on the Tazheran site, the zones correspond to five sequential stages of deformation of the crust which were revealed by paragenetical analysis of 'dumb' joints: compression in the NW-SE direction (Б), submeridional compression (В), strike-slip (Г), submeridional extension (Д), and extension in the NW-SE (Е). 1 – shore of Lake Baikal; 2 – intrusive massif; 3 – terrain horizontal lines; 4 – assumed fault plane in the Morskoi normal fault zone; 5 – large (а), medium-sized (б) and small (в) fault zones; 6 – active (а) and inactive (б) fault zones in schemes Б–Е; 7 – segments of zones in scheme А which are represented by fault planes in accordance with direct structural features; 8 – positions of subhorizontal axes of main normal stresses of compression (а) and extension (б); 9 – kinematics of displacements along the active (in the given stage of deformation) fault zone which is revealed by paragenetical analysis of joints: а – strike-slip fault, б – reverse/thrust fault, в – normal fault.

(рис. 6, Д) может иметь локальное распространение (в районе Тажеранского массива), но существует объективно. Затем обратным ходом для каждой динамической обстановки были выделены и пока-

заны красным цветом разломные структуры, которые, согласно эталонным парагенезисам разрывов 2-го порядка [Seminsky, 2014], могут активно развиваться при сжатии, сдвиге и растяжении соответ-

ствующих ориентировок (рис. 6, Б–Е). Таким образом, наглядно проиллюстрирован процесс формирования от этапа к этапу разломной сети на участке исследований.

Представленный путь следует считать эффективным, так как он позволяет, основываясь главным образом на анализе массовых замеров повсеместно распространенной «немой» трещиноватости, закартировать на изучаемой территории сеть разломных зон надлокального ранга и установить главные этапы ее формирования. Вместе с тем, для данного подхода характерна определенная условность разделения выделенных структур по рангам, так как в большинстве природных ситуаций обнаженность пород не позволяет с необходимой достоверностью устанавливать ширину разломных зон и, тем более, определять особенности их внутреннего строения. Ниже это будет показано на примере участка «Улирба» в ходе реализации формализованного подхода к выделению отдельных рангов разломных зон и их картированию на местности. Однако для дальнейшего сопоставления результатов применения двух разных подходов на одном и том же фактическом материале вначале для участка «Улирба» должно быть проанализировано пространственное распределение локальных решений (рис. 7, Б).

Поскольку участок, по сути, является профилем с пунктами наблюдения, проследить отдельные локальные разрывы по простиранию, как это делалось для площади «Тажеран», практически не представляется возможным. В то же время отчетливо видно, что в южной половине участка близкие по типу и ориентировке решения встречаются в смежных пунктах наблюдения. По два пункта – № 9 и 10, № 6 и 7, № 1 и 2 – объединяются, соответственно, решениями правого сдвига, сброса и надвига. В трех смежных коренных выходах (пункты № 3, 4 и 5) выявлено однотипное взбросовое решение. Наконец, наиболее распространенное на участке «Улирба» решение левого сдвига имеет место в шести рядом располагающихся пунктах наблюдения, образуя зону шириной 15 м. Таким образом, анализ пространственного распределения локальных решений свидетельствует о пересечении профилем пяти разломных зон надлокального ранга, причем левосдвиговый разлом по поперечным размерам существенно преобладает над правым сдвигом, сбросом, надвигом и взбросом.

Сопоставление результата картирования с имеющейся априорной информацией позволяет с большой долей вероятности предположить, что широкий участок проявления однотипных локальных решений представляет зону влияния разлома 1 (рис. 7, А), который, таким образом, является левым сдвигом. В то же время эта зона лишь самой

своей северной частью (пункты наблюдений № 5 и 6) заходит в полосу с высокой плотностью трещин и сложным строением их сетей, выделенной на этапе II.1 в качестве зоны влияния разлома 1 (см. рис. 2, Б, В). Что касается выявленной аналогичным способом и большей по ширине зоны разлома 2, то в принадлежащих ей пунктах наблюдения № 9, 10, 11 и 12 лишь в двух первых встречается решение правого сдвига. Однако этот сдвиг имеет поперечное положение к разлому 2, согласно априорной структурно-геологической информации (рис. 7, А), и, как следствие, не может считаться главным структурным элементом в зоне его влияния. Таким образом, проиллюстрированный подход к выделению разломных зон на основе объединения смежных точек с однотипными локальными решениями позволил обнаружить лишь одну (причем меньшую) из существующих на участке «Улирба» разломных зон. Это явилось следствием неравномерного расположения точек наблюдения за трещиноватостью и, в частности, их отсутствия в осевой части разлома 2, что, как известно, типично для многих регионов в связи с разрушением тектонизированных пород, дополнительно ослабленных под действием процессов выветривания.

Последовательный путь формализованного выделения рангов разломов и их картирования на местности, как показано ниже, является для таких сложных ситуаций более эффективным. Его кардинальное отличие состоит в том, что выход на разломные структуры надлокальных рангов осуществляется не столько при трассировании решения из одного коренного выхода (локальный уровень) к другому (региональный уровень), сколько по принадлежности разрыва, соответствующего данному локальному решению, вместе с другими локальными разломами к парагенезису зоны регионального ранга. Данный подход находится в полном соответствии с принципами спецкартирования и на его начальном этапе II.1 был реализован, когда из множества направлений разрывов коренного выхода на основе анализа круговой диаграммы выявлялись самые простые парагенезисы данного уровня – тройки примерно перпендикулярных систем трещин (см. рис. 3). Они составляют основу трещинной сети зоны небольшого разлома транслокального (т.е. переходного от трещинного к разломному) ранга. На разломном уровне таким ординарным парагенезисом является формирующаяся в одном поле напряжений пара сопряженных систем разрывов скалывания, характеризующихся противоположным характером подвижек, направления которых субперпендикулярны линии пересечения разрывных плоскостей. По аналогии ранг разлома, в зоне которого такой парагенезис составляет основу сети разрывов 2-го порядка, назван трансре-

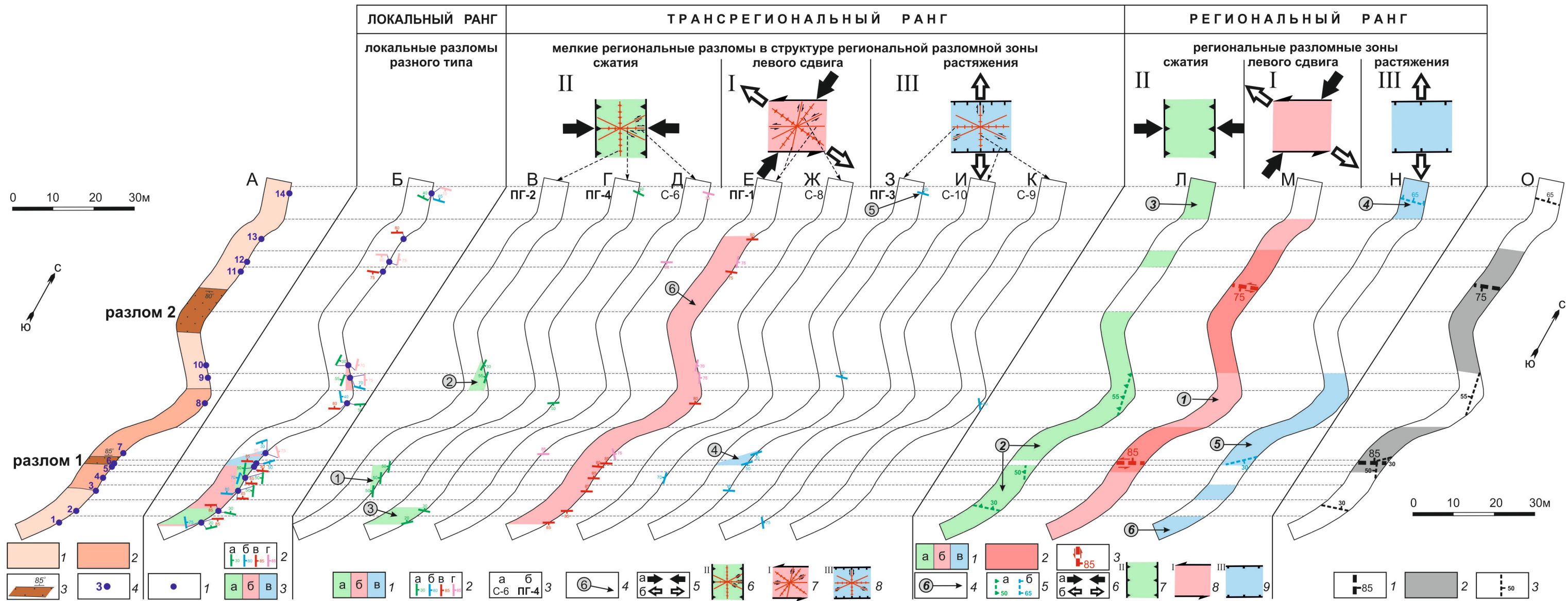


Рис. 7. Результаты реализации последовательных операций спецкартирования на участке «Улирба», отразившиеся в установлении положения разломных зон локального, трансрегионального и регионального ранга, сформировавшихся в разных динамических обстановках. Пояснения в тексте.

А – геологическая схема участка с четырнадцатью пунктами детальных наблюдений за трещиноватостью: 1–2 – биотитовые (1) и амфиболовые (2) гнейсы; 3 – полосы проявления тектонитов (глинка трения, брекчия дробления), связанных с перемещениями по разломам 1 и 2, и элементы их залегания; 4 – положение пунктов массовых замеров трещин. *Б* – разломные зоны локального ранга, в которых происходило формирование трещинных сетей в отдельных пунктах наблюдения: 1 – положение пункта массового замера трещин; 2 – элементы залегания разломной зоны локального ранга со взбросовым (надвиговым) (а), сбросовым (б), левосдвиговым (в) и правосдвиговым (г) типом перемещений; 3 – участки профиля, объединяющие точки наблюдения с однотипными решениями локального ранга, соответствующими взбросу (надвику) (а), левому сдвигу (б) или сбросу (в). *В–К*. Разломные зоны трансрегионального ранга, которые формировались на трех этапах деформации изучаемого участка земной коры как взбросы (*В–Г*) и правые сдвиги (*Д*) в северо-западной зоне сжатия (II), левые и правые сдвиги (*Е*) и сбросы (*Ж*) в северо-восточной зоне левого сдвига (I), а также сбросы (*З–К*) в северо-восточной зоне растяжения (III): 1 – участки проявления трансрегиональных разломных зон со взбросовым (надвиговым) (а), левосдвиговым (б) и сбросовым (в) типом перемещений; 2 – элементы залегания разломной зоны локального ранга со взбросовым (надвиговым) (а), сбросовым (б), левосдвиговым (в) и правосдвиговым (г) типом перемещений; 3 – индексы систем разломов локального ранга (а) и их сопряженных пар (б), использованные для выделения на участке картирования зон трансрегионального ранга; 4 – индексация трансрегиональных разломных зон; 5 – положение субгоризонтальных осей главных нормальных напряжений сжатия (а) и растяжения (б); 6–8 – парагенезисы разломов 2-го порядка в зоне взброса (надвига) (6), левого сдвига (7) и сброса (8), представленные простирациями плоскостей в плане, согласно рис. 8 из статьи [Seminsky, 2014]. *Л–Н* – разломные зоны регионального ранга со взбросовым (надвиговым) (*Л*), левосдвиговым (*М*) и сбросовым (*Н*) типом перемещений, сформировавшиеся на трех этапах деформации изучаемого участка земной коры, и некоторые особенности их внутреннего строения: 1 – участки взбросовых (надвиговых) (а), левосдвиговых (б) и сбросовых (в) региональных разломных зон, соответствующие ранней дизъюнктивной стадии развития внутренней структуры; 2 – участки левосдвиговой региональной разломной зоны, соответствующие поздней дизъюнктивной стадии развития внутренней структуры; 3 – предполагаемое положение главных сместителей, сформировавшихся на стадии полного разрушения в левосдвиговых зонах регионального ранга; 4 – индексация региональных разломных зон; 5 – положение трансрегиональных разломных зон со взбросовым (надвиговым) (а) и сбросовым (б) типом перемещений; 6 – положение субгоризонтальных осей главных нормальных напряжений сжатия (а) и растяжения (б); 7–9 – схематичное изображение региональных разломных зон, формирующихся при сжатии (7), левом сдвиге (8) и растяжении (9). *О* – схема разломных структур регионального и трансрегионального ранга, выявленных на участке «Улирба» в результате спецкартирования: 1 – предполагаемое положение главных сместителей, сформировавшихся на стадии полного разрушения в зонах регионального ранга; 2 – участки региональных разломных зон, соответствующие поздней дизъюнктивной стадии развития внутренней структуры; 3 – положение разломных структур трансрегионального ранга.

Fig. 7. Special mapping results for the Ulirba site. Positions of fault zones of the local, transregional and regional ranks are revealed; such fault zones developed in different geodynamic settings. See explanations in the text.

A – the geological scheme of the site showing 14 observation points whereat jointing was studied in detail: 1–2 – biotite (1) and amphibole (2) gneisses; 3 – zones of tectonites (gouge, crush breccia) associated with displacements along faults 1 and 2, and bedding elements; 4 – locations of mass joint measurement points. *B* – fault zones of the local ranks wherein joint networks were developed at observation points: 1 – positions of the mass joint measurement points; 2 – bedding elements of the fault zone of the local rank with reverse/thrust (a), normal fault (б), left-lateral strike-slip (в) and right-lateral strike-slip (г) types of displacement; 3 – segments of the profile which connect observation points with similar solutions of the local rank, corresponding to reverse/thrust (a), left-lateral strike-slip (б) or normal fault (г). *B–K*. Fault zones of the transregional rank that formed at three stages of deformation of the crust on the site under study: reverse faults (*B–Г*) and right-lateral strike-slip faults (*Д*) in the NW compression zone (II), left- and right-lateral strike-slip faults (*Е*) and normal faults (*Ж*) in the NE zone of the left-lateral strike-slip fault (I), and normal faults (*З–К*) in the NE extension zone (III): 1 – sites with transregional fault zones with reverse/thrust (a), left-lateral (б) and normal fault (в) types of displacements; 2 – bedding elements of the fault zone the local rank with reverse/thrust (a), normal fault (б), left-lateral strike-slip (в) and right-lateral strike-slip (г) types of displacement; 3 – indexes of fault systems of the local rank (a) and their conjugated pairs (б) which are referred to for identification of zones of the transregional rank on the special mapping site; 4 – indexation of transregional fault zones; 5 – positions of subhorizontal major stress axes of compression (a) and extension (б); 6–8 – paragenesises of faults of the 2nd order in the zone of reverse/thrust (6), left-lateral strike-slip (7) and normal fault (8), which are represented by plane strikes according to Fig. 8 in [Seminsky, 2014]. *Л–Н* – fault zones of the regional rank with reverse/thrust (*Л*), left-lateral strike-slip (*М*) and normal fault (*Н*) types of displacements which developed through the three stages of deformation in the area of the crust under study, and some features of their internal structure: 1 – sites of regional reverse/ thrust (a), left-lateral strike-slip (б) and normal fault (в) zones which correspond to the late disjunctive stage of development of the internal structure; 2 – sites of the regional left-lateral strike-slip zone which correspond to the late disjunctive stage of development of the internal structure; 3 – assumed positions of main fault planes formed at the stage of complete destruction in the regional left-lateral strike-slip zones; 4 – indexation of regional fault zones; 5 – positions of transregional fault zones with reverse/thrust (a) and normal fault (б) types of displacement; 6 – positions of subhorizontal axes of main normal stresses of compression (a) and extension (б); 7–9 – schemes of regional fault zones formed in case of compression (7), left-lateral strike-slip (8) and extension (9). *О* – scheme of regional and transregional fault structures revealed on the Ulirba site by the special mapping method: 1 – assumed positions of main fault planes formed at the stage of complete destruction in the regional fault zones; 2 – sites of the regional fault zones which correspond to the late disjunctive stage of development of the internal structure; 3 – positions of transregional fault structures.

гиональным, т.е. переходным от локального к региональному (см. рис. 3), внутренняя структура которого характеризуется наличием более сложного парагенезиса вторичных разрывных структур.

На этапе II.3 перед выявлением простых разломных парагенезисов выделяются системы локальных разломов. Так, все решения, полученные для участка «Улирба», подвергались группировке на основе анализа круговой диаграммы, объединяющей полюсы магистральных сместителей (рис. 8, А). По их сближенному положению отчетливо выделяется 12 систем разломов локального ранга (рис. 8, Б–В): система 1 ($330^\circ \angle 85^\circ$) – 9 решений (1, 5, 7, 10, 13, 14, 20, 27 и 30), система 2 ($70^\circ \angle 75^\circ$) – 4 решения (17, 23, 25 и 28), система 3 ($250^\circ \angle 50^\circ$) – 4 решения (6, 9, 12 и 22), система 4 ($340^\circ \angle 75^\circ$) – 3 решения (8, 24 и 32), система 5 ($340^\circ \angle 30^\circ$) – 3 решения (2, 4 и 31), система 6 ($165^\circ \angle 75^\circ$) – 3 решения (16, 29 и 33), система 7 ($130^\circ \angle 45^\circ$) – 2 решения (15 и 18), система 8 ($260^\circ \angle 70^\circ$) – 1 решение (11), система 9 ($50^\circ \angle 40^\circ$) – 1 решение (21), система 10 ($50^\circ \angle 70^\circ$) – 1 решение (3), система 11 ($145^\circ \angle 50^\circ$) – 1 решение (19), система 12 ($90^\circ \angle 30^\circ$) – 1 решение (26).

Среди установленных разрывных направлений можно выделить четыре пары сопряженных систем разломов (табл. 2), одна из которых (парагенезис № 1) формируется при сдвиге, две (парагенезисы № 2 и 4) – при сжатии и одна (парагенезис № 3) – при растяжении земной коры. Если судить по представленности локальными решениями, то наиболее значимым для участка исследований является сдвиговый парагенезис, у которого данный показатель (табл. 2, столбец 6) почти в три раза выше, чем у остальных парагенезисов. Четыре из двенадцати разломных систем – 6, 8, 9 и 10 – не образуют сопряженных пар (рис. 8, В), причем три последних являются малозначимыми для участка «Улирба», так как представлены одним локальным решением. Несмотря на это, они (С-6, С-8, С-9 и С-10), наряду с сопряженными парами (ПГ-1, ПГ-2, ПГ-3 и ПГ-4), выносятся на план участка «Улирба» (см. рис. 7, В–К) для анализа их пространственного распределения, поскольку данная информация может быть полезной при выделении следующего – регионального – ранга разломных зон.

Как видно из рис. 7, В–К, системы локальных разломов, не образующие сопряженные пары (рис. 7, Д, Ж, И–К), встречаются в обособленных пунктах наблюдения, что характерно даже для системы 6, представленной тремя решениями (см. рис. 7, Д). То же отмечается и для некоторых участков распространения решений, входящих в состав сопряженных пар (см. рис. 7, В–Г, Е, З). При этом, если их существование в краевых пунктах может предпола-

гать продолжение зоны за границами участка, то наличие одиночных решений в его центральной части не дает формальных оснований вывести описанные разломные структуры на трансрегиональный уровень. К зонам данного ранга уверенно относятся пять участков проявления однотипных решений в смежных пунктах наблюдения (см. рис. 7, В–Г, Е, З). Их ширина определяется положением пунктов, в которых выявлен парагенезис, а протяженность – краями изучаемой площади или/и границами участков профиля (горизонтальные пунктиры), до которых формально можно распространять информацию из одного пункта структурных наблюдений (середина интервала между ними). Следует отметить, что кроме встречаемости локальных решений в смежных пунктах, выделенные зоны с разной степенью, но удовлетворяют и второму критерию – существованию на одном участке обеих сопряженных систем. Для зон 2 и 6 это имеет место в явном виде, а в остальных случаях (зоны 1, 3 и 4) можно предполагать наличие сопряженного локального сместителя за границей участка специкартирования. Поскольку аналогичная ситуация может иметь место для самого северного пункта наблюдений № 14, здесь также следует предполагать наличие разломной зоны, что косвенно подтверждается тремя одноориентированными в плане локальными решениями (см. рис. 7, Г–Д, З).

Все выделенные зоны, согласно выбранным критериям, должны быть отнесены к трансрегиональному рангу (см. рис. 7, В–К), хотя ширина зоны 6 существенно превышает размеры остальных разломных структур. С одной стороны, это следует считать особенностью ранга дизъюнктивов, являющегося переходным от локального к региональному. С другой стороны, истинный размер пяти первых участков может по описанным выше причинам быть большим, чем это зафиксировано на участке, являющемся, по сути, профилем, поперечным к зоне 6. Кроме того, непрерывность этой широкой зоны может объясняться наличием двух протяженных интервалов профиля между пунктами 7 и 8, а также 10 и 11, где массовые замеры не проводились и, следовательно, возможно отсутствие парагенезиса ПГ-1. Однако во всех случаях очевидно, что левосдвиговая зона является главной разломной структурой, нарушающей породы изучаемого участка, который пересекает ее центральную часть, где интенсивность процесса разрывообразования была наибольшей.

Итак, результаты, полученные для участка «Улирба», проиллюстрировали переходный – трансрегиональный – характер рассмотренного уровня. Часть из выделенных разломных зон не вышла за пределы локального ранга; другие структуры относятся к собственно трансрегиональному

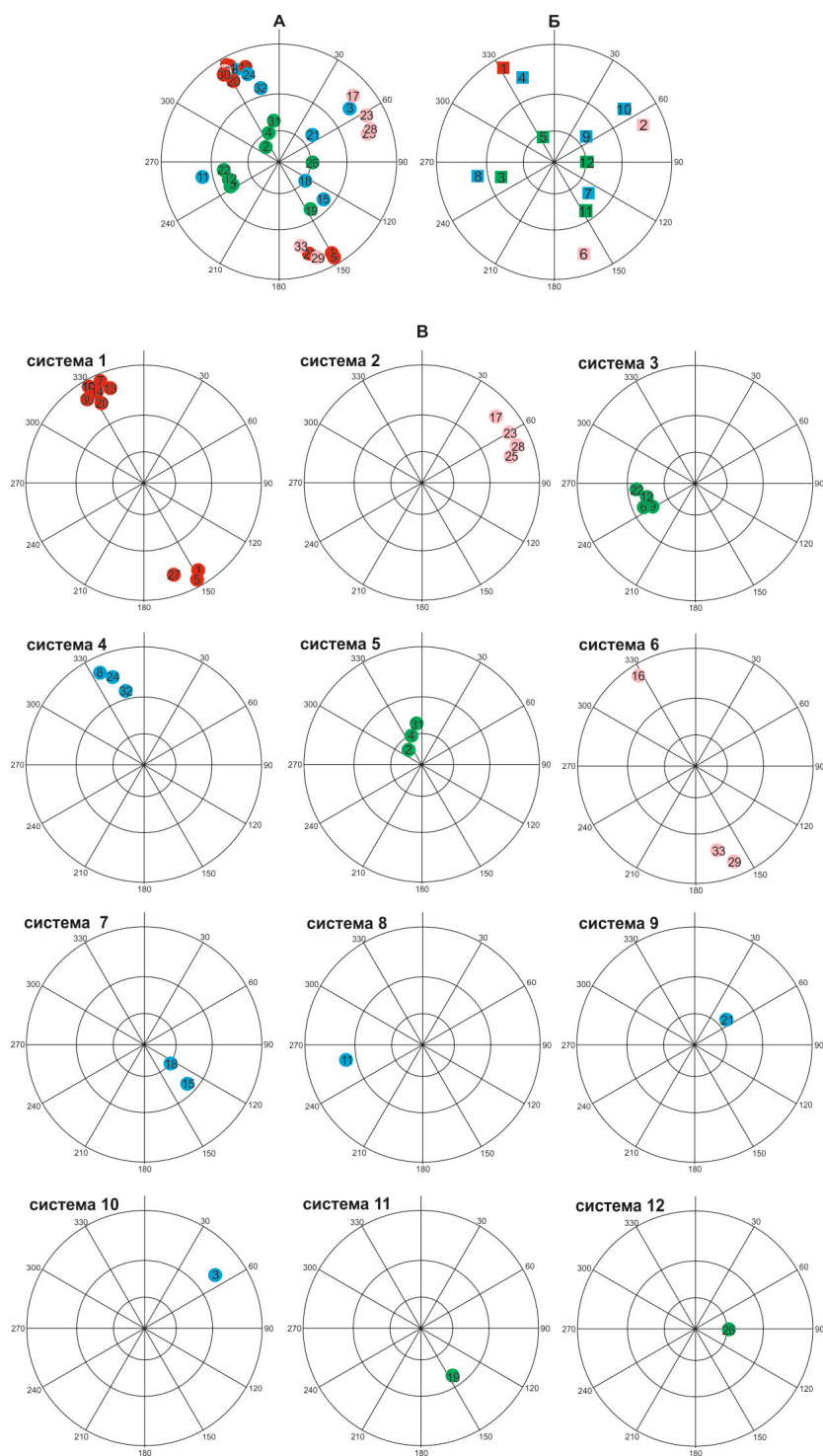


Рис. 8. Выделение для участка «Улирба» двенадцати систем локальных разломов, типы которых на круговых диаграммах показаны символами разного цвета (красный – левый сдвиг, розовый – правый сдвиг, зеленый – взброс или надвиг, синий – сброс).

А – круговая диаграмма, на которой кружками показаны полюсы разломов, полученных на участке спецкартирования в качестве тридцати трех решений локального ранга. *Б* – круговая диаграмма, на которой квадратами показано положение двенадцати систем разломов локального ранга. *В* – круговые диаграммы, на каждой из которых показаны полюсы тридцати трех локальных разломов, относящихся к отдельной системе.

Fig. 8. Identification of 12 local fault systems on the Ulirba site. Types of the faults are shown in circular diagrams by different colours: red – left-lateral strike-slip fault, pink – right-lateral strike-slip fault, green – reverse/thrust fault, blue – normal fault.

A – in the circle diagram, circles show poles of faults revealed on the special mapping site as 33 solutions of the local rank. *B* – in the circle diagram, boxes show positions of 12 local fault systems. *B* – each circle diagram shows poles of 33 local faults comprising a separate system.

Т а б л и ц а 2. Количественная характеристика парагенезисов из двух сопряженных систем локальных разломов, выделенных на участке «Улирба» в Приольхонье (Западное Прибайкалье)

Table 2. Quantitative characteristics of parageneses comprising two conjugated systems of local faults revealed on the Ulirba site in Priolkhonie, Western Pribaikalie

№ парагенезиса (ПГ)	Главная система		Второстепенная система		Общее количество локальных решений	Принадлежность к решению регионального ранга
	№ (рис. 8, Б)	Количество локальных решений	№ (рис. 8, Б)	Количество локальных решений		
1	2	3	4	5	6	7
1	1	9	2	4	13	I
2	3	4	12	1	5	II
3	4	3	7	2	5	III
4	5	3	11	1	4	II

П р и м е ч а н и е. Цветом обозначены системы разломов, сформировавшихся при растяжении (синий), сжатии (зеленый), левом (красный) и правом (розовый) сдвиге.

N o t e. Systems of faults that formed in different settings are marked by different colours as follows: blue – extension, green – compression, red – left-lateral strike-slip, and pink – right-lateral strike-slip.

рангу. При этом очевидно, что наиболее крупная из них (см. рис. 7, Е) должна составлять структурную основу для разломной зоны следующего – регионального – ранга. Эта зона является левым сдвигом, тогда как другие трансрегиональные разломы принадлежат сбросовым и взбросовым зонам, пространственное положение которых предполагает наличие нескольких этапов деформации изучаемого участка земной коры, что и нашло подтверждение в ходе описываемого далее анализа.

3.2.4. Выявление разломных зон регионального ранга

Объектом для анализа в рамках очередного шага по обработке материалов спецкартирования является серия мелких региональных разломов, внутренняя структура которых представлена двумя системами сопряженных локальных разрывов (см. рис. 3, этап II.4). Мелкие региональные разломы составляют сеть разрывов 2-го порядка в зоне более крупного дизъюнктива регионального ранга (1-й порядок), решение о типе и ориентировке которого принимается по результатам парагенетического анализа на уровне разломов, нарушающих смежные выходы горных пород. Подобных решений регионального ранга в тектонически активных регионах, как правило, бывает несколько (2–3), что свидетельствует о принадлежности участка земной коры в разные эпохи тектогенеза к разнотипным разломным зонам. Получение решения о их присутствии сводится к последовательному сравнению круговой диаграммы, отражающей положение

выделенных для участка картирования разрывных нарушений предыдущих локального и трансрегионального рангов, с эталонным сочетанием разломных систем, имеющих место в зонах действия скалывающих напряжений при разнотипных подвижках. Далее информация о полученных решениях анализируется на плане местности с последующим выделением участков земной коры, принадлежащих к зонам разломов регионального ранга.

В качестве эталонных трафаретов при обработке данных по разломам используются диаграммы, разработанные для разломных зон главных морфогенетических типов [Seminsky, 2014], из которых по понятным причинам исключены собственно трещинные системы. Ранее [Seminsky, Cheremnykh, 2011] материалы по участку «Улирба» анализировались на основе эталонных парагенезисов разломов 2-го порядка в зоне сдвига (левого), сброса и взброса (надвига), представленных простирающимися плоскостями в плане (рис. 8 из [Seminsky, 2014]). Здесь будут использованы круговые диаграммы-трафареты (рис. 5, 6 из [Seminsky, 2014]), позволяющие также учитывать азимуты падения разрывных структур, что повышает достоверность анализа, как это было показано Ю.П. Бурзуновой [Burzunova, 2015] на материалах участка «Тажеран». В этом случае основные операции обработки аналогичны анализу круговых диаграмм трещиноватости при помощи трафаретов, представляющих эталонные сочетания систем трещин в локальных зонах сбросов, взбросов (надвигов) и сдвигов (см. раздел 4.2.2).

Сопоставление осуществляется на основе диа-

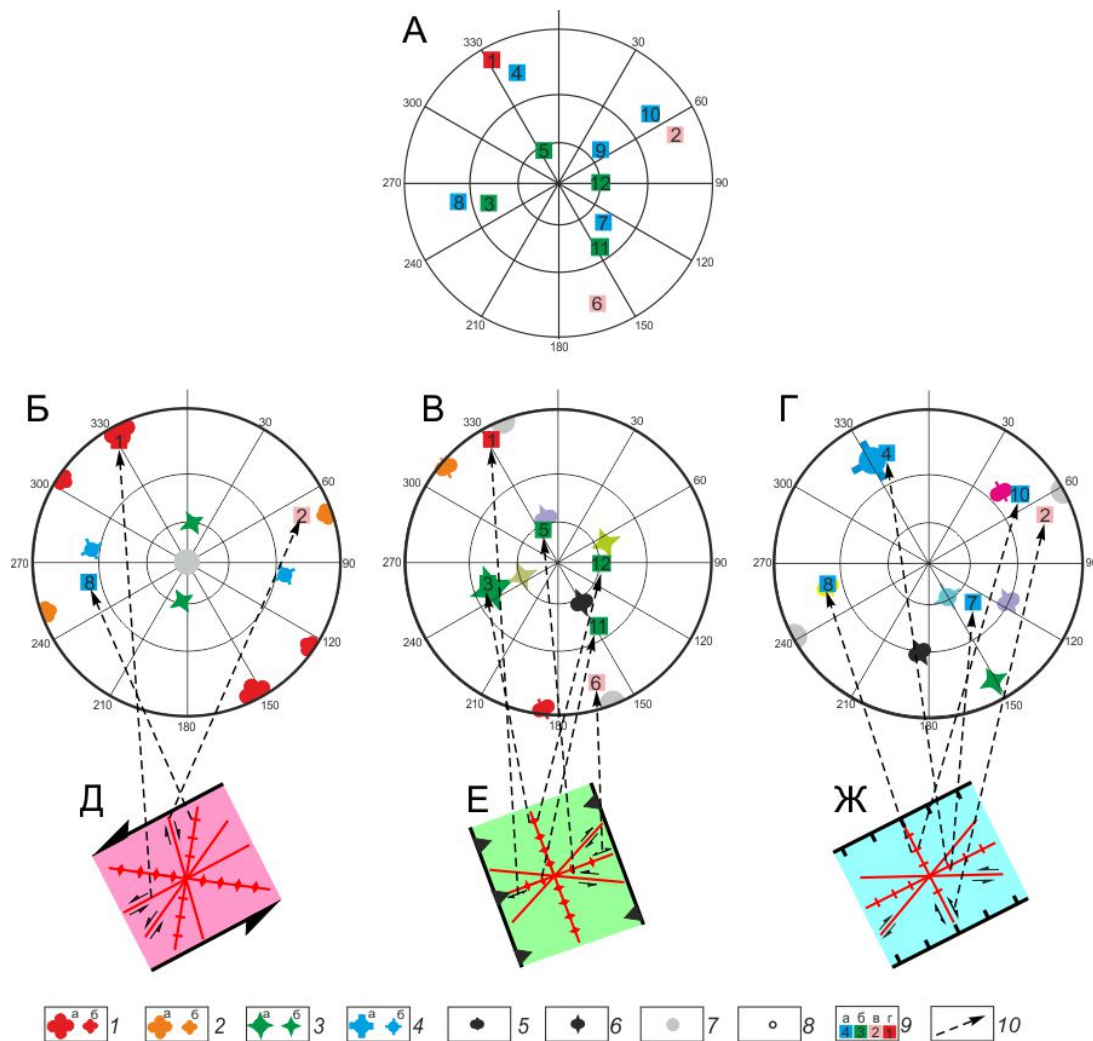


Рис. 9. Выделение трех показанных разным цветом динамических обстановок регионального ранга, в которых сформировалась разломная структура участка спецкартирования (красный – левый сдвиг, зеленый – сжатие, синий – растяжение).

A – круговая диаграмма, на которой квадратами показано положение двенадцати систем разломов локального ранга. Б–Г – трафареты парагенезисов разрывов 2-го порядка в зонах левого сдвига (Б), взброса (Б) и сброса (Г), на которых квадратами показано положение систем локальных разломов, соответствующих отдельным элементам эталонного парагенезиса. Д–Ж – парагенезисы разломов 2-го порядка в зоне левого сдвига (Д), взброса (Е) и сброса (Ж), представленные простирациями плоскостей в плане, согласно рис. 8 из статьи [Seminsky, 2014]. 1–8 – обозначения разрывных систем, составляющих эталонные трафареты (см. на рис. 4); 9 – номера и типы систем разломов локального ранга: а – сброс, б – взброс или надвиг, в – правый сдвиг, г – левый сдвиг; 10 – соответствие разрывных систем эталонного и природного парагенезисов.

Fig. 9. Three dynamic settings of the regional rank which are revealed on the special mapping site: red – left-lateral strike-slip, green – compression, blue – extension.

A – in the circle diagram, boxes show positions of 12 local fault systems. Б–Г – standard patterns of parageneses of fractures of the 2nd order in zones of left-lateral strike-slip (Б), reverse (Б) and normal (Г) faults; boxes show positions of systems of local faults corresponding to elements of the standard parageneses. Д–Ж – parageneses of fractures of the 2nd order in zones of left-lateral strike-slip (Д), reverse (Е) and normal (Ж) faults which are represented by plane strikes in plan, according to Fig. 8 in [Seminsky, 2014]. 1–8 – fault systems comprising standard patterns (see Fig. 4); 9 – numbers and types of local fault systems: a – normal fault, б – reverse/ thrust, в – right-lateral strike-slip fault, г – left-lateral strike-slip fault; 10 – concordance between fault systems of the standard and natural parageneses.

граммы с положением 12 систем локальных разломов (рис. 8, Б, рис. 9, А), а порядок подбора трафаретов определяется значимостью выявленных для рассматриваемого участка земной коры простых разломных парагенезисов – пар сопряженных си-

стем разрывов (табл. 2), которые отражают структуры трансрегионального ранга. Сдвиговое решение I регионального ранга (рис. 9, Б), согласно результатам сравнительного анализа эталонных (для северо-восточного левого сдвига) и реально суще-

ствующих разломных направлений, включает наиболее распространенную на участке пару систем северо-восточных левых и северо-западных правых сдвигов (табл. 2, ПГ-1), а также систему субмеридиональных сбросов (№ 8 на рис. 8). На основе второй по значимости пары север-северо-западных взбросов и надвигов (табл. 2, ПГ-2) формируется взбросовое решение II (рис. 9, В), в рамках которого получает объяснение формирование перпендикулярно простирающейся пары взбросов и надвигов (табл. 2, ПГ-4), а также могут быть в качестве трансформационных активны разломы, принадлежащие к системам 1 и 6. Сбросовое решение III (рис. 9, Г) объединяет последний из значимых для участка «Улирба» простых разломных парагенезисов (табл. 2, ПГ-3), систему 10, а также уже фигурировавшие в решении I субмеридиональные сбросы (система 8) и правые сдвиги (система 2).

Выявленные решения левого сдвига, взброса и сброса объясняют происхождение всех систем разломов локального ранга, исключая 9 (рис. 9, А). Однако оно представлено единственным разломом, что не может являться поводом для выделения самостоятельной обстановки регионального ранга. Вероятно, его происхождение связано с обстановкой растяжения в северо-западном направлении (решение III), в которой во 2-м порядке присутствуют поперечные сбросы. Три реконструированные решения по типу и ориентировке не могут быть объединены в рамках одного или двух полей напряжений более низкого порядка. Таким образом, каждая из региональных динамических обстановок отражает 1-й ранг поля напряжений, который определял процесс деструкции изучаемого участка земной коры на одном из трех этапов тектогенеза.

Сформировавшиеся в обстановках сжатия, сдвига и растяжения разломные зоны регионального ранга могут быть околнурены по материалам трех схем (см. рис. 7, Л–Н), основой для составления которых служит информация о существовании в точке наблюдения разломной зоны, являющейся членом соответствующего парагенезиса разрывов 2-го порядка. При этом для получения непрерывной пространственной картины данные о наличии или отсутствии решения рассматриваемого типа переносились на половину расстояния между соседними пунктами наблюдения. Составы парагенезисов для зон сжатия, сдвига и растяжения представлены над рис. 7, В–К, в виде схем, где для наглядности изображены простирающиеся разрывные системы, хотя исходный анализ проводился с учетом азимутов и углов падений (рис. 8, 9). При этом, как и ранее для троек систем трещин при выявлении локальных разломов, системы локальных разрывов, по которым выделялись региональные реше-

ния, были разделены между последними без перекрытий. При картировании зон неучет возможной активизации некоторых систем на разных этапах деформации является меньшей ошибкой, чем распространение решения на участок профиля, не затронутого деструкцией в рассматриваемом поле напряжений. Так, система 1 не рассматривалась в составе взбросового решения II, а системы 2 и 8 не привлекались для анализа пространственного распределения сбросового решения III, так как эти направления разрывов составили парагенезис регионального левого сдвига (решение I), который без систем 1 или 2 не имеет права на существование.

В итоге исходным материалом для картирования региональных разломных зон сдвигового этапа развития земной коры на участке «Улирба» (см. рис. 7, М) послужила информация о распространности пары сопряженных правых и левых сдвигов (ПГ-1), а также сброса по системе 8 (см. рис. 7, Е–Ж). В результате проведенного анализа выделенная на предыдущем этапе зона левостороннего сдвига (зона 6 на рис. 7, Е) заняла место среди региональных структур, хотя ее поперечные размеры не изменились (зона 1 на рис. 7, М). Формирующие ее внутреннее строение парагенезисы разрывов 2-го порядка проявлены на всей площади за исключением Крайнего Севера (пункт № 14).

Исходным материалом для выявления разломных зон этапа сжатия земной коры (рис. 7, Л) послужила информация о присутствии в пунктах наблюдения всех взбросовых и надвиговых систем (ПГ-2 и ПГ-4), а также системы 6 правосторонних сдвигов трансформационного типа (см. рис. 7, В–Д). По полученному площадному распространению отмеченных парагенезисов можно уверенно судить о наличии двух участков, деформированных при сжатии. Один из них (2) занимает практически всю южную половину изучаемой площади за исключением пункта 6, чем, учитывая небольшую область его влияния, в данном случае можно пренебречь. Еще один участок (3), начинаясь с пункта № 14, по видимому, может продолжаться далее на север, так как в изученном пункте обстановка регионального сжатия выделяется с большой степенью достоверности решениями о надвиге (см. рис. 7, Г) и правом сдвиге (см. рис. 7, Д). Принадлежность еще одного пункта (№ 12) к обстановке сжатия (см. рис. 7, Л) вызывает сомнение, так как он представлен локальным решением о правом сдвиге трансформационного типа при отсутствии обстановок сжатия в соседних точках наблюдения.

Участки проявления региональной обстановки растяжения (см. рис. 7, Н) выявлены согласно площадному распределению всех систем сбросовых разрывов (рис. 7, З–К). Северный участок (4) вклю-

чает пункт наблюдений № 14 и, возможно, более северные территории. Участок 5 объединяет четыре смежных пункта наблюдения (№ 6–9) в центральной части площади. Участок 6 представлен крайним пунктом № 1 и, теоретически, может иметь продолжение на юг. Между зонами растяжения 5 и 6 рассматриваемая обстановка встречается в обособленном пункте № 3, который вряд ли имеет самостоятельное значение, а, скорее, тяготеет к объединению с зоной 5, если принять во внимание возможность активизации при региональном растяжении сбросового решения в пункте № 4, которое также принадлежит и к обстановке левого сдвига (см. рис. 7, Ж).

Таким образом, этап обработки данных спецкартирования для участка «Улирба» может считаться полностью завершенным. В итоге осуществления четырех последовательных операций II.1–II.4. (см. рис. 3) установлено существование трех полей напряжений 1-го ранга, в которых на разных этапах тектогенеза происходило формирование разрывной сети в районе исследования. Наибольший след в трещиноватости пород оставила обстановка сдвига с левосторонними подвижками по разломам северо-восточной ориентировки, так как она реконструирована практически во всех пунктах наблюдения. Менее активными были воздействия северо-восточного сжатия и северо-западного растяжения. В результате процесса деструкции в каждом из полей напряжений сформировалась иерархия разломных зон, границы которых были установлены в ходе спецкартирования и показаны на разных схемах для структур локального, трансрегионального и регионального рангов (см. рис. 7). Следующим этапом работ является интерпретация полученных материалов, позволяющая определить особенности внутреннего строения разломных зон, отразить положение выделенных структур на единой схеме участка исследований, а также установить закономерности их пространственных и временных взаимоотношений.

3.3. Этап интерпретации

3.3.1. Составление схемы разломных структур и характеристика особенностей их внутреннего строения

Итоговым продуктом спецкартирования является схема разломных зон изучаемой территории, которая аккумулирует информацию о разноранговых и разновозрастных структурах, полученную в ходе реализации отдельных операций обработки и отраженную на предварительных графических материалах (см. рис. 2; рис. 7, Б–Н). В регионах с многоактной историей развития и высокой поздней

кайнозойской активностью, к которым относится и Западное Прибайкалье, составление такой схемы не является тривиальным, поскольку предполагает вычленение главных элементов разломного строения изучаемого участка земной коры из большого объема полученной структурной информации. Основой для такого анализа служат главные закономерности внутренней организации разломных зон земной коры, представленные в предыдущей статье в общем виде [Seminsky, 2014] и ниже – в применении к трещинной структуре разломов.

Строение разломной зоны характеризуется внутренней поперечной зональностью, являющейся следствием неравномерного во времени формирования дизъюнктива, который в своем развитии проходит три главные стадии – раннюю и позднюю дизъюнктивные, а также дизъюнктивную стадию полного разрушения. Процесс формирования такой зональности для небольшого разлома показан на обобщенном рис. 10. Разрывами 2-го порядка в данном случае являются трещины, образующие при скалывании парагенезис из трех примерно перпендикулярных систем. Две из них – главная и второстепенная – являются классической парой сопряженных разрывов, причем R -сколы характеризуются продольной, а R' -сколы – поперечной ориентировкой по отношению к оси зоны. Субпараллельное будущему сместителю (Y -тип) положение R -сколов, получающих преимущественное развитие в процессе скалывания, приводит к быстрой локализации деформации (рис. 10, Б). Таким образом, специфической особенностью формирования мелкого разлома является небольшая (по сравнению с более крупными дизъюнктивами) продолжительность поздней стадии (II), в течение которой развивающиеся на ранней стадии (I) опережающие трещины относительно быстро объединяются в магистральный сместитель, что свидетельствует о наступлении стадии полного разрушения (III).

В итоге имеет место существенное различие в поперечных размерах разломной зоны ранней и более поздних стадий разрывообразования (рис. 10, Б). Зона полностью сформировавшегося разлома представляет собой участок земной коры (рис. 10, А), состояние внутренней структуры которого по параметрам плотности и системности трещиноватости в своей основе соответствует ранней дизъюнктивной стадии. Лишь вблизи магистрального сместителя имеется сравнительно узкая полоса, в пределах которой породы подверглись интенсивному разрушению и дроблению на поздней дизъюнктивной стадии и стадии полного разрушения. Для более крупных разломных зон относительные поперечные размеры полосы разрывообразования, соответствующей стадиям II и III,

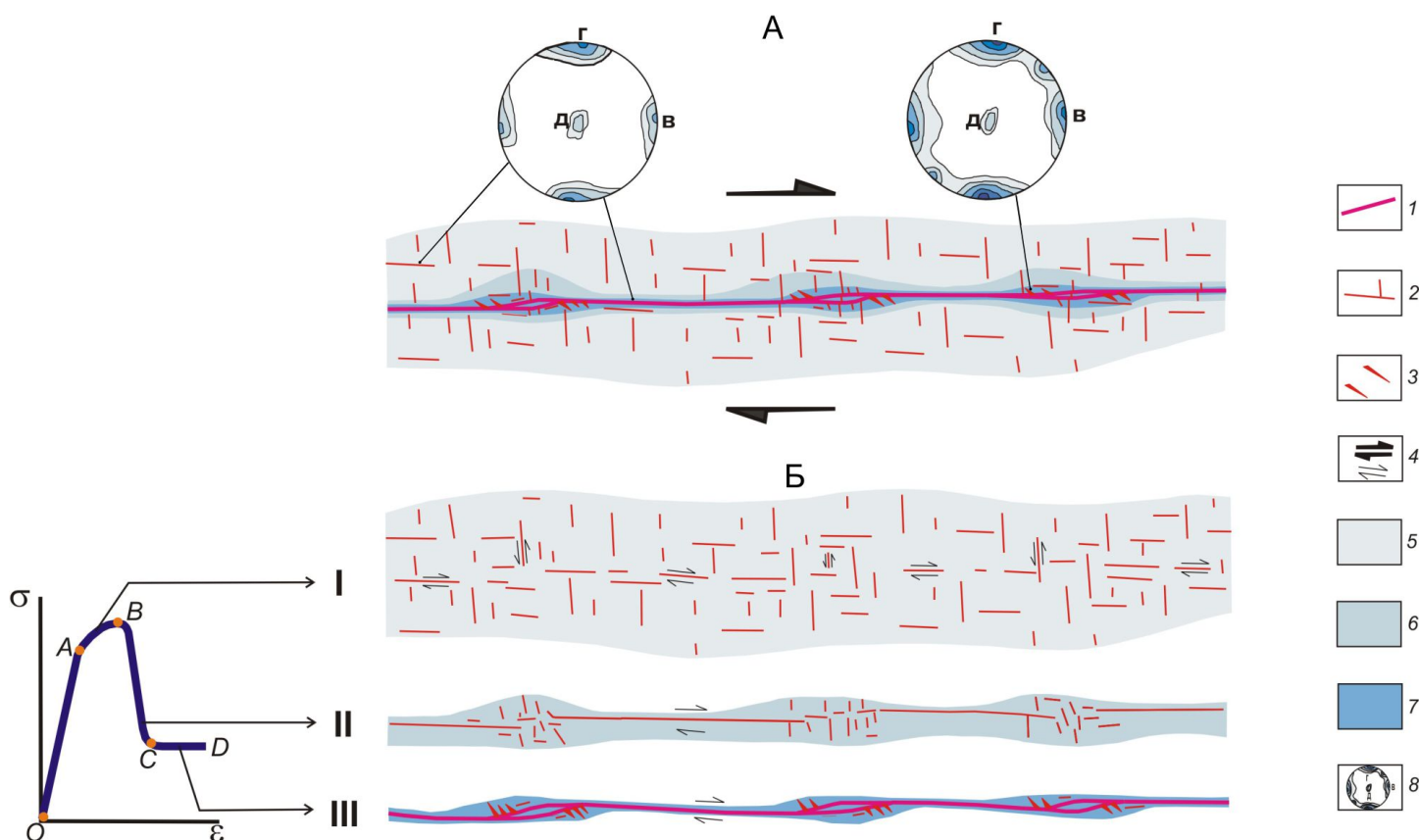


Рис. 10. Принципиальная схема трещинообразования в зоне мелкого разлома с правосдвиговым характером смещения крыльев [Seminsky, 2003].

А – внутренняя структура полностью сформировавшегося разлома со схематичными круговыми диаграммами, отражающими строение трещинных сетей на участках разломной зоны, развивающихся по-разному. Б – схемы активной трещинной структуры на стадиях упрочнения (I) и ослабления (II) деформируемого субстрата в разломной зоне, а также на стадии скольжения блоков по магистральному сместителю (III), каждой из которых соответствуют характерные участки кривой «нагрузка–деформация» ($\sigma = f(\epsilon)$). 1 – магистральный сместитель; 2 – опережающие трещины скола; 3 – опережающие трещины растяжения; 4 – характер смещения крыльев по разломной зоне в целом и составляющим ее трещинам скола; 5 – разломная зона на ранней стадии; 6 – то же на поздней стадии; 7 – то же на стадии полного разрушения; 8 – принципиальный вид круговых диаграмм, основу которых составляет парагенезис из трех примерно перпендикулярных систем трещин: главной (г), второстепенной (в) и дополнительной (д).

Fig. 10. Principal scheme of jointing in the zone of the small fault with the right-lateral displacement of the fault wings [Seminsky, 2003].

А – internal structure of the completely formed fault, and schematic circle diagrams showing joint systems in segments of the fault zone which differ in their development. Б – schemes of the active jointing system at stages of hardening (I) and weakening (II) of the deformed material in the fault zone, and at the stage when the blocks were sliding along the main fault plane (III); for each scheme, there is a corresponding segment of the stress-strain curve, $\sigma = f(\epsilon)$. 1 – main fault surface; 2 – lead shear fractures; 3 – feather joints of extension; 4 – mode of displacement of fault wings in the fault zone as a whole and along shear joints comprising the zone; 5 – fault zone in the early stage; 6 – late stage; 7 – complete destruction stage; 8 – principal circle diagrams that are based on the paragenesis of three almost perpendicular systems of joints: main (г), auxiliary (в), and additional (д) systems.

увеличиваются вследствие большей длительности процесса локализации деформации. Однако они и в этом случае существенно меньше полной ширины разломной зоны, определяемой внешними границами области разрывообразования на ранней стадии.

Особенностью процесса деструкции в тектонически активном регионе [Seminsky et al., 2013] явля-

ется превалирование по размерам участков, представляющих разломные зоны, над смежными сравнительно слабонарушенными блоками. Более того, при отсутствии возможности непрерывного изучения разрывной структуры на местности подавляющее большинство наблюдений проводится в пределах коренных выходов, нарушенных разрывами на ранней дизъюнктивной стадии формирования

разломной зоны. Как следствие, в полевой геологии подобные сети трещин относят к фону, а разломные зоны выделяют только в границах распространения структур, сформировавшихся на поздних стадиях (II и III). В практическом отношении такой подход оправдан, поскольку в осевых частях разломных зон трещинная сеть является аномальной по величине плотности (превышает средние значения), а в регионах с многоэтапной историей деформаций – и по количеству разрывных систем (становится хаотической). В противовес этому главным признаком отнесения к разломной зоне обширных площадей распространения пород, деформированных на ранней стадии развития, является сочетание трещинных систем (парагенезисов), генетически связанных с кинематикой перемещения крыльев.

Рассмотренные закономерности составляют основу интерпретации материалов спецкартирования, что может быть продемонстрировано на примере участка «Улирба» в Приольхонье. Эта территория, располагаясь между крупными Приморским и Морским разломами, нарушена системой разрывов более высокого порядка (см. рис. 1, Б), характеризующихся многоэтапной историей развития. Одним из них является Улирбинский разлом (см. рис. 1, В), который располагается в 300 м от участка спецкартирования и в позднекайнозойскую эпоху отличается сбросовым характером перемещения крыльев. Таким образом, для данного региона в полной мере справедливо положение о принадлежности практически любого локального объема горных пород к разломной зоне, прошедшей, по меньшей мере, раннюю стадию формирования. Результаты спецкартирования не только это подтверждают (см. рис. 7, Л–Н), но также свидетельствуют о том, что некоторые из изученных коренных выходов в разное время испытали на себе воздействие двух и даже всех трех выделенных для участка динамических обстановок регионального ранга. Внешний вид трещинной сети подобного типа представлен на фото (см. рис. 1, Ж).

Теперь необходимо, основываясь на полученных данных спецкартирования «немой» трещиноватости, установить главные особенности внутреннего строения выделенных зон. Для этого привлекаются результаты анализа количественных показателей трещинных сетей (см. рис. 2, Б), согласно которым на изучаемой площади выделено два интервала (пункты наблюдения № 5–7 и № 9–12), где трещиноватость характеризуется аномально высокой плотностью и хаотичностью. Сеть мелких разрывов в пункте № 14 также является хаотической, хотя величина плотности трещин не выходит за границу фона. Согласно описанным в начале раздела тектонофизическим представлениям о строении

разломных зон, состояние нарушенности пород на этих участках соответствует поздней дизъюнктивной стадии разломообразования. При этом, как будет показано ниже, данная стадия по большому счету могла иметь место только в обстановке сдвига, что и отмечено на рис. 7, М, более темным оттенком красного цвета.

В пределах участков интенсивной нарушенности, возникающих на заключительных стадиях разломообразования, должны иметь место трансрегиональные разрывы с элементами залегания, соответствующими магистральному сместителю зоны регионального ранга. Для сдвига это азимут простирания 240° (см. рис. 9, Б), сжатия – азимут падения 250° – 50° (рис. 9, В) и для растяжения – азимут падения 340° – 70° (см. рис. 9, Г). Для сдвига разломы с подобными элементами залегания выявлены в пунктах № 5, 6 и 11 (см. рис. 7, Е), т.е. на обоих крупных участках интенсивной нарушенности пород, что и показано для них традиционным знаком на рис. 7, М. На южном участке в пункте № 5 выявлен трансрегиональный взброс № 1 с элементами залегания 250° – 50° (см. рис. 7, В). Однако это лишь формально дает основание связывать данный участок с обстановкой сжатия, так как в смежном с севера коренном выходе № 6, тоже интенсивно нарушенном трещинами многочисленных систем, такая обстановка не зафиксирована. Кроме того, взброс № 1 был отнесен к трансрегиональному рангу лишь предположительно, поскольку в пределах зоны его влияния не зафиксирована вторая, сопряженная с главной, система разрывов (см. рис. 7, В).

В целом, согласно проведенному анализу, главной разломной структурой участка «Улирба» является зона северо-восточного левого сдвига (см. рис. 7, М, зона 1), так как соответствующие ей разрывные парагенезисы зафиксированы во всех пунктах наблюдения за исключением самого северного из изученных коренных выходов. На двух участках характер разрывообразования достиг поздней дизъюнктивной стадии развития, что соответствует зонам разломов в их традиционном понимании. В пределах южного участка предполагаемый сместитель должен иметь элементы залегания 330° – 85° , а в северном – 160° – 70° , причем, судя по ширине участков, последний является главным сместителем зоны левого сдвига, а первый – оперяющим его тектоническим нарушением. Разломные зоны 2 и 3 (см. рис. 7, Л), связанные с обстановкой сжатия в северо-восточном направлении, с большой долей достоверности можно считать сформированными на ранней стадии разломообразования. Их наиболее деформированные осевые части, видимо, располагаются за пределами полосовидного участка «Улирба», ориентировка которого не спо-

способствует полноценному изучению структур северо-западной ориентировки. Разломные зоны 4, 5 и 6 (см. рис. 7, Н), связанные с обстановкой растяжения в северо-западном направлении, также формально находятся на ранней дизъюнктивной стадии развития, хотя их благоприятная по отношению к профилю ориентировка предполагает и иную интерпретацию, базирующуюся на представленном в следующем разделе статьи анализе пространственно-временных взаимоотношений выявленных полей.

Таким образом, анализ расположения разноранговых и разновозрастных разломных зон в совокупности с данными о степени нарушенности и сложности трещинных сетей, проведенный на основе представлений тектонофизики о процессе разломообразования, позволил установить главные особенности внутреннего строения дизъюнктивов, нарушающих породный массив на участке «Улирба». Это дает возможность составить единую схему разломных структур изучаемой территории, которая является одним из основных результатов спецкартирования (см. рис. 7, О). Предваряя описание особенностей построения схемы, необходимо отметить, что состояние нарушенности всех изученных на участке спецкартирования коренных выходов соответствует ранней стадии разломообразования, поскольку каждый из них входил в зону влияния одного из региональных разломов, формирующихся в разное время под действием сжатия, растяжения или сдвига.

На интегральной схеме (см. рис. 7, О) разломы наиболее крупного – регионального – ранга показаны в виде зон, в границах которых степень зрелости внутренней структуры достигла поздней дизъюнктивной стадии развития. На участке «Улирба» это две зоны, объединяющие смежные пункты наблюдений с аномально высокой плотностью трещин, сеть которых классифицируется как хаотическая. В связи с тем, что процесс разломообразования в выделенных зонах мог достичь стадии полного разрушения, на схеме показываются предполагаемые положения магистральных сместителей. Их пространственное положение отмечено согласно элементам залегания разрывов локального ранга, реконструированных в тех пунктах, которые располагаются в пределах рассматриваемых интенсивно нарушенных участков. Пунктиры показаны в центре отрезков профиля, относящихся к соответствующим пунктам наблюдения (№ 6 и 11). Кроме того, на итоговую схему выносятся предполагаемое положение пяти выделенных разломных структур трансрегионального ранга. Единообразие подхода к построению схемы позволяет показать их лишь в виде предполагаемых сместителей, поскольку в данном масштабе картирования устано-

вить степень зрелости внутренней структуры для разломов данного ранга без привлечения априорной информации не представляется возможным.

В итоге обработки данных кроме масштабного ранга для каждой из разломных зон была установлена кинематика перемещений, соответствующая главному этапу формирования их внутренней структуры. Это позволило обратным ходом отразить их положение на рис. 7, Л, М, Н, дополнив пунктиры принятыми в структурной геологии навесными знаками. Таким образом, для участка «Улирба» получены схемы разломов, активных в обстановках сжатия, сдвига и растяжения земной коры, что является не менее важным результатом спецкартирования, чем интегральная схема (см. рис. 7, О).

После составления интегральной и поэтапных схем разломной структуры изучаемого участка производится их заверка и уточнение на основе привлечения информации, являющейся априорной по отношению к представленным выше результатам анализа «немой» трещиноватости. Прежде всего, это информация по геодинамике региона и геолого-структурные данные непосредственно по участку картирования, приведенные в разделе 2. По сравнению с обычными площадями, в данном случае априорные материалы отличаются содержательностью, так как результаты спецкартирования на участке «Улирба», выбранном с целью иллюстрации основных операций метода, должны быть проверяемы по основным позициям (положению крупных разломных сместителей, разновидностям главных динамических обстановок и др.).

Как видно из сопоставления рис. 7, А, О, две зоны тектонитов, выявленные до обработки данных по трещиноватости, пропорциональны по размерам и находятся в пределах разломных зон регионального ранга, выделенных при спецкартировании. Следовательно, кроме заверки присутствия региональных разломов априорные данные уточняют их поперечную зональность добавлением осевых участков проявления магистральных сместителей, свидетельствующих о том, что процесс разломообразования достиг стадии полного разрушения. Положение и элементы залегания сместителей, измеренных в обнажениях, с одной стороны, и определенных при обработке массовых замеров трещин – с другой, для разлома 1 совпадают, а для разлома 2 отличаются не более чем на 5°. Сдвиговый тип региональных разломов, определенный в результате спецкартирования, согласуется с априорной информацией об отсутствии контрастного рельефа в месте их локализации, а также с наличием нескольких субвертикальных трещин со штрихами скольжения горизонтальной ориентировки.

Штрихи скольжения по падению плоскостей,

зафиксированные для отдельных трещин, могли формироваться как при сдвиге в полях напряжений 2-го порядка, так и в региональных обстановках сжатия или растяжения, выявленных при анализе «немой» трещиноватости. В целом эти обстановки соответствуют трем главным этапам деформаций, известным для Западного Прибайкалья из работ предшественников. Северо-восточные сбросовые зоны регионального ранга (см. рис. 7, *Н*) могли образовываться при позднекайнозойском растяжении в направлении СЗ-ЮВ, северо-восточные левые сдвиги (см. рис. 7, *М*) – в раннекайнозойском сдвиговом поле напряжений, а северо-западные взбросы (см. рис. 7, *Л*) – как разломные структуры 2-го порядка (поперечные взбросы) при раннепалеокайнозойском сжатии в направлении СЗ-ЮВ. Таким образом, кроме заверки, априорная информация уточняет данные спецкартирования в плане соотношений выявленных для участка «Улирба» полей напряжений регионального ранга и обстановок, относящихся к наиболее низкому – геоструктурному рангу (см. рис. 3) в масштабах всего Западного Прибайкалья. Действительно, поля сдвига и растяжения, выявленные в ходе поэтапной обработки данных по трещиноватости на полосовидном участке длиной 120 м, полностью соответствуют обстановкам, имевшим место в истории тектонического развития такой крупной геоструктуры, как граница между блоками литосферы. Поле сжатия, реконструированное на участке «Улирба», входит в обстановку сжатия геоструктурного ранга во 2-м порядке и, таким образом, занимает промежуточное положение в иерархии.

Кроме априорной информации, рассмотренной выше и являющейся традиционной для исследования разломной структуры, на мысе Улирба были проведены целенаправленные геофизические исследования, которые позволяют через независимый показатель оценить степень нарушенности изучаемого участка земной коры. Таким показателем является удельное электрическое сопротивление (ρ_k), которое для горных пород в естественном залегании определяется количеством пор, пустот и трещин, заполненных влагой и мелкодисперсными продуктами разрушения, существенно снижающими значения ρ_k . Распределение удельного электрического сопротивления было получено в ходе реализации метода электротомографии (оборудование «Скала-48»), являющегося современной разновидностью вертикальных электрических зондирований [Multi-electrode electric survey station..., 2010]. Геоэлектрический разрез глубиной 40 м (рис. 11) составлен для профиля, южная часть которого располагается в 15 м и субпараллельно участку спецкартирования, а северная пересекает зону Улирбинского сброса (см. рис. 1, *В*).

На геоэлектрическом разрезе отчетливо видно неоднородное распределение удельного электрического сопротивления, которое меняется от первых тысяч Ом·м в слабонарушенном массиве до первых единиц Ом·м в зонах разломов. Зона Улирбинского сброса выделяется в поле ρ_k в виде аномалии, имеющей характерную лапполитоподобную форму. Ее поперечные размеры от глубины 40 м к поверхности увеличиваются не менее чем в два раза за счет разрыхления массива вследствие разгрузки напряжений и активного выветривания. Интенсивное разрушение является причиной характерной выраженности разломной зоны в виде широкого понижения в рельефе практически до уровня воды в оз. Байкал. Судя по рисунку изолиний, граница неоднородной по внутреннему строению нарушенной зоны, связанной с Улирбинским сбросом, на геоэлектрическом разрезе должна быть проведена по желтому полю (≈ 564 Ом·м), хотя не исключено, что и коричневые участки могут быть разломными.

В обоих случаях по степени нарушенности весь участок спецкартирования, если судить по геоэлектрическому разрезу (рис. 11), соответствует зоне разлома. В его пределах выделяются два участка наиболее интенсивно нарушенных пород, сопротивление которых уменьшается в два раза и более. По положению и размерам они соответствуют разломам 1 и 2, причем, если для первого из них детальность электротомографии (шаг между электродами – 5 м) не позволила выявить главный сместитель с глиной трения, то раздробленные и выветрелые тектониты во втором случае отчетливо выделяются широкой полосой с наиболее низким из установленных на разрезе электрических сопротивлений. Полоса имеет субвертикальное положение, что косвенно свидетельствует о сместителе сдвигового типа. Материалы более детальных электротомографических исследований по пяти коротким профилям вблизи участка спецкартирования (см. рис. 1, *Г*) подтвердили эти результаты.

Между разломной зоной, зафиксированной на участке спецкартирования, и зоной Улирбинского сброса располагается высокоомный блок, который вследствие слабой нарушенности пород занимает сравнительно высокое положение в рельефе (рис. 11). У поверхности его размеры существенно уступают ширине разломных зон. Однако уже на глубине 30–40 м картина нарушенности меняется на противоположную: массивные блоки доминируют по размерам над зонами их контактирования, характеризующимися интенсивным разрывообразованием и выветриванием.

Таким образом, материалы малоглубинной электротомографии полностью подтверждают результаты исследования разломной структуры с

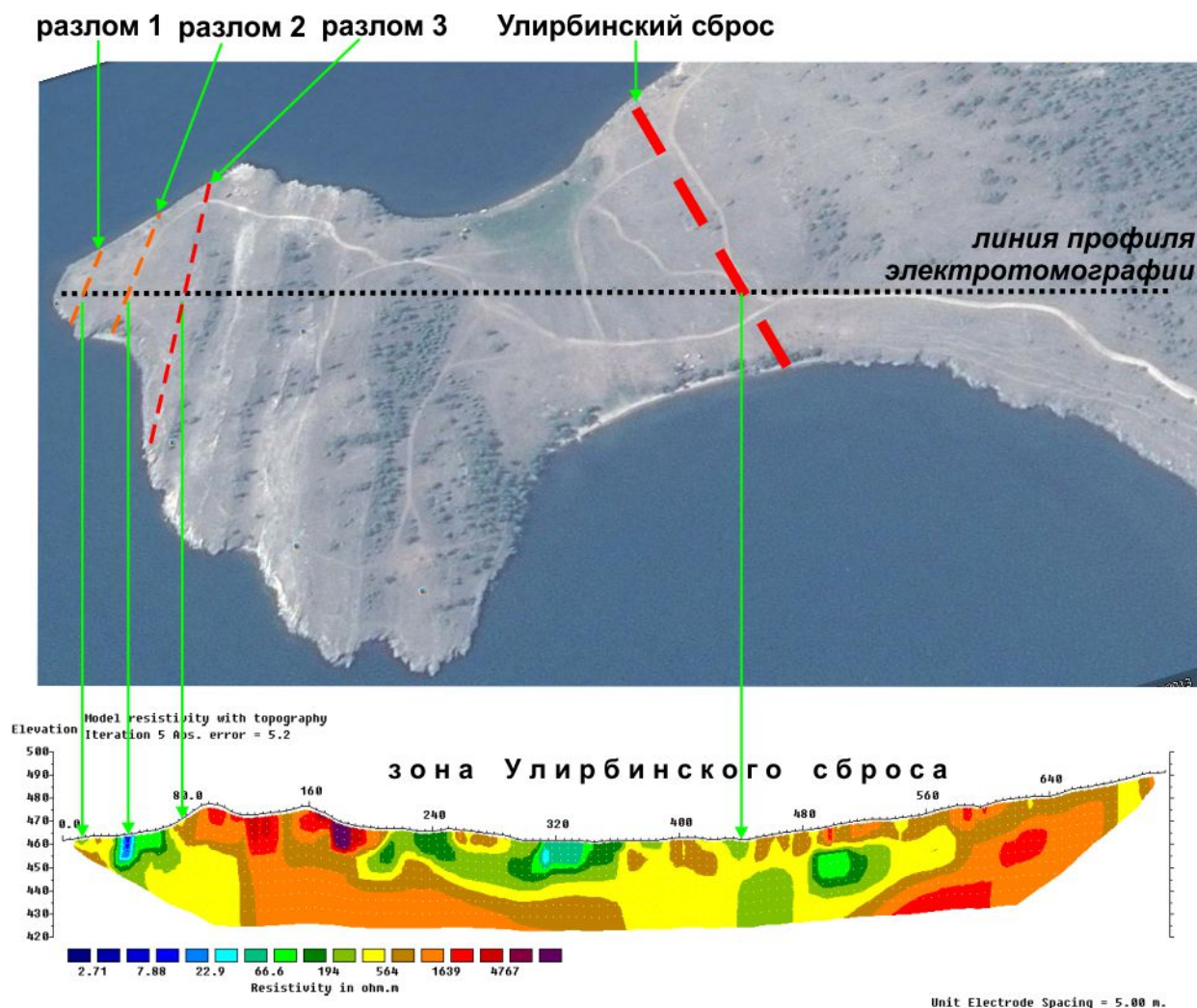


Рис. 11. Геоэлектрический разрез (внизу), построенный по данным электротомографии вдоль профиля, пересекающего разломы мыса Улирба в Приольхонье (вверху) (материалы Р.М. Зарипова).

Характеристики съемки: оборудование – многоэлектродная станция сопротивлений «Скала-48» [Multi-electrode electric survey station..., 2010]; схема расположения электродов – симметричная установка Шлюмберже; расстояние между электродами – 5 м; инверсия данных – в программном комплексе «Res2DInv» [Loke, 2010].

Fig. 11. The geoelectric profile (bottom) constructed from electrical resistivity tomography data along the profile across faults at the Ulirba cape in Priolkhonie (top) (data provided by P.M. Zaripov).

Survey information: equipment – multi-electrode electric survey station Skala-48 [Multi-electrode electric survey station..., 2010]; locations of electrodes – symmetric pattern by Schlumberger; spacing of electrodes – 5 m; data inversion software – Res2DInv [Loke, 2010].

поверхности. Участок спецкартирования «Улирба» принадлежит разломной зоне, субстрат которой оказался неравномерно дислоцированным в ходе сдвиговых перемещений. Выделяются два аномальных по степени нарушенности участка, которые ассоциируются с главным и второстепенным сместителями разломной зоны. Для первого из них установлена высокая степень дезинтеграции субстрата, которая стала причиной образования большого объема глинистой фракции и/или проникновения воды, т.е. появления факторов, обеспечивающих крайне низкие значения удельного

электрического сопротивления.

Материалы, представленные в данном разделе, завершают описание основных операций спецкартирования рассмотрением априорной информации, которая подтверждает и уточняет особенности разломного строения, установленные в ходе формализованных операций порангового анализа «немой» трещиноватости. Итогом картировочных работ является схема местоположения трансрегиональных и региональных разломных структур (см. рис. 7, 0), для главных из которых оконтурены границы зоны наиболее интенсивного проявления де-

струкции, формирующиеся на завершающих стадиях разломообразования. Кроме того, для участка исследований выделяются главные этапы деформации, и для каждого из них составляются схемы разрывной структуры (см. рис. 7, *Л–Н*). Содержание схем, кроме положения парагенетически связанных (т.е. активных) разломных сместителей, включает контуры зон распространения разрывных деформаций, соответствующих рассматриваемому этапу деформации. Для этапов, играющих главную роль в формировании разломной структуры участка картирования (см. рис. 7, *М*), кроме внешних границ проявления разрывов ранней стадии разломообразования, показан ключевой элемент внутренней поперечной зональности – участки наиболее высокой плотности разрывов, формирующиеся на завершающих стадиях разломообразования.

Полученные при спецкартировании материалы могут являться информативной основой для различного рода прикладных и фундаментальных исследований. Для этого необходимо провести их интерпретацию путем выявления временных и пространственных взаимоотношений закартированных разломных структур. В следующем разделе такой анализ сделан на примере участка «Улирба», имеющего сложную историю тектонического развития и в настоящее время принадлежащего к западному плечу сейсмоактивного Байкальского рифта.

3.3.2. Интерпретация пространственных и временных взаимоотношений закартированных разломных структур

В соответствии с полученными схемами (см. рис. 7, *Л–О*) массив горных пород на мысе Улирба по характеру и степени нарушенности разрывами принадлежит к разломной зоне, отдельные участки которой представляют разные стадии разломообразования – от ранней дизъюнктивной до стадии полного разрушения. Кроме широкого разнообразия трещинных систем, выделяется серия ортогонально располагающихся разломных сместителей трансрегионального и регионального ранга. Наиболее крупными являются два северо-восточных разлома (главный и второстепенный), сместители которых представлены «рыхлыми» тектонитами и сопровождаются широкими (6 и 27 м) полосами пород, интенсивно нарушенными разрывами на поздней стадии разломообразования. Эти разломы, а также включающая их 100-метровая зона парагенетически связанных более мелких разрывов и трещин сформировались в обстановке левого сдвига (см. рис. 7, *М*). Кроме нее для участка «Улирба» реконструированы еще два поля напряжений реги-

онального ранга – сжатия (см. рис. 7, *Л*) и растяжения (рис. 7, *Н*) в направлении СЗ–ЮВ – с соответствующим набором трансрегиональных и локальных разломов.

Восстановление истории формирования разломной структуры изучаемого участка земной коры, как главная задача интерпретации материалов спецкартирования, предполагает определение последовательности существования этих трех полей напряжений. Логично предположить, что сжатие происходило в раннем палеозое, сдвиг – в раннем кайнозое и растяжение – в позднем кайнозое, поскольку эти этапы тектогенеза, согласно данным предшественников, оставили наибольший след на территории всего Западного Прибайкалья. Пространственные взаимоотношения выделенных при спецкартировании разломных структур, хотя и косвенно, но независимым образом свидетельствуют о справедливости данной последовательности в деструкции горных пород на участке «Улирба». Так, одним из показателей глубинного уровня трещинообразования в породах, оказавшихся в настоящее время на поверхности, и, таким образом, относительного возраста процесса является величина угла скалывания. Результаты ее анализа на участке «Улирба» иллюстрируются в разделе 3.2.2 на примере пункта наблюдений № 8 и свидетельствуют о том, что поля сжатия и сдвига (удвоенный угол скалывания – тупой) являются более древними по сравнению с полем растяжения (удвоенный угол скалывания – острый).

Еще один косвенный признак возрастных взаимоотношений рассматриваемых динамических обстановок может быть получен в результате анализа площадей их распространения на участке спецкартирования. Из сопоставления рис. 7, *Л, М*, видно, что на участках интенсивного проявления сдвиговых перемещений по разломам 1 и 2 (пункты наблюдения № 6 и 11) отсутствуют разрывные парагенезисы, связанные с обстановкой сжатия. Подобная закономерность была отмечена ранее А.В. Черемных [Cheremnykh, 2010] на основе анализа геолого-структурных данных по нескольким участкам детальных исследований разломных зон Приольхонья. Это позволило сделать вывод об относительно древнем возрасте поля сжатия, результаты проявления которого не обнаруживаются в осевых частях сдвиговых разломных зон, как местах наиболее интенсивного проявления деформаций следующего тектонического этапа. Простая активизация надвиговых и взбросовых разломных структур в режиме сдвига вряд ли возможна ввиду существенного несовпадения в ориентации разломных поверхностей. Для наиболее молодой динамической обстановки (см. рис. 7, *Н*) отмечается приуроченность широкого участка растяжения к

зоне разлома № 1, а также тектонического нарушения, главный сместитель которого, вероятно, располагается за северной границей участка исследований и отчетливо выражен уступом в рельефе.

В свете установленных закономерностей истории формирования разломной структуры участка «Улирба» может быть представлена следующим образом. В раннепалеозойскую эпоху сжатия земной коры региона в направлении СЗ-ЮВ породный массив, обнажающийся в настоящее время на мысе Улирба, принадлежал к зоне взброса северо-западной ориентации, формирующейся во 2-м порядке по отношению к северо-восточным взбросам и надвигам. Он находился на ее периферии, где формирование разрывной сети соответствовало ранней стадии разломообразования и выражалось в возникновении разломных структур трансрегионального ранга, а также парагенетически связанной с ними тектонической трещиноватости.

Следующий этап интенсивной деструкции породного массива на мысе Улирба происходил в обстановке сдвига с субмеридиональным положением оси сжатия и субширотным – оси растяжения (см. рис. 7, М). Он имел место в раннем кайнозое и был главным для рассматриваемого участка, так как в это время здесь формируется зона интенсивного сдвигообразования. Процесс достиг стадии полного разрушения, когда локализация деформации привела к образованию на поверхности двух северо-восточных левых сдвигов, которые на глубине, по всей вероятности, образуют единый разломный сместитель. Разрывы и трещины предшествовавшего этапа деформации на участках интенсивного сдвижения были подчинены формированию более крупных разломов, но на удалении от них сохранились в первоначальном виде.

Позднекайнозойский этап растяжения земной коры в направлении СЗ-ЮВ относительно слабо затронул породы участка исследований, так как напряжения в существенной степени снимались за счет вертикальных подвижек в зонах смежных более крупных сбросов (см. рис. 1). Одним из них из них является Улирбинский разлом, а другим – сброс, скрытый водами оз. Байкал на юго-востоке. Более мелкая сбросовая структура – разлом 3 (см. рис. 1, Г; рис. 11) – формирует уступ в рельефе за северной границей изучаемой площади, проявляясь в пределах последней только в пункте № 14 (зона 4 на рис. 7, Н). Разлом 2 не был активизирован в данной динамической обстановке, в отличие от разлома 1, к которому приурочен наиболее широкий участок растяжения. Можно предположить, что плоскость раннекайнозойского левого сдвига в этот этап деформации активизировалась как сброс. Северное крыло было смещено по падению и деформировано в условиях растяжения с образовани-

ем системы небольших разнонаправленных нарушений, среди которых выделяется трансрегиональный противосброс с углом падения 30°. Обособленно обстановка растяжения была реконструирована в пунктах № 3 и 1, хотя в последнем случае можно предполагать ее распространение за границы участка спецкартирования, где имеет место скрытый под водой сбросовый сместитель.

Участок «Улирба», по сути, представляет профиль из 14 пунктов наблюдения. Информативность картирования возрастет при наличии серии субпараллельных профилей. Однако она, скорее всего, будет касаться повышения значимости тех разломных зон, которые занимают по отношению к ним продольное положение. При этом основные выводы по закономерностям формирования разломов района останутся неизменными.

В целом представленная интерпретация пространственных и временных взаимоотношений разломных структур, выявленных при спецкартировании на участке «Улирба», не противоречит известной для Западного Прибайкалья этапности тектонического развития. При этом она объясняет происхождение основных трещинных систем, измеренных в пунктах наблюдения. Для структур разломного ранга установлены границы зон влияния в трещиноватости, а для наиболее крупных дизъюнктивов – элементы внутренней зональности, обусловленные пространственно-временной неравномерностью процесса разломообразования. Подобные знания по разломной тектонике в совокупности с графическими материалами спецкартирования обуславливают широкие перспективы применения метода для решения общегеодинатических и прикладных задач даже в слабообнаженных регионах.

4. ПЕРСПЕКТИВЫ И ОСОБЕННОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ СПЕЦКАРТИРОВАНИЯ

Проведение спецкартирования в объеме рассмотренных в статье операций подготовительного этапа, этапа обработки и этапа интерпретации позволяет получить информацию обо всех аспектах разломной структуры изучаемой площади. Определяются геометрические характеристики разрывной сети через картирование пространственного положения и размеров отдельных разломов. Оценивается их иерархическая соподчиненность путем объективного деления на ранги и порядки, устанавливаются основные элементы внутренней зональности. Для каждого разрыва определяется морфогенетический тип, а для их совокупностей – динамическая обстановка возникновения и активизации с выходом на отдельные этапы. Наконец,

через оценку относительного возраста разнотипных парагенезисов разломов устанавливается история формирования разломной структуры изучаемой территории.

Преимуществом и отличительной особенностью спецкартирования является то, что эта информация о разломной структуре по большому счету – результат исследования повсеместно распространенной трещиноватости без видимых признаков смещений и, таким образом, установлена по косвенным признакам. В то же время точность оценок, полученных по многим из перечисленных выше пунктов, зависит от количества и качества априорной информации о разломной структуре, т.е. сведений непосредственно о разломах изучаемой территории. Такая информация в минимальном количестве присутствует всегда, а в некоторых регионах может обеспечить получение большей части необходимых сведений без изучения трещиноватости, т.е. применения операций спецкартирования.

Таким образом, объем спецкартирования в конкретных ситуациях определяется задачами исследования тектонической структуры, а также качеством и количеством информации о разломах, которая имеется или может быть получена без применения времяземных массовых измерений и специфической обработки «немой» трещиноватости. Как следствие, в ситуациях с ярко выраженной тектоникой ее ординарное исследование должно опираться на традиционные геолого-структурные методы, а приемы спецкартирования могут привлекаться в качестве дополнительных способов анализа, целью которых является получение информации по отдельным элементам строения или формирования разломной сети (установление внутренней зональности дизъюнктивов, иерархии динамических обстановок их формирования и др.). Напротив, при минимуме прямых наблюдений за разломами, характерном для слабообнаженных территорий или применения специфических видов исследования (например, бурение скважин), операции спецкартирования при широко поставленных структурных задачах должны осуществляться в полном объеме. Следует отметить, что рассмотренный в статье район Западного Прибайкалья отражает только одну из тектонических обстановок, тогда как в других структурных ситуациях интерпретация данных спецкартирования должна проводиться с учетом вкладов первичной трещиноватости, складчатых разрывов и пр.

Доминирование обстановок с недостаточной обнаженностью горных пород и возрастающие требования к глубине получаемой структурной информации, с одной стороны, а также интенсивное развитие методов автоматизированного сбора и обработки статистической информации, – с дру-

гой, выдвигают спецкартирование в разряд современных методов исследования разломной структуры земной коры. Его перспективы в плане решения традиционных задач, связанных с разломной тектоникой, не требуют отдельного рассмотрения. Важно отметить только те аспекты, которые обусловлены его спецификой, позволяющей получать оригинальные данные для решения серии теоретических и прикладных задач. Эта специфика определяется, во-первых, разновидностью исходного для анализа объекта (т.е. трещиноватостью) и, во-вторых, тектонофизическим подходом к его исследованию, базой которого являются закономерности неравномерного в пространстве и времени процесса разломообразования.

Как следствие, главное достоинство спецкартирования – высокий уровень детальности исследования разрывной структуры, позволяющий определять происхождение ее элементов вплоть до отдельных трещинных систем. Достаточно отметить, что эталонные парагенезисы трещинных систем, используемые при спецкартировании в виде трафаретов, по сути, представляют модель приразломной сети трещин, обобщенную для доминирующих в верхней части коры условий деформации. Информация о строении и генезисе трещинной сети – исходное звено для построения частных моделей разрывной структуры отдельных участков земной коры, востребованных во многих видах прикладных и теоретических исследований. В нашей стране это направление интенсивно развивалось в 60–70-х годах прошлого века [Smekhov, 1961; Knorring, 1969; Rats, Chernyshev, 1970; Chernyshev, 1983], имея своей целью оценку свойств дислоцированных пород (прочность, проницаемость) на основе тестирования моделей, составленных по известным параметрам разрывной сети. За рубежом подобные работы стали особенно активно проводиться в связи с необходимостью оценки проницаемости трещиноватых коллекторов и расширением возможностей анализа численных моделей нарушенной среды на современных компьютерах [Oliver, 2001; Matthaii, 2003; Wibberley et al., 2008; Agosta et al., 2010a; и мн. др.].

Вторым достоинством спецкартирования является возможность получить качественно новую информацию о внутреннем строении разломных зон. Трехстадийное, с позиций тектонофизики, формирование дизъюнктивов обеспечивает (при полном цикле развития) их поперечно-зональное строение, отраженное в обобщенном виде на рис. 12, Б. От периферии к центру происходит последовательная смена участков зоны, сформировавшихся на ранней дизъюнктивной стадии (подзона III), поздней дизъюнктивной стадии (подзона II) и стадии полного разрушения (подзона I).

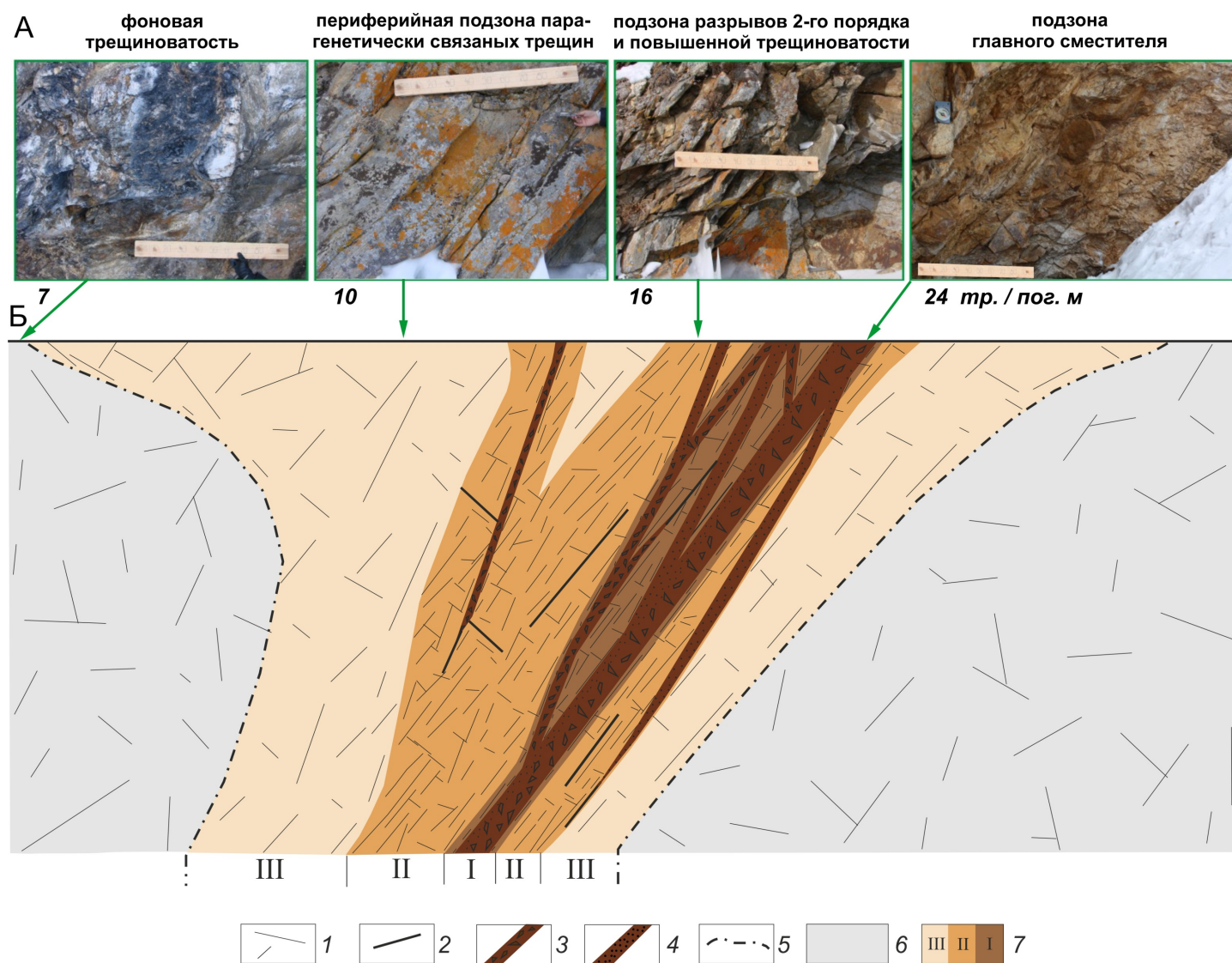


Рис. 12. Принципиальная модель внутреннего строения разломной зоны в разрезе.

А – фотографии, иллюстрирующие характерные состояния трещинных сетей вблизи разломного сместителя, нарушающего породный массив на одном из участков Приольхонья (масштабная линейка имеет длину 1 м, для которой получены плотности трещин, приведенные под каждой фотографией). Б – модель поперечной зональности разлома, прошедшего в своем развитии все три стадии разрывообразования. 1 – трещиноватость; 2 – крупные трещины; 3 – сместитель, заполненный брекчией дробления; 4 – сместитель, заполненный глинкой трения; 5 – внешняя граница разломной зоны; 6 – слабонарушенный породный массив; 7 – главные элементы внутреннего строения разломной зоны, сформировавшиеся на разных стадиях разрывообразования: III – периферийная подзона парагенетически связанных трещин, II – подзона разрывов 2-го порядка и повышенной трещиноватости, I – подзона главного сместителя.

Fig. 12. The model showing the profile view of the fault zone's internal structure.

А – photos of the typical state of joint networks near the fault plane that disturbs the rock massif in Priolkhonie (with reference to the one-meter plotting scale, densities of joints are determined and shown under each photo). Б – transverse fault zonation model (the fault has developed through all the three stages of fracturing). 1 – jointing; 2 – large joints; 3 – fault place filled in with crush breccias; 4 – fault place filled in with gouge; 5 – external boundary of the fault zone; 6 – rock massif with insignificant disturbance; 7 – main elements of the internal structure of the fault zone which developed at different stages of fracturing: III – peripheral sub-zone of paragenetically related joints, II – sub-zone of fractures of the 2nd order and higher jointing, I – sub-zone of the main fault surface.

При традиционных структурно-геологических исследованиях у разлома обычно выделяют два элемента внутреннего строения под названиями «зона сместителя» и «зона разлома», которым в зарубежной терминологии отвечают понятия «fault core» и

«damage zone». Эти элементы, как правило, соответствуют участкам I и II в зональности, представленной на рис. 12, Б. Подзона III больше по ширине и обычно относится к фоновой трещиноватости, так как по плотности трещин она не так резко кон-

трастирует с фоновой трещиноватостью, как это характерно для ее границы с подзоной II. Отличием подзоны III от смежных участков вмещающего массива («host rock») является не столько интенсивность распространения трещин, сколько набор разрывных систем, закономерно связанный с характером подвижек по разлому. На рис. 12, А, в качестве иллюстрации рассматриваемой зональности приводятся фотографии трещинных сетей у одного из разломов Приольхонья (Западное Прибайкалье). Плотности трещин (D), зафиксированные в представленных обнажениях, соответствуют для многих изученных в данном регионе разломов тем пределам, которые отделяют в распределении параметра D участок с фоновой трещиноватостью от подзоны III (10 тр./пог.м), подзону III от подзоны II (16 тр./пог.м), подзону II от подзоны I (24 тр./пог.м).

В регионах, подобных Приольхонью по многоэтапности и степени тектонической активности, участки с истинной фоновой трещиноватостью не имеют подавляющего распространения. Подзоны III, принадлежащие к смежным, часто разновозрастным разломам, сближены в пространстве, а зачастую и вовсе перекрываются, создавая «псевдофон» для разломов, во внутреннем строении которых остаются лишь две наиболее нарушенные подзоны (II и I). Роль этих зон в нарушенности породного массива, безусловно, является ключевой. Однако для многих сопутствующих разломообразованию процессов (например, миграция воды, гидротермальных флюидов, дегазация и др.) знание полных размеров и особенностей внутреннего строения разломной зоны имеет принципиальное значение. В этом плане результаты спецкартирования дают наиболее полную информацию, открывая новые возможности для анализа взаимоотношений разломной структуры и проявлений сопутствующих процессов, важных в практическом отношении.

Еще одним специфическим результатом спецкартирования является деление разломов (и, соответственно, динамических обстановок их формирования) на ранги, в основе которого лежат не традиционные количественные оценки, а качественные критерии в системе взаимоотношений порядков разрывных структур. Согласно тектонофизическим представлениям, разрыв 1-го порядка формируется посредством эволюции разрывов 2-го порядка, что позволяет путем парагенетического анализа переходить от сравнительно мелких нарушений к более крупным, от них – к еще более крупным, последовательно выделяя все ранги разрывов – от трещин до крупных региональных разломов. Операции переходов в рамках спецкартирования формализованы, что позволяет получать

единообразные шкалы рангов для различных структурных обстановок, т.е. сопоставлять регионы по важному дополнительному признаку. Результат подобных исследований по мере накопления фактического материала может в будущем если не составить альтернативу традиционным способам выделения рангов разломов по их размерам, то существенно дополнить подобные оценки независимой информацией.

Принимая во внимание отмеченные особенности спецкартирования, можно предполагать некоторые области, в которых применение метода может быть наиболее эффективным. При теоретических исследованиях результаты спецкартирования позволят продвинуться в выявлении общих закономерностей делимости земной коры, так как они в качестве границ блоков, кроме явных разломных сместителей, фиксируют зоны проявления парагенетически связанных разрывов. Картина делимости получает полную завершенность и может быть представлена в виде численных и физических моделей для дальнейшего тестирования. Особое значение для таких моделей представляет реализованное в методе деление разломов на ранги, открывающие новые перспективы для установления иерархических уровней процесса деструкции и закономерностей их активизации в различных тектонических режимах.

Еще одной теоретической областью, для которой особую значимость имеют материалы спецкартирования, является исследование собственно процесса разломообразования, так как получаемая информация позволяет полноценно изучить все его стадии, включая и раннюю, предшествующую интенсивной локализации деформации. В этом плане открывается возможность более полного сопоставления закономерностей разрывообразования, выявленных при исследовании деструкции в физических моделях, с деформационным состоянием пород в разломных зонах земной коры, выделяя их индивидуальные особенности, как следствие влияния первичных структурно-вещественных неоднородностей или специфики неравномерного воздействия эндогенных сил. В целом, результаты спецкартирования упрощают применение законов механики разрушения к интерпретации сложной картины природных деформаций, что способствует выявлению наиболее общих закономерностей их развития в пространстве и времени.

В области прикладных исследований спецкартирование может найти самое широкое применение через внедрение его операций в собственно геологическую съемку. В настоящее время эта съемка, по сути, является картированием вещественных комплексов, которые существенно более доступны для полевого изучения, чем традиционно

документируемые тектонические структуры (разломы, складки и др.). Поскольку объекты спецкартирования – трещины, как собственно и горные породы, встречаются в каждом коренном выходе, целесообразно проводить их массовый замер в каждом пункте геологической съемки. Это при наличии электронных средств для полевых измерений, а также трафаретов для камеральной обработки не осложнит в существенной степени производство работ. Однако будет получена возможность анализировать совместно данные по веществу и структуре, сопоставимые по объему и значимости. Две составляющие единого по своей природе объекта будут анализироваться вместе и в одном масштабе съемки. Это не только ликвидирует существующий «конфликт» между структурными и вещественными исследованиями, а, наоборот, объединит их в единое целое, что явится фундаментом качественно нового знания о природе того или иного участка земной коры. Материалы съемочных работ в этом случае будут прочной основой для любого типа геологических и негеологических исследований.

Прикладные области, для которых материалы спецкартирования имеют наиболее важное значение, прежде всего, связаны с месторождениями полезных ископаемых. Тектонофизика трещин зарождалась трудами В.М. Крейтера [Kreiter, 1956], Ф.И. Вольфсона и Л.И. Лукина [Volfson, Lukin, 1960], А.В. Королева и П.А. Шехтмана [Korolev, Shekhtman, 1954] и многих других при изучении рудных месторождений. Методики картирования трещиноватости создавались в процессе изучения месторождений нефти и газа [Smekhov, 1961, 1969]. Активизация исследований трещин, наблюдающаяся с начала века за рубежом [Cello et al., 2000; Schulz, Evans, 2000; Billi et al., 2003; Agosta et al., 2010b; Caine et al., 2010; Guerriero et al., 2010; и др.], также в существенной мере определяется необходимостью оценки емкости коллекторов, вмещающих углеводороды. Таким образом, применение спецкартирования, базирующегося на изучении повсеместно распространенной трещиноватости, наиболее перспективно при поисках и разведке месторождений разнотипных полезных ископаемых, причем эффективность этих работ напрямую связана с высокой детальностью и качеством отражения состояния разрывной структуры изучаемых объектов.

Еще одной прикладной областью, для которой материалы спецкартирования могут иметь принципиальное значение, является гидрогеология. Увеличение объема информации о нарушенности земной коры разрывами позволит при составлении гидрогеологических карт более полно оценить роль структурного фактора в состоянии подземной гидросферы. В частности, выделение периферий-

ных подзон парагенетически связанных трещин существенно расширяет зоны влияния межблоковых границ, что необходимо учитывать при исследовании закономерностей динамики подземных вод. Более того, в тектонически активных регионах, где роль разломных зон в строении верхней коры является определяющей, имеет смысл в качестве структурной основы гидрогеологических карт использовать схемы спецкартирования, наиболее полно отражающие степень нарушенности горных пород [Seminsky, Tugarina, 2011]. Аналогичные построения могут проводиться при оценке распределения почвенных газов, имеющей применение в практике. Прежде всего это касается радона, концентрации которого в разы увеличиваются в зонах влияния активных разломов [Seminsky et al., 2014].

Наконец, материалы спецкартирования могут быть основой для инженерно-геологических исследований, связанных со строительством зданий и сооружений, проходкой открытых и подземных горных выработок, оценкой герметичности природных хранилищ для отходов и радиоактивного сырья, т.е. там, где требуется оценка степени нарушенности породного массива во избежание аварийных ситуаций. Исследование трещиноватости с позиций тектонофизического подхода может использоваться на разных стадиях изыскательского процесса и в различных объемах в зависимости от конкретных производственных задач. В большинстве случаев наиболее востребованными результатами спецкартирования являются схемы разломов с отражением зональности внутреннего строения, а также данные о геометрии трещинных сетей – в качестве основы для создания численных моделей, используемых для тестирования на прочность, деформируемость, проницаемость и другие инженерно-геологические показатели.

В заключение следует подчеркнуть, что перспективы спецкартирования определяются многоцелевым характером этого парагенетического метода, отдельные операции которого могут использоваться самостоятельно для решения частных или более общих вопросов, связанных с разломной структурой земной коры. Материалом для анализа служат разные по объему совокупности массовых замеров трещин, но достоверность полученного результата возрастает с увеличением статистики наблюдений. Операции спецкартирования в достаточной степени формализованы и могут осуществляться специалистом с обычной геологической квалификацией. Получаемые результаты легко представляются в количественной форме (карты распределения плотности трещин, интенсивности однотипных троек систем трещин, степени сложности трещинной сети и др.) и в этом виде могут сопоставляться с распределениями параметров

любого типа (геофизические, геохимические и пр.). Все это в совокупности характеризует спецкартирование как эффективный метод, дополняющий возможности структурных исследований земной коры.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье на примере участка «Улирба» в Приольхонье (Западное Прибайкалье) подробно рассмотрено содержание работ по спецкартированию разломной структуры на основе парагенетического анализа повсеместно распространенной трещиноватости. В кратком виде этапы и основные операции метода состоят в следующем.

I. Подготовительный этап

- I.1. Анализ материалов предшественников о региональной тектонической обстановке и выбор участка спецкартирования (см. рис. 1, А–Г).
- I.2. Создание на изучаемом участке сети пунктов наблюдения (см. рис. 2, А), в каждом из которых проведен массовый замер трещин, а также собрана и проанализирована геолого-структурная информация о горных породах коренного выхода (см. рис. 2, А), общем состоянии сети разрывов (см. рис. 1, Д–З), их плотности (см. рис. 2, Б) и структурах надтрещинного уровня (зонах дробления, повышенной трещиноватости, разрывах со смещениями, штрихами скольжения и др.) (см. рис. 1, Е, З; рис. 2, А; рис. 3).

II. Этап обработки

- II.1. Построение диаграмм и выделение простых парагенезисов трещин.
 - II.1.1. Построение и общий анализ круговых диаграмм трещиноватости, результатом которого является выделение систем трещин и установление направлений разбросов их полюсов (см. рис. 4, А).
 - II.1.2. Оценка по диаграммам степени сложности разрывных сетей с выносом этой информации на местность (см. рис. 2, В), привлечение к площадному анализу данных о плотности трещин (см. рис. 2, Б) и оконтуривание зон наиболее интенсивной деструкции породного массива, которые отличаются трещиноватостью, хаотической по строению и/или аномальной по степени нарушенности (см. рис. 2).
 - II.1.3. Выявление по круговым диаграммам троек примерно перпендикулярных систем трещин (см. табл. 1) и других простых парагенезисов (пояса, конусы и пр.) с определением для каждого из них динамической обстановки

формирования, соответствующей переходному (от трещин к разломам) транслокальному рангу (см. рис. 3).

II.2. Выявление разломных зон локального ранга.

- II.2.1. Подбор на базе выделенных ранее тройственных парагенезисов трещин круговых диаграмм-трафаретов (эталонный набор полюсов систем трещин), их сопоставление с диаграммой трещиноватости (см. рис. 4, Б–В; Е–З; Л–Н) и в итоге – получение решения о типе и ориентировке разломной зоны локального ранга (см. рис. 4, Г), в которой формировалась та или иная совокупность трещинных систем в пункте наблюдения (см. рис. 3; рис. 4; рис. 5; рис. 7, Б).

- II.2.2. Анализ полученных для одного коренного выхода локальных решений на предмет относительного возраста и представленности разными тройственными парагенезисами (см. рис. 4, Д, К, Л) на базе сопоставления установленных для них ранее динамических обстановок формирования (по разбросам полюсов трещин), величин удвоенного угла скалывания, а также привлечения априорной информации о смещении маркеров, штрихах скольжения и пр.

II.3. Выявление разломных зон трансрегионального ранга.

- II.3.1. Построение круговой диаграммы полюсов разломов локального ранга, выявленных на участке спецкартирования, и выделение их систем, согласно сходству элементов залегания и типа подвижек (см. рис. 8).
- II.3.2. Выделение по круговой диаграмме (см. рис. 8, Б) пар сопряженных систем локальных разломов с последующим определением для каждой из них динамической обстановки формирования (см. табл. 2), соответствующей переходному (от локальных разломов к региональным) трансрегиональному рангу (рис. 3).
- II.3.3. Составление для каждой из выявленных обстановок и не образующих сопряженные пары систем локальных разломов отдельных схем встречаемости на местности, а также их последующий анализ, позволяющий в случае проявления членов однотипного парагенезиса в смежных пунктах наблюдения закартировать на изучаемой площади разломные зоны (или их фрагменты) трансрегионального ранга (см. рис. 7, В–К).

II.4. Выявление разломных зон регионального ранга.

- II.4.1. Подбор на базе выделенных ранее сопряженных пар диаграмм-трафаретов, представляющих эталонные наборы полюсов разломов,

их сопоставление с круговой диаграммой систем локальных разломов (см. рис. 9, Б–Г) и в итоге – получение решения о типе и ориентировке разломной зоны регионального ранга, в которой на отдельных этапах тектогенеза формировалась та или иная совокупность разломных систем на участке спецкартирования (см. рис. 3; рис. 9, Д–Ж).

II.4.2. Составление для каждого из полученных решений отдельных поэтапных схем встречаемости (на базе схем трансрегионального уровня), а также их последующий анализ, позволяющий в случае проявления членов однотипного парагенезиса в смежных пунктах наблюдения закартировать на изучаемой площади разломные зоны (или их фрагменты) регионального ранга (см. рис. 7, Л–Н).

III. Этап интерпретации

III.1. Анализ схем регионального уровня с привлечением ранее полученной информации о положении участков с аномальной (по степени хаотичности и плотности) трещиноватостью (см. рис. 2) и выявление для главных разломных зон изучаемой площади основных элементов внутреннего строения: периферийной подзоны, подзоны разрывов 2-го порядка и, если установлена, подзоны главного сместителя (см. рис. 7, Л–Н).

III.2. Составление для участка спецкартирования итоговой схемы, на которой отражается положение и типы всех выделенных ранее разломных зон трансрегионального и регионального ранга с установленными особенностями внутреннего строения (см. рис. 7, О).

III.3. Реконструкция истории поэтапного формирования разрывной сети на участке спецкартирования в соподчинении к наиболее крупным элементам геоструктурного ранга на базе комплексной интерпретации итоговой и поэтапных схем разломных зон с привлечением априорной информации об отдельных сместителях и главных этапах тектогенеза в регионе (см. рис. 1, 2, 11), а также оценок относительного возраста обстановок разрывообразования, полученных ранее при анализе удвоенного угла скалывания, пространственной распространенности разнотипных парагенезисов и др. (см. рис. 3).

Содержание спецкартирования, данное выше в виде краткого описания последовательных этапов и формализованных операций, в совокупности с теоретическими положениями и принципами, опубликованными в предыдущей статье [Seminsky,

2014], представляет метод во всех его компонентах. Он позволяет, используя информацию о «немой» трещиноватости и формализованные операции обработки, провести детальное картирование разломной структуры региона с выделением тектонических нарушений, границ зон их влияния и особенностей поперечной зональности, а также установить иерархию динамических обстановок разломообразования и этапность формирования разрывной структуры. Наличие априорной информации (прямые признаки присутствия разломных сместителей, данные о их кинематике, возрасте подвижек и др.) дает возможность заверить и уточнить полученные результаты, а также сократить объемы спецкартирования. Более того, некоторые операции метода могут проводиться отдельно, в дополнение к традиционной структурной съемке, когда в задачи конкретного исследования входит детальная расшифровка происхождения разрывных сетей.

Перечисленные возможности спецкартирования открывают перед методом широкие перспективы для решения теоретических задач, связанных с исследованием зонно-блоковой делимости земной коры и закономерностей пространственно-временного развития ее главных элементов – разломных зон. Областями практического применения являются геологическая съемка, а также рудная геология, инженерно-геологические изыскания и гидрогеология, в рамках которых особое значение имеет детальность картирования разломных зон, контролирующих многие важные в прикладном отношении сопутствующие процессы.

С наибольшей эффективностью спецкартирование может применяться в тектонически активных участках земной коры с многоэтапной историей развития разрывной структуры, так как именно для регионов интенсивного разломообразования разрабатывался и тестировался метод. Возможности метода при исследовании структуры земной коры в районах с доминирующим развитием первичной или планетарной трещиноватости должны исследоваться в процессе будущих целенаправленных работ. В целом опыт спецкартирования в регионах с различными режимами развития позволит отработать для каждого из них конкретные виды и способы реализации, что и представляет задачу дальнейших методических исследований.

Автор благодарен профессору С.И. Шерману и ведущему инженеру Ю.П. Бурзуновой за творческое обсуждение отдельных положений статьи, а также сотрудникам лаборатории тектонофизики, использовавшим в своих работах метод спецкартирования и тем самым способствовавшим его развитию и продвижению в практике структурного анализа.

6. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Agosta F., Alessandroni M., Antonellini M., Tondi E., Giorgioni M., 2010a. From fractures to flow: A field-based quantitative analysis of an outcropping carbonate reservoir. *Tectonophysics* 490 (3–4), 197–213. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2010.05.005>.
- Agosta F., Alessandroni M., Tondi E., Aydin A., 2010b. Oblique normal faulting along the northern edge of the Majella Anticline, Central Italy: Inferences on hydrocarbon migration and accumulation. *Journal of Structural Geology* 32 (9), 1317–1333. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2010.10.007>.
- Aleksandrov V.K., 1990. Thrust and Overthrust Structures in the Pribaikalie. Nauka, Novosibirsk, 102 p. (in Russian) [Александров В.К. Надвиговые и шарьяжные структуры Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1990. 102 с.].
- Billi A., Salvini F., Storti F., 2003. The damage zone-fault core transition in carbonate rocks: implications for fault growth, structure and permeability. *Journal of Structural Geology* 25 (11), 1779–1794. [http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141\(03\)00037-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141(03)00037-3).
- Burzunova Yu.P., 2014. Fracture systems in rocks in tectonically active regions: assessment of randomness degrees. *Vestnik IrGTU* (4 (87)), 45–49 (in Russian) [Бурзунова Ю.П. Трещинные сети в породах тектонически активных регионов: оценка степени хаотичности // Вестник ИрГТУ. 2014. № 4 (87). С. 45–49].
- Burzunova Yu.P., 2015. Fault zones of the Tazheran syenite massif (Western Pribaikalie) according to results of structural paragenetical analyses of fracturing. *Izvestiya Sibirskogo otdeleniya Sektsii nauk o Zemle RAEN. Geologiya, Poiski i Razvedka Rudnykh Mestorozhdeniy* (1(45)) (in press) (in Russian) [Бурзунова Ю.П. Разломные зоны Тажеранского массива сиенитов (Западное Прибайкалье) по результатам структурно-парагенетического анализа трещиноватости // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2015. № 1 (45) (в печати)].
- Caine J.S., Bruhn R.L., Forster C.B., 2010. Internal structure, fault rocks, and inferences regarding deformation, fluid flow, and mineralization in the seismogenic Stillwater normal fault, Dixie Valley, Nevada. *Journal of Structural Geology* 32 (11), 1576–1589. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2010.03.004>.
- Cello G., Gambini R., Mazzoli S., Read A., Tondi E., Zucconi V., 2000. Fault zone characteristics and scaling properties of the Val d'Agri Fault System (Southern Apennines, Italy). *Journal of Geodynamics* 29 (3), 293–307. [http://dx.doi.org/10.1016/S0264-3707\(99\)00043-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0264-3707(99)00043-5).
- Cheremnykh A.V. 2010. Internal structures of fault zones in Priolkhonie and evolution of the state of stresses of the upper crust of the Baikal rift. *Geodynamics & Tectonophysics* 1 (3), 273–284 (in Russian) [Черемных А.В. Внутренняя структура разломных зон Приольхонья и эволюция напряженного состояния верхней коры Байкальского рифта // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 3. С. 273–284]. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2010-1-3-0021>.
- Chernyshev S.N., 1983. Rock Fractures. Nauka, Moscow, 240 p. (in Russian) [Чернышев С.Н. Трещины горных пород. М.: Наука, 1983. 240 с.].
- Danilovich V.N., 1963. Arcogenic type of thrusts. *Russian Geology and Geophysics* (2), 5–12 (in Russian) [Данилович В.Н. Аркогенный тип надвигов // Геология и геофизика. 1963. № 2. С. 5–12].
- Delvaux D., Moeys R., Stapel G., Melnikov A., Ermikov V., 1995. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part I: Palaeozoic and Mesozoic pre-rift evolution. *Tectonophysics* 252 (1), 61–101. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00090-9](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(95)00090-9).
- Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V., San'kov V., 1997. Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part II: Cenozoic rifting. *Tectonophysics* 282 (1), 1–38. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00210-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00210-2).
- Doser D.I., 1991. Faulting within the Eastern Baikal rift as characterized by earthquake studies. *Tectonophysics* 196 (1), 109–139. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90292-Z](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(91)90292-Z).
- Fedorovsky V.S., 1997. Dome tectonics in the Caledonian collision system of the Western Pribaikalie. *Geotectonics* 31 (6), 483–497 (in Russian) [Федоровский В.С. Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1997. № 6. С. 56–71].
- Guerriero V., Iannace A., Mazzoli S., Parente M., Vitale S., Giorgioni M., 2010. Quantifying uncertainties in multi-scale studies of fractured reservoir analogues: Implemented statistical analysis of scan line data from carbonate rocks. *Journal of Structural Geology* 32 (9), 1271–1278. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2009.04.016>.
- Knorring L.D., 1969. Mathematical Methods in Studies of Tectonic Fracturing Mechanism. Nedra, Leningrad, 87 p. (in Russian) [Кнорринг Л.Д. Математические методы при изучении механизма образования тектонической трещиноватости. Л.: Недра, 1969. 87 с.].
- Korolev A.V., Shekhtman P.A., 1954. Postmagmatic Ore Bodies and Methods of Their Geological Analysis. Gosgeoltekhizdat, Moscow, 376 p. (in Russian) [Королев А.В., Шехтман П.А. Постмагматические рудные тела и методы их геологического анализа. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 376 с.].
- Kreiter V.M., 1956. Structures of Ore Fields and Deposits. Gosnauchtekhizdat, Moscow, 272 p. (in Russian) [Крейтер В.М. Структуры рудных полей и месторождений. М.: Госнаучтехиздат, 1956. 272 с.].

- Levi K.G., Arzhannikova A.V., Buddo V.Yu., Kirillov P.G., Lukhnev A.V., Miroshnichenko A.I., Ruzhitch V.V., San'kov V.A., 1997. Recent geodynamics of the Baikal rift. *Razvedka i okhrana neдр* (1), 10–20 (in Russian) [Леву К.Г., Аржанникова А.В., Буддо В.Ю., Кириллов П.Г., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ружич В.В., Саньков В.А. Современная геодинамика Байкальского рифта // *Разведка и охрана недр*. 1997. № 1. С. 10–20].
- Logatchev N.A., Zorin Yu.A., 1992. Baikal rift zone: structure and geodynamics. *Tectonophysics* 208 (1), 273–286. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90349-B](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(92)90349-B).
- Loke M.H., 2010. Tutorial. RES2DINV ver. 3.59, Rapid 2-D Resistivity & IP inversion using the least-squares method. Geotomo Software, Malaysia. 148 p.
- Lunina O.V., Gladkov A.S., Cheremnykh A.V., 2002. Fracturing in the Primorsky fault zone (Baikal rift system). *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 43 (5), 446–455 (in Russian) [Лунина О.В., Гладков А.С., Черемных А.В. Разрывная структура и трещиноватость зоны Приморского разлома (Байкальская рифтовая система) // *Геология и геофизика*. 2002. Т. 43. № 5. С. 446–455].
- Mats V.D., 1993. The structure and development of the Baikal rift depression. *Earth-Science Reviews* 34 (2), 81–118. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252\(93\)90028-6](http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252(93)90028-6).
- Matthaii S.K., 2003. Fluid flow and (reactive) transport in fractured and faulted rock. *Journal of Geochemical Exploration* 78–79, 179–182. [http://dx.doi.org/10.1016/S0375-6742\(03\)00094-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0375-6742(03)00094-3).
- Mazukabzov A.M., Sizykh V.I., 1987. On the overburden lamellar structure of the Western Pribaikalie. *Geotektonika* (3), 87–90 (in Russian) [Мазукабзов А.М., Сизых В.И. О покровно-чешуйчатом строении Западного Прибайкалья // *Геотектоника*. 1987. № 3. С. 87–90].
- Melnikova V.I., Radziminovich N.A., 1998. Mechanisms of action of earthquake foci in the Baikal region over the period 1991–1996. *Geologiya i Geofizika* 39 (11), 1598–1607.
- Mikhailov A.E., 1984. Structural Geology and Geological Mapping. Nedra, Moscow, 464 p. (in Russian) [Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование. М.: Недра, 1984. 464 с.].
- Multi-electrode electric survey station Skala-48 for works using the method of resistance and induced polarization. User Guidebook, 2010. INGG, SB RAS, Novosibirsk, 46 p. (in Russian) [Многоэлектродная электроразведочная станция «Скала-48» для работы методом сопротивлений и вызванной поляризации. Руководство пользователя. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2010. 46 с.].
- Nikolaev P.N., 1992. Tectonodynamic Analysis Method. Nedra, Moscow, 295 p. (in Russian) [Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа. М.: Недра, 1992. 295 с.].
- Nikolya A., 1992. Fundamentals of Rock Deformation. Mir, Moscow, 167 p. (in Russian) [Николя А. Основы деформации горных пород. М.: Мир, 1992. 167 с.].
- Oliver N.H.S., 2001. Linking of regional and local hydrothermal systems in the mid-crust by shearing and faulting. *Tectonophysics* 335 (1), 147–161. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00054-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00054-3).
- Rats M.V., Chernyshev S.N., 1970. Fracturing and Properties of Fractured Rocks. Nedra, Moscow, 164 p. (in Russian) [Рац М.В., Чернышев С.Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М.: Недра, 1970. 164 с.].
- San'kov V.A., Miroshnichenko A.I., Levi K.G., Lukhnev A.V., Melnikov A.I., Delvaux D., 1997. Cenozoic stress field evolution in the Baikal rift zone. *Bulletin du Centre de Recherches Elf Exploration Production* 21 (2), 435–455.
- Schulz S.E., Evans J.P., 2000. Mesoscopic structure of the Punchbowl Fault, Southern California and the geologic and geophysical structure of active strike-slip faults. *Journal of Structural Geology* 22 (7), 913–930. [http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00019-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00019-5).
- Seminskii K.Zh., Radziminovich Ya.B., 2011. Cross-sectional sizes and lateral zonality of the Baikal seismic belt. *Doklady Earth Sciences* 438 (1), 645–648. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X11050084>.
- Seminsky K.Zh., 1994. Principles and stages of specialized mapping of fault-block structures based on studies of fracturing. *Geologiya i Geofizika* 35 (9), 112–130 (in Russian) [Семинский К.Ж. Принципы и этапы спецкартирования разломно-блоковой структуры на основе изучения трещиноватости // *Геология и геофизика*. 1994. Т. 35. № 9. С. 112–130].
- Seminsky K.Zh., 2003. The Internal Structure of Continental Fault Zones. Tectonophysical Aspect. GEO Branch, Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 243 p. (in Russian) [Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. 243 с.].
- Seminsky K.Zh., 2014. Specialized mapping of crustal fault zones. Part 1: Basic theoretical concepts and principles. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (2), 445–467 (in Russian) [Семинский К.Ж. Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 1: Теоретические основы и принципы // *Геодинамика и тектонофизика*. 2014. Т. 5. № 2. С. 445–467]. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0136>.
- Seminsky K.Z., Bobrov A.A., Demberel S., 2014. Variations in radon activity in the crustal fault zones: Spatial characteristics. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 50 (6), 795–813. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351314060081>.
- Seminsky K.Zh., Cheremnykh A.V., 2011. Jointing patterns and stress tensors in Cenozoic sediments of the Baikal rift: development of the structural-genetic approach. *Russian Geology and Geophysics* 52 (3), 353–367. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2011.02.008>.

- Seminsky K.Zh., Gladkov A.S., 1991. The new approach to studies of tectonic fracturing in fault zones. *Geologiya i Geofizika* (5), 130–140 (in Russian) [Семинский К.Ж., Гладков А.С. Новый подход к изучению тектонической трещиноватости в разрывных зонах // *Геология и геофизика*. 1991. № 5. С. 130–140].
- Seminsky K.Zh., Kozhevnikov N.O., Cheremnykh A.V., Pospeeva E.V., Bobrov A.A., Olenchenko V.V., Tugarina M.A., Potapov V.V., Zaripov R.M., Cheremnykh A.S., 2013. Interblock zones in the crust of the southern regions of East Siberia: tectonophysical interpretation of geological and geophysical data. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (3), 203–278 (in Russian) [Семинский К.Ж., Кожевников Н.О., Черемных А.В., Поспеева Е.В., Бобров А.А., Оленченко В.В., Тугарина М.А., Потопов В.В., Зарипов Р.М., Черемных А.С. 2013. Межблоковые зоны в земной коре юга Восточной Сибири: тектонофизическая интерпретация геолого-геофизических данных // *Геодинамика и тектонофизика*. 2013. Т. 4. № 3. С. 203–278]. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2013-4-3-0099>.
- Seminsky K.Zh., Tugarina M.A. 2011. Results of comprehensive studies of the underground hydrosphere within the western shoulder of the Baikal rift (as exemplified by the Bayandai – Krestovsky Cape site). *Geodynamics & Tectonophysics* 2 (2), 126–144 (in Russian) [Семинский К.Ж., Тугарина М.А. Результаты комплексных исследований подземной гидросферы западного плеча Байкальского рифта (на примере участка п. Баяндай – м. Крестовский) // *Геодинамика и тектонофизика*. 2011. Т. 2. № 2. С. 126–144]. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2011-2-2-0037>.
- Sherman S.I., Dneprovsky Yu.I., 1989. Tectonic stress fields in the Baikal rift zone. *Geotektonika* (2), 101–112 (in Russian) [Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля тектонических напряжений Байкальской рифтовой зоны // *Геотектоника*. 1989. № 2. С. 101–112].
- Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A. et al., 1994. Faulting in the Lithosphere. Compression Zones. Nauka, Novosibirsk, 262 p. (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере: зоны сжатия. Новосибирск: Наука, 1994. 262 с.].
- Sklyarov E.V. (Ed.), 2005. Structural and Tectonic Correlation Across the Central Asia Orogenic Collage: North-Eastern segment (Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480). IES SB RAS, Irkutsk, 291 p.
- Smekhov E.M., 1961. Regularities in Development of Rock Fracturing and Fractured Reservoirs. Nedra, Leningrad, 118 p. (in Russian) [Смехов Е.М. Закономерности развития трещиноватости горных пород и трещинные коллекторы. Л.: Недра, 1961. 118 с.].
- Smekhov E.M. (Ed.), 1969. Methods of Studies of Rock Fracturing and Fractured Reservoirs of Oil and Gas. Nedra, Leningrad, 129 p. (in Russian) [Методика изучения трещиноватости горных пород и трещинных коллекторов нефти и газа / Ред. Е.М. Смехов. Л.: Недра, 1969. 129 с.].
- Solonenko A.V., Solonenko N.V., Mel'nikova V.I., Koz'min B.M., Kuchai O.A., Sukhanova S.S., 1993. Stresses and displacements in earthquake foci in Siberia and Mongolia. In: Seismicity and seismic zoning of Northern Eurasia. Issue 1. IPE RAS, Moscow, p. 113–122 (in Russian) [Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И., Козьмин Б.М., Кучай О.А., Суханова С.С. Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1. М.: ИФЗ РАН, 1993. С. 113–122].
- Volfson F.I., Lukin L.I., 1960. Main Issues and Methods in Studies of Structures of Ore Fields and Deposits. Gosnauchtekhizdat, Moscow, 622 p. (in Russian) [Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И. Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. М.: Госнаучтехиздат, 1960. 622 с.].
- Wibberley C.A.J., Yielding G., Di Toro G. 2008. Recent advances in the understanding of fault zone internal structure: a review. In: C.A.J. Wibberley, W. Kurz, J. Imber, R.E. Holdsworth, C. Colletti (Eds.), The internal structure of fault zones: implications for mechanical and fluid-flow properties. Geological Society of London, Special Publication, vol. 299, p. 5–33. <http://dx.doi.org/10.1144/SP299.2>.
- Zamaraev S.M., 1967. Marginal Structures of the Southern Part of the Siberian Platform. Nauka, Moscow, 248 p. (in Russian) [Замараев С.М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 248 с.].
- Zamaraev S.M., Vasiliev E.P., Mazukabzov A.M., Ruzhitch V.V., Ryazanov G.V., 1979. The Ratio of Ancient and Cenozoic Structures in the Baikal Rift Zone, Nauka, Moscow, 126 p. (in Russian) [Замараев С.М., Васильев Е.П., Мазукабзов А.М., Ружич В.В., Рязанов Г.В. Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука, 1979. 126 с.].



Семинский Константин Жанович, докт. геол.-мин. наук, зав. лабораторией тектонофизики
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел.: 8(3952)423027; e-mail: seminsky@crust.irk.ru

Seminsky, Konstantin Zh., Doctor of Geology and Mineralogy, Head of Laboratory of Tectonophysics
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel.: 8(3952)423027; e-mail: seminsky@crust.irk.ru



ESTIMATION OF THE ASYMMETRIC VERTICAL VARIATION OF THE SOUTHERN AND NORTHERN HEMISPHERES OF THE EARTH

Wen-Bin Shen^{1, 2}, Rong Sun¹, Yuri V. Barkin³, Zi-Yu Shen¹

¹ Department of Geophysics, School of Geodesy and Geomatics / Key Laboratory of Geospace Environment and Geodesy of Ministry of Education, Wuhan University, Wuhan, China

² State Key Laboratory of Information Engineering in Surveying, Mapping and Remote Sensing, Wuhan University, Wuhan, China

³ Sternberg Astronomical Institute of Moscow State University, Moscow, Russia

Abstract: In previous studies, the northern hemisphere of the Earth is considered to be in compression while the southern one is in expansion. In this study, based on three different methods, we calculate average vertical variations of the two hemispheres from velocity field data under the ITRF2008 (International Terrestrial Reference Frame 2008) solution. Results show that the northern hemisphere is in expansion at the rate about 1 mm/yr, while the compression rate of the southern hemisphere is one order smaller than the expansion rate of the northern one. After the post glacial rebound effect is subtracted, results show that the expansion and compression rates of the northern and southern hemispheres are 0.46 mm/yr and -0.19 mm/yr, respectively. Transformation between the velocity fields under ITRF2008 and ITRF2000 can explain why different authors have different conclusions about the expansion/compression pattern of one hemisphere or the other. Anyway, the entire Earth is expanding at a rate about 0.2 mm/yr, and this estimation coincides with results of our previous studies. The mean variation rates of the radii at different latitudes have been calculated.

Key words: reference systems, tectonic deformation, space geodetic datasets, expansion, compression.

Recommended by V.A. San'kov

For citation: Shen W.-B., Sun R., Barkin Yu.V., Shen Z.Y. 2015. Estimation of the asymmetric vertical variation of the southern and northern hemispheres of the Earth. *Geodynamics & Tectonophysics* 6 (1), 45–61. doi:10.5800/GT-2015-6-1-0171.

ОЦЕНКА АСИММЕТРИЧНОГО ВЕРТИКАЛЬНОГО ИЗМЕНЕНИЯ ЮЖНОГО И СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЙ ЗЕМЛИ

Вэнь Бинь Шень^{1, 2}, Жун Сунь¹, Юрий Баркин³, Зи-Ю Шень¹

¹ Отделение геофизики, школа геодезии и геоматики / Лаборатория Геокосмических окружающей среды и геодезии Министерства образования, Университет города Ухань, Ухань, Китай

² Государственная лаборатория информационной техники в геодезии, картографии и дистанционном зондирования, Университет города Ухань, Ухань, Китай

³ Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Аннотация: В предыдущих геодезических исследованиях считалось, что Северное полушарие испытывает тенденцию сжатия, а Южное полушарие, наоборот, расширения. В данной работе аналогичные исследования были проведены на основе трех различных методов. Для расчета средних вертикальных изменений этих двух полушарий мы использовали поле скоростей в Международной земной системе координат (ITRF) в эпоху 2008. Наши результаты показали, что в Северном полушарии из-за деформации происходит расширение со средней скоростью около 1 мм/год, а Южное полушарие испытывает сжатие со скоростью на порядок меньше скорости расширения. После исключения из рассмотрения эффекта постледникового отскока было установлено, что темпы расширения и сжатия Северного и Южного полушарий составляют 0.46 мм/год и -0.19 мм/год, соответственно. Преобразование между полями скоростей для двух международных систем координат ITRF 2008 и ITRF 2000 может объяснить, почему разные авторы делают различные выводы о характере расширения / сжатия Северного и Южного полушарий. Тем не менее, в целом, Земля расширяется со скоростью около 0.2 мм/год, что совпадает с нашими предыдущими исследованиями. Были рассчитаны также средние скорости изменения радиуса Земли в зависимости от широты.

Ключевые слова: земные системы координат, тектонические деформации, космические геодезические наборы данных, расширение, сжатие.

1. INTRODUCTION

Based on different methods and different datasets, it is found that the expansion/compression patterns of the northern and southern hemispheres of the Earth are different. Based on geophysical methods and the tectonic structure, *Ma and Chen [1988]* and *Ma et al. [2002]* declared that the northern hemisphere is in compression, while the southern one is in expansion. *Sun et al. [2000]* calculated the length variation of the latitude circle in the northern hemisphere and southern hemisphere and found that the compression rate of the northern hemisphere amounts to $-8 \sim -10$ mm/yr, and the expansion rate of the southern hemisphere is $12 \sim 14$ mm/yr. *Jin and Zhu [2003]* calculated the length variation of the latitude circle in the southern hemisphere based on the velocity field under the International Terrestrial Reference Frame in datum epoch 2000 (ITRF2000) and also found that the southern hemisphere is in expansion. Besides, they calculated the relative speed of movements of different plates by Euler's theorem based on the plate model derived from space geodetic data and concluded that the southern hemisphere is stretching at a slowing-down speed. *Huang et al. [2002]* also used the velocity field under ITRF2000 to estimate volume variations of the northern and southern hemispheres and concluded that the volume variations of the northern and southern hemispheres are -1.57×10^3 km³/yr and 0.936×10^3 km³/yr, respectively, which correspond to the compression rate of the northern hemisphere at -6.2 mm/yr and the expansion rate of the southern hemisphere at 3.5 mm/yr. Furthermore, *Sun et al. [2006]* obtained similar results by using Very Long Baseline Interferometry (VLBI) and Global Positioning

System (GPS) solutions provided by the International Earth Rotation Service (IERS), and they concluded that the variation rates of the volume in the northern and southern hemispheres are -2.5428×10^3 km³/yr and 0.6641×10^3 km³/yr, respectively, resulting in a total volume variation of -1.8787×10^3 km³/yr. Based on data from 617 space geodetic stations under ITRF2000, *Shen and Zhang [2008]* found that the volume variation rates of the northern and southern hemispheres are -1.3765×10^3 km³/yr and 1.6517×10^3 km³/yr, respectively.

Note also that the possible asymmetry in deformation of the northern and southern hemispheres provides evidence of the variability of the mean radius of the Earth. One of the first estimates of the secular increase in the average radius of the Earth in the modern era was $0.22 \sim 0.23$ mm/yr [*Barkin, Shuanggen, 2007*], which to some extent will announce a more modern determination of the characteristics [*Shen et al., 2011; Wu et al., 2011*]. Based on multiple precise geodetic data sets and simultaneous estimations of multi-parameters, *Wu et al. [2011]* stated that, the ITRF2008 origin is consistent with the mean position of the Earth center of mass (at the level of 0.5 mm yr⁻¹), and the mean radius of the Earth is not changing within 1σ measurement uncertainty of 0.2 mm yr⁻¹. In this regard, of particular interest is the rate of secular change of average radii of the northern and southern hemispheres of the Earth in the light of the expected changes in their contrast in view of the preliminary conclusions on the basis of the geomodel of the forced displacement and oscillations of the planet's core and mantle [*Barkin, 2002*]. It is the main problem of our study presented in this paper.

The geodetically observed length variations of latitude circles of the Earth testify an asymmetry shape

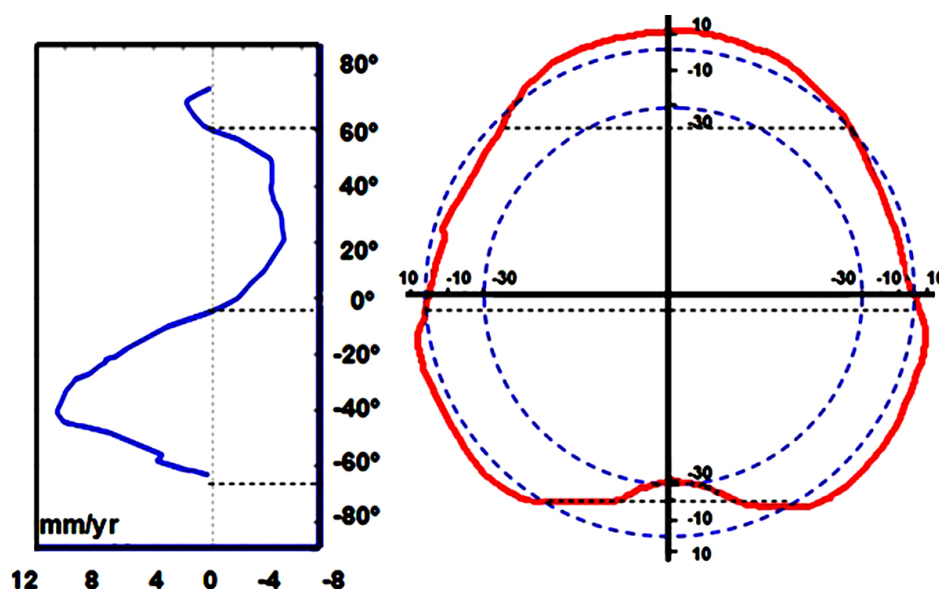


Fig. 1. Rates of secular change in the lengths of latitudinal circles around the Earth from satellite observations (left graph) [Barkin, Shuanggen, 2006, 2007] and their correlation with the geometrical shape of the geoid (right graph) [Barkin, 2011].

Рис. 1. Скорость векового изменения длины широтных окружностей Земли по спутниковым данным (график слева) [Barkin, Shuanggen, 2006, 2007] и корреляция колебаний с геометрической формой геоида (график справа) [Barkin, 2011].

variations of the northern and southern hemispheres as an important consequence of the mantle deformation due to gravitational action of the drifting core of the Earth [Barkin, 2002; Barkin, Shatina, 2005; Barkin, Shuanggen, 2006]. The circles are pulled together in the southern hemisphere and stretched in the northern hemisphere. Meanwhile, this phenomenon is also supported by the secular radial motions of geodetic observations and the secular geocenter motion trend towards the South Pole of the Earth. These relative motions of the Earth shells lead to inverse changes of the Earth shape which are manifested as formation of fluxes on the Earth surface as well as the intensity of many natural processes in the hemispheres [Barkin, 2002; Barkin, Shatina, 2005]. The secular asymmetrical change of the Earth hemispheres is an important signal to the Earth interior activities, such as relative oscillations or deformations of the core and mantle induced by the forced core-mantle interaction. The main consequence of the relative displacement is evidenced in contrasting changes of tension states of the mantle layers in the hemispheres. The inertia moment with respect to the polar axis of the Earth is increasing in the northern hemisphere and decreasing in the southern hemisphere. Furthermore, due to the mantle deformation under a gravitational action of the displaced core, the centre of the Earth mass tends to move towards the South Pole with a velocity of 0.9 ± 0.2 mm/yr [Jin, Barkin, Park, 2007]. These secular

differences or drifts result in secular redistribution of masses in the Earth hemispheres, increasing in the northern hemisphere and decreasing in the southern hemisphere.

Deviations of the geoid form relative to the surface of the ellipsoid (right graph in Fig. 1) are shown in meters and in the conventionally enlarged scale with respect to the actual dimensions. Noticeable is the correlation curve (left graph in Fig. 1) with the shape of the geoid. Theoretical values of the rates of secular lengthening of latitude circles are determined by the following equation [Barkin, Shatina, 2005; Barkin, 2007].

$$\begin{aligned} \dot{L}_\varphi &= 2\pi\dot{u}_\rho = -\dot{\rho} \cdot 0.304469 \cdot \sin\varphi\cos\varphi = \\ &= (-5.47 \pm 0.16) \cdot \sin 2\varphi \text{ mm/yr.} \end{aligned} \quad (1)$$

According to geodynamic concepts [Barkin, 2002] of changes in the shape of the Earth, its pear-shaped form is caused by deformations of the mantle due to relative displacements and oscillations of the planet's core and mantle [Barkin, 2002]. Asymmetry in variations of lengths in the southern and northern hemispheres (right graph in Fig. 2) may be caused by the influence of another dynamical mechanism, such as spreading of the lithospheric plates which is most active in the southern hemisphere. This geomodel provides clear explanations of a number of geodynamical phenomena, such as observed secular variations of lengths

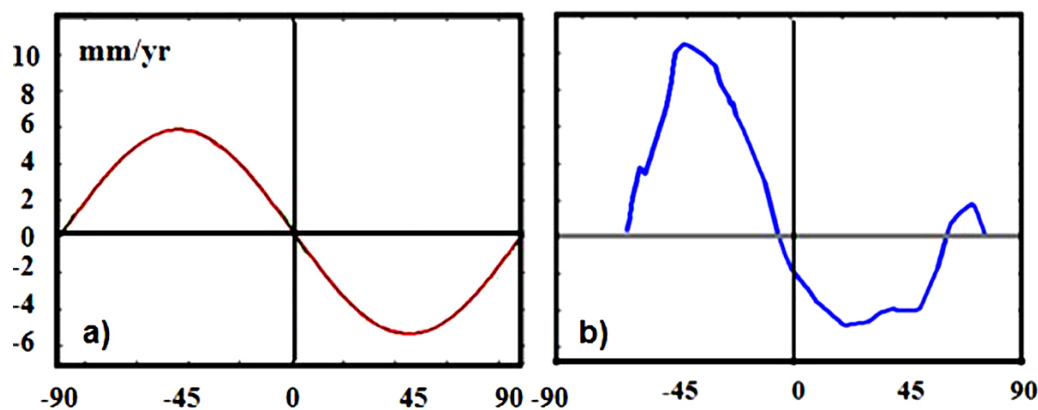


Fig. 2. Velocities of secular variations of lengths of latitudinal circles of the Earth versus latitudes, according to satellite observations data (b), and a theoretical dependence (a) obtained on the basis of the solution of the problem of elasticity concerning elastic mantle deformations under gravitational effect of drifting of the Earth's core to the north.

Рис. 2. Скорости вековых вариаций длины широтных кругов Земли в зависимости от широты по данным спутниковых наблюдений (b) и теоретическая зависимость (a) вариаций, полученная на основе решения задачи теории упругости об упругих деформациях мантии под действием гравитации при смещении коры Земли на север.

of latitudinal circles, meridional displacements of points of the Earth's surface to the north, non-polar latitude variations, mechanism of formation of low-velocity zones (LVZ) and their layered structures (Earth: an average depth of about 145 km; Mars: an average depth of about 290 km) [Barkin *et al.*, 2012a, 2012b] and other phenomena.

The dynamic theory [Barkin, 2002] predicts another subtle effect – contrasting secular variations of the northern hemisphere average radii (slow growth with velocity) and the southern hemisphere average radii (slow down) by deformation of the Earth's mantle [Barkin, Shatina, 2005]. The dynamic effect is very small and corresponds to the maximum value of the strain rate of the hemispheres (near the poles) at about 0.033 mm/yr [Barkin, 2011, 2013; Barkin *et al.*, 2013a, 2013b]. For the secular change of the mean radius of the latitudinal circle (in dependence from latitude, φ and for the accepted velocity of the polar drift of the core, $\dot{\rho} = 27.4 \pm 0.8$ mm/yr), the following equation was derived [Barkin, 2011]:

$$\begin{aligned} \dot{R}_\varphi &= \dot{\rho} \cdot 0.001203 \cdot \sin\varphi = \\ &= (0.03296 \pm 0.00096) \cdot \sin\varphi \text{ mm/yr.} \end{aligned} \quad (2)$$

There is another effect of changes in the average radii of the hemispheres – a kinematic effect, which reflects the secular drift of the ITRF2008 origin. The kinematic effect is significant and depends on the velocity of the secular drift of the ITRF origin. In this paper, a conventional maximum rate of increase of the mean radius of the northern hemisphere is about 1.8 mm/yr, and a similar decrease of the mean radius of the southern hemisphere corresponds to this effect. Actually, a

relative motion of ITRF2008 with respect to ITRF2000 is considered mainly along negative direction of polar axis Z. On the basis of these characteristics, the surface deformations calculated in this study are in agreement with our preliminary theoretical estimations. Therefore, this approach to analyses of deformations of the Earth surface proves correct.

Note that here we do not directly consider the secular drift of the center of mass of the Earth and operate with the base coordinate systems ITRF2000, 2005, 2008. However, based on analysis of satellite observation data from DORIS system, we obtained an estimate of the polar drift velocity of the Earth center of mass relative to its mantle (to DORIS base reference system) at 5.29 mm/yr [Zotov *et al.*, 2009; Barkin, 2010a, 2010b]. Formally, it suggests that ITRF DORIS moves to the south with respect to ITRF2000 with a velocity about 3.5 mm/yr. And the main reason for these discrepancies of the coordinate systems may be due to heterogeneity of the observational data obtained by other techniques. These important questions about the reference frames will be considered in our future works.

This work aims to study the problem of modern space geodesy in view of identification and determination of the secular variations of the mean radii of the northern and southern hemispheres of the Earth due to deformation of its surface. Theoretical estimates based on the dynamics of the forced relative displacements of the core and mantle show that the effect of the radial deformation of the Earth caused by the secular drift of the core relative to the elastic mantle is small, but obtaining its exact determination is currently very challenging. However, our research has confirmed

Table 1. Asymmetric average vertical motion between the northern and southern hemispheres of the Earth

Таблица 1. Асимметричные средние вертикальные движения между Северным и Южным полушариями Земли

Method	Average vertical variation rate of the radius of the northern hemisphere, mm/yr (461 stations)		Average vertical variation rate of the radius of the southern hemisphere, mm/yr (168 stations)		Average vertical variation rate of the radius of the whole Earth, mm/yr (629 stations)	
	PGR not subtracted	PGR subtracted	PGR not subtracted	PGR subtracted	PGR not subtracted	PGR subtracted
<i>Shen et al. [2011]</i>	–	–	–	–	0.539±0.052	0.238±0.037
Area method	1.003±0.073	0.490±0.050	0.038±0.050	–0.034±0.048	0.539±0.052	0.238±0.037
Virtual equator station method	1.140±0.074	0.531±0.050	0.029±0.047	–0.074±0.042	0.604±0.050	0.239±0.035
Gridding method (1°×1°grid)	0.955±0.010	0.462±0.007	–0.125±0.005	–0.194±0.004	0.386±0.008	0.117±0.006
Weighted average	0.959±0.017	0.464±0.012	–0.122±0.009	–0.192±0.007	0.395±0.014	0.123±0.010

correctness of the basic conclusions concerning the discussed phenomena: 1. The Earth's surface deformation at the level of order 0.2 mm/yr (Table 1); 2. Contrast surface deformations of the Earth's northern and southern hemispheres (Table 2); 3. A curve of changes of mean radii of latitudinal circles, which is constructed on the basis of observation data. The obtained results reveal new features in the geodesic changes of the Earth shape and provide an important confirmation of the considered basic geodynamic model of forced displacements and relative oscillations of the Earth's core and mantle [Barkin, 2002].

In this paper, the position and velocity data obtained from the stations under ITRF2008 are used to estimate average vertical variation rates for both hemispheres. After introducing the datasets used in this study in Section 2, we describe the method for estimating the average vertical variation rates for the hemispheres in Section 3. The results and relevant discussions are presented in Section 4, and the conclusion is stated in Section 5.

2. DATA

In this study, the velocity field of the Earth surface is given according to ITRF2008 [Altamimi et al., 2011]. ITRF provides information on positions and velocities of a set of stations. The techniques include GPS, VLBI, Satellite Laser Ranging (SLR) and Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite (DORIS). The latest version of ITRF is ITRF2008, including 1572 station records. However, some of these records belong to a same station, and in fact data from only 935 different stations are available. In addition, to transform the coordinates between terrestrial reference frames set up by different techniques, some sta-

tions are set up in a very small area. In our study, these stations are viewed as one station, i.e. a representative station, the position and velocity of which are determined by the weighted average of all the records at such stations. After such preprocessing, data from 845 stations are under study [Shen et al., 2011]. Furthermore, stations located in the orogen belts are not used. The information about the orogen belts considered in this study is from PB2002 [Bird, 2003] plate model, which includes 13 orogen belts. Besides, stations that have absolute vertical velocity larger than 0.02 m/yr are removed since so large vertical motions are considered as having nothing to do with the global-size movement [Shen et al., 2011]. Thus, data from 629 stations are used for further calculations.

The post-glacial rebound (PGR) has contribution to the vertical movements of the stations. The PGR data used in this study are taken from website (<http://grace.jpl.nasa.gov/data/pgr/>) [Paulson et al., 2007]. For each station on the surface of the Earth, its vertical motion due to PGR is calculated as follows:

$$v_{PGR} = \sum \bar{C}_{n0}^P \bar{P}_{n0}(\theta) + \sum_n \sum_m (\bar{C}_{nm}^P \cos m\lambda + \bar{S}_{nm}^P \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\theta), \quad (3)$$

where $\bar{C}_{n0}^P$, $\bar{C}_{nm}^P$ and $\bar{S}_{nm}^P$ are spherical harmonic coefficients obtained from the grid value of the uplift rate in the PGR model (from website <http://grace.jpl.nasa.gov/data/pgr/>; see Paulson et al. [2007]), $\bar{P}_{n0}(\theta)$ and $\bar{P}_{nm}(\theta)$, are normalized Legendre functions. Estimation of PGR effects based on the PGR model is described in detail in [Shen et al., 2011].

3. METHODS

To estimate the average vertical velocity of each hemisphere, three different methods are used: (1) area

Table 2. Mean variation rate of radius at different latitude

Таблица 2. Средняя скорость вариаций радиуса на разных широтах

Latitude (degree)	Average vertical variation over latitude circle	
	PGR not subtracted (mm/yr)	PGR subtracted (mm/yr)
90	4.073±0.085	2.129±0.085
80	3.741±0.102	2.637±0.103
70	2.730±0.101	1.832±0.057
60	1.986±0.177	0.192±0.076
50	0.340±0.088	-0.080±0.081
40	0.123±0.055	0.487±0.058
30	-0.326±0.045	-0.114±0.040
20	-0.186±0.087	0.072±0.090
10	-0.279±0.093	-0.074±0.095
5	-0.237±0.084	-0.058±0.085
-5	-0.282±0.071	-0.158±0.070
-10	-0.368±0.068	-0.275±0.066
-20	0.198±0.031	0.265±0.028
-30	0.247±0.047	0.266±0.043
-40	-0.389±0.065	-0.444±0.056
-50	-0.501±0.046	-0.501±0.040
-60	0.512±0.080	0.267±0.067
-70	-0.106±0.057	-0.488±0.060
-80	-1.369±0.033	-2.431±0.025
-90	-3.005±0.418	-4.251±0.418

method; (2) virtual equator station method; (3) grid-
ding method.

3.1. AREA METHOD

For each small spherical triangle, its representative
velocity v_{tr} is calculated as follows:

$$v_{tr} = \frac{v_A + v_B + v_C}{3}, \quad (4)$$

where v_A , v_B , v_C are vertical velocities of three end
nodes of the given spherical triangle. The variance $m_{v_{tr}}^2$
of v_{tr} is calculated based on the error propagation law.

To estimate the average vertical velocity of a hemi-
sphere, SDTIN (Spherical Delaunay Triangular irregu-
lar network) is set up for the space geodetic stations
[Renka, 1997]. The triangles thus formed can be classi-
fied into three types:

Type 1: All nodes are located in the northern hemi-
sphere (888 spherical triangles, accounting for 70.8 %
of the total number of spherical triangles);

Type 2: All nodes are located in the southern hemi-
sphere (300 spherical triangles, accounting for 23.9 %
of the total number of spherical triangles);

Type 3: Nodes are located at both sides of the equa-
tor (66 spherical triangles, accounting for 5.3 % of the
total number of spherical triangles).

To calculate the average vertical motion $v_{northern}$ of
the northern hemisphere, for example, triangles of
Type 1 and Type 3 are used, and the equation is as fol-
lows:

$$v_{northern} = \frac{\sum_i P_i^N v_i}{\sum_i P_i^N}, \quad P_i^N = \frac{S_i^N}{m_{v_i}^2}, \quad (5)$$

where S_i^N is the spherical area of the i -th triangle; $m_{v_i}^2$
is the variance of the i -th triangle; P_i^N is the weight of
the i -th triangle; v_i is the average vertical velocity cal-
culated from vertical velocities at three endpoints of
this spherical triangle. It should be noted that if trian-
gle of Type 3 is used in equation (5), S_i^N is the area oc-
cupied by the given triangle in the northern hemi-
sphere. The average vertical motion of the southern
hemisphere is calculated by the same process.

3.2. VIRTUAL EQUATOR STATION METHOD

In the virtual equator station method, each spherical
triangle of Type 3 mentioned above is further divided
into four small triangles, each being of Type 1 or Type 2.
Then all the triangles of Type 3 are transformed to tri-
angles of Type 1 or 2, and each hemisphere is thus cov-
ered by one SDTIN. The process to calculate the general
vertical motion of a hemisphere is thus similar to the
calculations of the general vertical motion of the whole
Earth, although SDTIN used here covers one hemi-
sphere instead of the globe.

To divide a triangle of Type 3 into triangles of Type
1 or 2, virtual stations are added in each triangle of
Type 3 (Fig. 3). The position of each virtual station is
obtained by calculating the crossing point of one spher-
ical line of this triangle and the equator. In each trian-
gle of Type 3, only two spherical lines will cross the

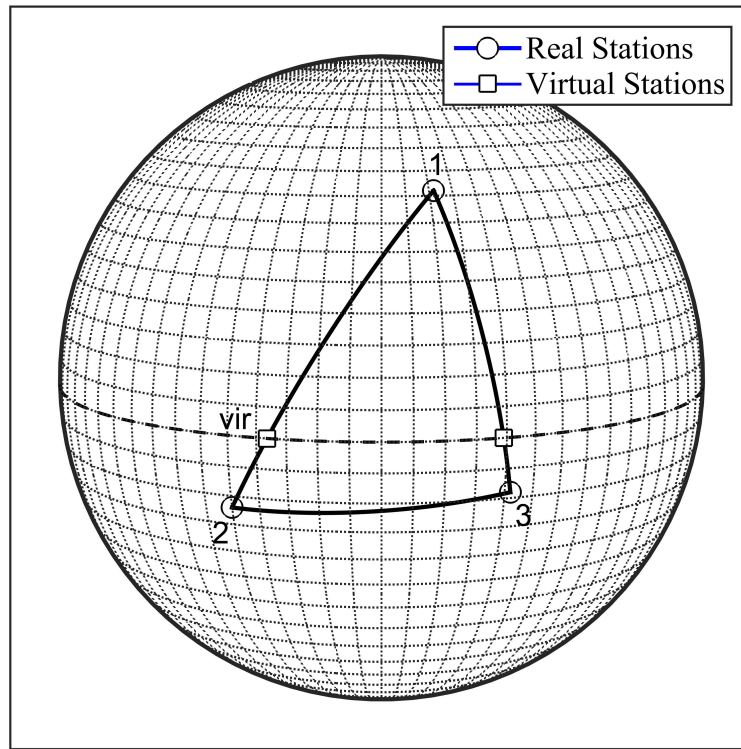


Fig. 3. Spherical triangle. Real stations are shown by circles, and virtual stations are shown by squares.

Рис. 3. Сферический треугольник. Реальные станции показаны кружочками, виртуальные – квадратиками.

equator, and the third spherical line does not cross the equator (Fig. 3), except for the case that one spherical line coincides with the equator (but in this case the triangle belongs to Type1 or 2). The vertical velocity for each virtual station is obtained by interpolation from the vertical velocity of endpoints of the spherical line on which the virtual station is located (Fig. 3):

$$v_{vir} = \frac{l_1 v_1 + l_2 v_2}{l_1 + l_2}, \quad (6)$$

where 1 and 2 represent the two end points of the spherical line; *vir* means a virtual station; v_{vir} is the vertical velocity of the virtual station; v_1 and v_2 are vertical velocities of two endpoints on the spherical line; l_1 and l_2 are lengths along the great circle between the virtual station and endpoints 1 and 2, respectively.

3.3. GRIDDING METHOD

In the gridding method, a global SDTIN is set up similar to the two methods described above. A grid network is set up with an equal longitude/latitude interval (Fig. 4). At each grid point, a virtual station is added. Its vertical velocity is calculated from vertical velocities of the three endpoints of the spherical triangle in which the virtual station is located (Fig. 5). Then, the average

vertical motion of the surface of the globe or a hemisphere is calculated on the basis of the vertical velocities of all the grid points.

Interpolation of the vertical velocity of a grid point in a spherical triangle is similar to interpolation of the vertical velocity of a virtual station on a spherical line:

$$v_{grid} = \frac{l_1 v_1 + l_2 v_2 + l_3 v_3}{l_1 + l_2 + l_3}, \quad (7)$$

where v_{grid} is the vertical velocity of the grid; v_1, v_2 and v_3 are vertical velocities of the three endpoints of the spherical triangle; l_1, l_2 and l_3 are length weight factors related to the distance between the endpoint i ($i=1,2,3$) and the grid point (Fig. 5). The determination of the length weight factors are described in the sequel.

Real stations are denoted by circles, and a virtual station (the grid node as shown in Fig. 5) is denoted by a square. A line connecting real station 1 and virtual station 'x' on the surface of the sphere forms a great circle arc. Intersection between this great circle arc and the great circle arc connecting endpoints 2 and 3 is denoted as point 4.

We take l_1 as an example. A line connecting endpoint 1 and grid point 'x' forms a great circle arc (Fig. 5). A line between endpoints 2 and 3 forms the second great circle arc. The extension of the first great circle arc crosses the second great circle arc since the grid

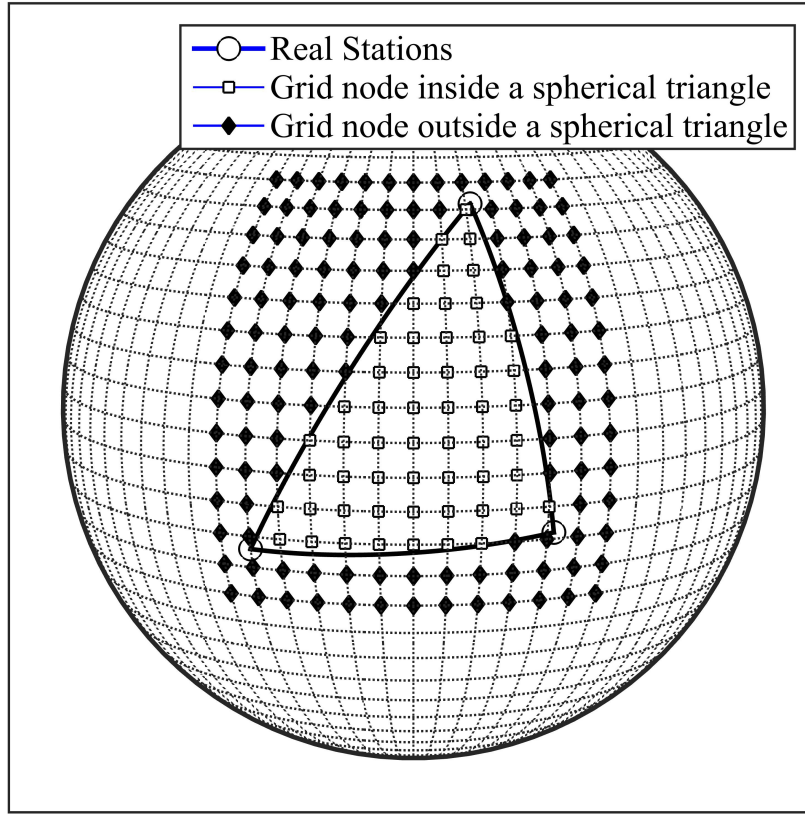


Fig. 4. Grid network and spherical triangle.

Рис. 4. Решетчатая сеть и сферический треугольник.

point is located inside the spherical triangle. Denoting the crossing point as point 4, the length of the great circle arc between endpoint 1 and point 4 is denoted as l_{14} , and the length of the great circle arc between grid point 'x' and point 4 is denoted as l_{x4} . Then, l_1 is calculated as follows:

$$l_1 = \frac{l_{x4}}{l_{14}}. \quad (8)$$

After a grid network is generated, the average vertical motion $\bar{v}$ of the surface of the globe or a hemisphere can be calculated as follows:

$$\bar{v} = \frac{\sum_i P_{grid}^i v_{grid}^i}{\sum_i P_{grid}^i}, \quad P_{grid}^i = \frac{S_{grid}^i}{m_{v_{grid}}^2}, \quad (9)$$

where v_{grid}^i is the vertical velocity of the i -th grid given by equation (7); $m_{v_{grid}}^2$, S_{grid}^i and P_{grid}^i are respectively the covariance of the vertical velocity, the spherical area and the weight of this grid. The region represented by the grid is a spherical parallelogram bounded by two neighboring longitude lines and two neighboring parallel latitude lines (see Fig. 4).

4. RESULTS OF THE ASYMMETRIC VERTICAL VARIATION

4.1. EXPANSION IN THE NORTHERN HEMISPHERE AND COMPRESSION IN THE SOUTHERN HEMISPHERE

The average vertical variations of the northern and southern hemispheres are estimated using the vertical velocities recorded at 629 stations, and based on the methods described in Section 3, we calculated expansion/compression rates for the two hemispheres of the Earth (see Table 1).

Calculations by the three different methods yield consistent average variation rates of the radius of the northern hemisphere. This suggests that the general vertical variation of the northern hemisphere is around 1 mm/yr, which reduces to 0.5 mm/yr after the PGR effect is subtracted. Our calculations also show that the general vertical variation rates of the southern hemisphere based on the three different methods are method-dependent (see Table 1), which might be due to the fact that the stations in the southern hemisphere are few in number and uneven in distribution. However, the average vertical variation rate of the southern hemisphere suggests that the southern hemisphere is in compression, with a magnitude one order smaller

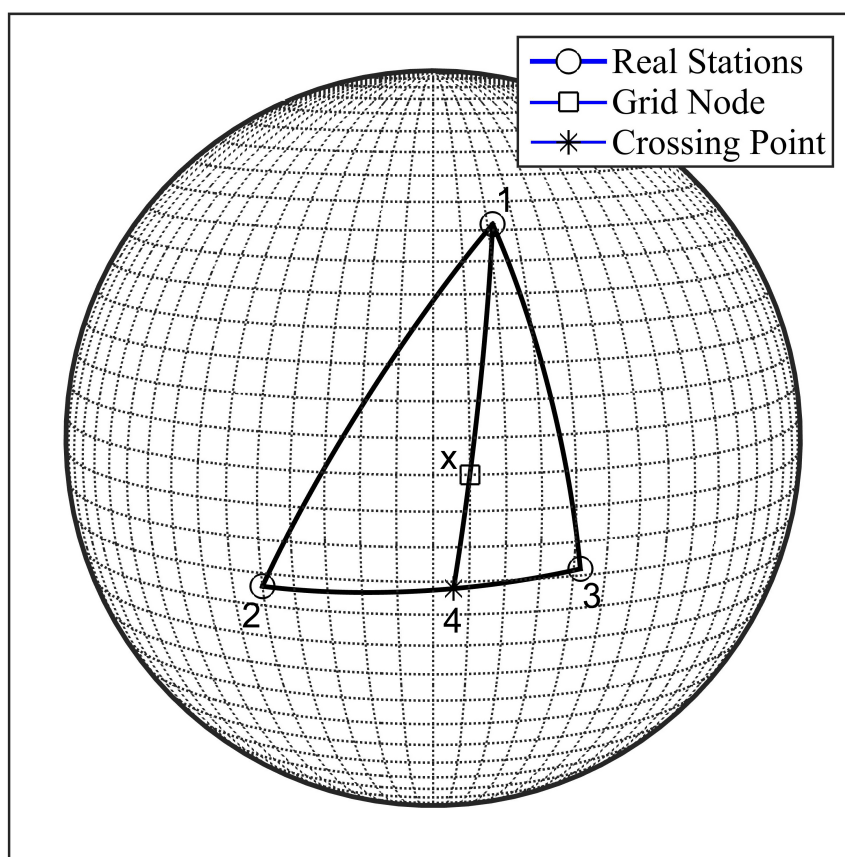


Fig. 5. Interpolation of the vertical velocity for the grid point inside the spherical triangle 1-2-3.

Рис. 5. Интерполяция вертикальной скорости для точки сети внутри сферического треугольника 1-2-3.

than the expansion rate in the northern hemisphere. However, regardless of the calculation method, it is noted that the entire Earth is in expansion. The expansion rate of the entire Earth, which is calculated by either the area method or the virtual equator station method, is very close to the result published in [Shen *et al.*, 2011], which is obtained by the gridding method and is slightly lower than the rates obtained by the other two methods. This demonstrates that different methods may give different results, but in the same magnitude (see Table 1).

In the previous studies related to the average vertical variation rates of the two hemispheres, the southern hemisphere is considered in expansion, while the northern one is in compression [Jin, Zhu, 2003; Shen, Zhang, 2008; Sun *et al.*, 2000, 2006]. Such a difference might be caused by the difference in time spans represented by the available data. A possible explanation might be that the northern hemisphere experienced the impacts from compression to expansion, while the southern one experienced the opposite process. This also explains why the expansion rate in the southern hemisphere is slowing down as noted in the previous studies [Jin, Zhu, 2003]. A more detailed dis-

cussion is given in Section 4.3. In section 4.2, we first discuss the dependence between the mean radii secular changes of latitude circles and latitudes.

4.2. VARIATION OF THE RADIUS WITH RESPECT TO LATITUDE CIRCLES

To further explore the details of the general vertical motion of the two hemispheres, the variation rate of the Earth's radius is calculated with respect to the variations of the latitude circles. Previously, similar studies [Jin, Zhu, 2003; Sun *et al.*, 2000; Barkin, Shuanggen, 2006, 2007] have addressed the calculations of the length variation of a latitude circle. Since the distribution of the stations on the Earth surface is very uneven, not enough stations are located on or near a given latitude circle. In this study, we apply the grid network of the virtual stations constructed in Section 3.3. Since the grid network is generated equidistant along latitude direction, and the average vertical variation rate along this latitude circle can be easily calculated by the weighted average of the vertical velocities of all of the grid-crossing points on this latitude circle. Applying the method described by Sun *et al.* [2000] and Jin and Zhu [2003] will

Table 3. Transformation parameters concerning different ITRFs

Таблица 3. Параметры трансформации для разных ITRF

Transformation parameters			T1(mm)	T2(mm)	T3(mm)	D(10 ⁻⁹)	R1(mas)	R2(mas)	R3(mas)
From	To								
ITRF2008	ITRF2005	Value	-0.5	-0.9	-4.7	0.94	0.000	0.000	0.000
		Uncertainty	±0.2	±0.2	±0.2	±0.03	±0.008	±0.008	±0.008
		Variation rate/yr	0.3	0.0	0.0	0.00	0.000	0.000	0.000
		Uncertainty of variation rate/yr	±0.2	±0.2	±0.2	±0.03	±0.008	±0.008	±0.008
ITRF2005	ITRF2000	Value	0.1	0.8	-5.8	0.40	0.000	0.000	0.000
		Uncertainty of value	±0.3	±0.3	±0.3	±0.05	±0.012	±0.012	±0.012
		Variation rate/yr	-0.2	0.1	-1.8	0.08	0.000	0.000	0.000
		Uncertainty of variation rate/yr	±0.3	±0.3	±0.3	±0.05	±0.012	±0.012	±0.012

Note. The transformation parameters from ITRF 2008 to ITRF 2005 are from *Altamimi et al. [2011]*. The reference epoch for this transformation is 2005.0. The transformation parameters from ITRF 2005 to ITRF 2000 are from http://itrf.ensg.ign.fr/ITRF_solutions/index.php. The reference epoch is 2000.0.

Примечание. Параметры преобразования из ITRF 2008 в ITRF 2005 взяты из работы [Altamimi et al., 2011]. Контрольная дата для этого преобразования – 2005.0. Параметры преобразования из ITRF 2005 в ITRF 2000 взяты с сайта http://itrf.ensg.ign.fr/ITRF_solutions/index.php. Контрольная дата – 2000.0.

not change the result because the grid-crossing points are equidistant on the latitude circle.

Without loss of generality, the average vertical variation rate along a latitude circle is estimated based on the vertical variation of the 1×1 grid network (Table 2, Fig. 6).

Both large expansion and compression regions are revealed in the high latitude areas in northern hemisphere and southern hemisphere respectively, and smaller expansion/compression regions are revealed in the low latitude areas. It can thus be generally concluded that expansion/compression is not uniform considering the entire Earth.

4.3. MOVEMENT OF THE ITRF REFERENCE FRAME AS A MOTION OF THE MANTLE RELATIVE TO THE EARTH CENTER OF MASS

Each ITRF is set up by using certain stations in a specified time periods. So the variation of the Earth's surface can be estimated by comparing different ITRFs if a certain approach is applied. The seven transformation parameters (three translation-, three rotation-, and one scale-factor parameters) between ITRF2000 and ITRF2005 and those between ITRF2005 and ITRF2008 are listed in Table 3 (according to website http://itrf.ensg.ign.fr/ITRF_solutions/index.php).

From Table 3, we find that the magnitude of T3 (translation in Z direction) is negative either in the transformation parameters from ITRF2008 to ITRF2005 or from ITRF2005 to ITRF2000, and it is about -5 mm. However, the variation rate of T3 is zero from ITRF2008 to ITRF2005 and negative from ITRF2005 to ITRF2000.

From Table 3 we can see the relative positions and

displacements of the terrestrial coordinate systems ITRF2000, ITRF2005, and ITRF2008. Coordinate system transformations are regarded as translational displacement of the position of coordinate system ITRF2000 against coordinate system ITRF2005, coordinate system ITRF2005 position against coordinate system ITRF2008, along the polar axis of the Earth with velocities estimated as 1.8 mm/yr and zero, respectively.

If the ITRF2008 origin is compared to the Earth center of mass, according to our geomodel, the Earth's mantle moves northward relative to the Earth center of mass at a velocity estimated as 5.29 mm/yr [Zotov et al., 2009]. For the analysis of changes in the Earth's mantle deformation, the radial velocity components at the stations due to the drift of the Earth center of mass, $V_c \cos \theta_i$ should be subtracted from the radial components of the velocity field at stations under ITRF2008. This yields the calculated radial velocity at the stations due to the secular drift of the center of mass:

$$V_{i,2008}^{(d)} = V_{i,2008} - V_c \cos \theta_i. \quad (10)$$

After subtracting the drift influence due to the mass center motion, we obtain the corresponding model surface deformations of the Earth.

Changes of the Earth shape lead to two effects, including the kinematic effect caused by secular southern drift of the Earth center of mass relative to the mantle. It is fully described, if given the drift velocity center of mass relative to the mantle at given epoch. This is given in the parameters of the relative translational displacements of systems ITRF2000, 2005, 2008 and

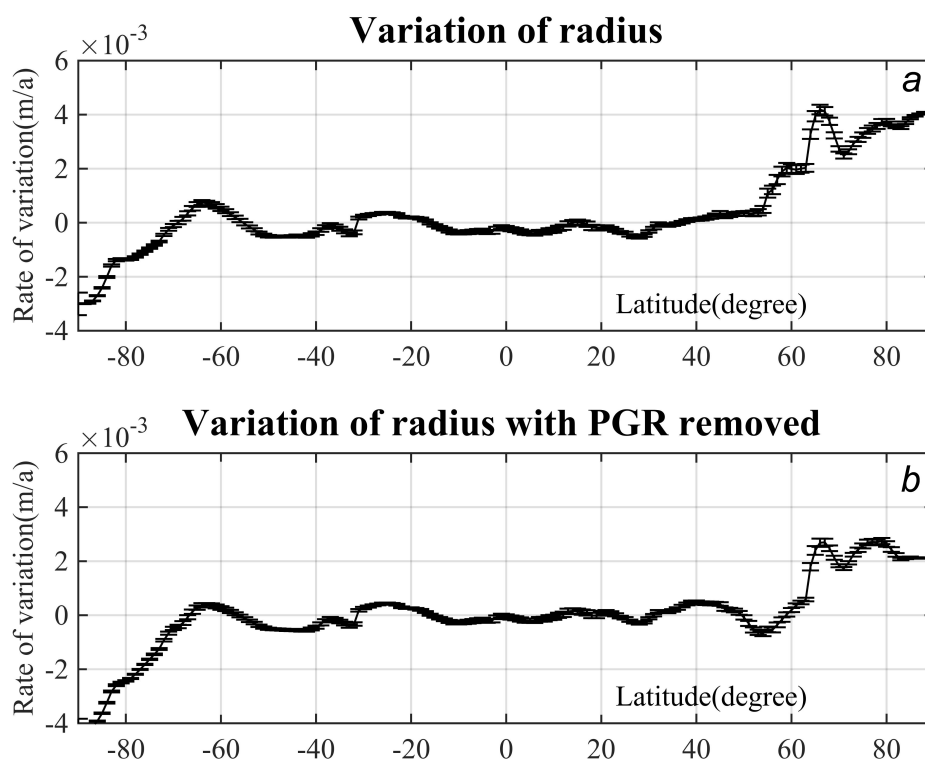


Fig. 6. Variation of the radius with respect to the variation of the latitude circle.

Large uplift is found in the high latitude area in the northern hemisphere, while large decline is found in the high latitude area in the southern hemisphere. The results for the low latitude area reflect small vertical movements. Vertical variations of the radius along the latitude circle: (a) without considering the PGR effect, and (b) after the PGR effect is subtracted.

Рис. 6. Вариации радиуса относительно вариаций широтного круга.

Сильное увеличение установлено в районе высоких широт в Северном полушарии, при этом сильное снижение установлено в районе высоких широт в Южном полушарии. Результат по району низких широт отражает мелкие вертикальные движения. Вертикальные вариации радиуса по широтному кругу: (a) постледниковый отскок не удален; (b) постледниковый отскок удален.

adopted in this paper as approximately equal to 1.8 mm/yr (Table 3). Determination of the velocity of the Earth center of mass relative to its mantle by a different approach gives a higher value about 5.29 mm/yr [Zotov *et al.*, 2009]. In this case, the displacement of the center of mass is determined with respect to the reference coordinate system of the mantle.

One may consider the second effect of the change in the mean radii of the Earth hemispheres, which is caused by deformation of the surface of the mantle due to the gravitational effect of displacement of the center of mass [Barkin, Shatina, 2005]. According to our theoretical (dynamic) estimates, this effect is very small, about 0.014 mm/yr in the northern hemisphere, and about -0.014 mm/yr in the southern hemisphere (near the poles).

In this paper, we consider that the vertical displacements of the surface points under coordinate system ITRF2008 are mobile and closely related to the drifting center of mass of the Earth relative to the man-

tle. To consider only the effects of the surface deformation, we have to subtract radial components caused by the secular drift of the Earth center of mass from vertical components of the velocities of all points on the surface (ITRF2008 against ITRF2000).

A simple equation is used:

$$V_i = V_c \cos \theta_i = 1.8 \cdot \cos \theta_i \text{ mm/yr,}$$

where angle θ is a co-latitude; i is station's number. With such adjustments in the vertical components, we obtain parameters of changes of the Earth surface in some of the original coordinate system (in our case, in ITRF2008 (d)). As a result, we can determine the average vertical velocity of points on the Earth surface in the northern and southern hemispheres, and construct a curve of the vertical components versus latitudes.

Radial velocity components of stations P_i with respect to the two coordinate systems, i.e. ITRF2008 (d) (actual starting at the center of the Earth at given

epoch) and ITRF2008 (actually with the origin at the center of the Earth at epoch 2008.0), are related by equation (10). Radial velocities of the stations under ITRF2008 (d), $V_{i,2008}^{(d)}$, represent the sum of two components. One of them corresponds to the observed changes in the Earth surface, $V_{i,2008}$, and the second is related to the drift of the center of mass of the Earth. Our task – to study the velocity field $V_{i,2008}^{(d)}$ – focuses on the northern and southern hemispheres. $V_{i,2008}$ are observed velocities of the stations. They are known for certain errors. With respect to ITRF2000, the origin of ITRF2008 is characterized by a permanent southern trend with velocity $V_C = -1.8$ mm/yr (see ITRF website). Thus, the radial velocities of the monitoring stations under ITRF2008 (d) describe the changes in the Earth shape, but with respect to the moving coordinate system ITRF2008, the origin of which can be approximated to match the center of mass of the Earth in a certain era as close to the average in 2008 [Wu et al., 2011].

We can formulate an additional task of determining the velocity of the center of mass from geodetic data on the secular vertical velocities of the stations under ITRF2008, i.e. determining velocity V_C under conditions that the average rate of change of the radii of the hemispheres is negligible, as mentioned above, i.e. $0 = V_{i,2008} - V_C \cos \theta_i$.

In accordance with our constructions and the model ITRF2008, the Earth mantle is moving along the Z direction to the north with a constant velocity of 1.8 mm/yr with respect to the center of mass of the Earth. Such motion will not affect the result whether the entire Earth is in expansion or compression since the contribution to the volume variation of the entire Earth at any point due to the motion of this point can be compensated by the contribution to the volume variation due to the motion of the opposite point. Yet the average vertical variation of each hemisphere will be influenced. Since there is a general motion of the Earth mantle to the north relative to the Earth center of mass, we can explain why our conclusions (expansion in the northern hemisphere and compression in the southern hemisphere) are different from those in the previous studies.

Suppose there is a moving trend of the Earth's mass center to the south in Z direction relative to the mantle, and the magnitude of that motion is 1.8 mm/yr (Table 3). Such a magnitude is also found reasonable as shown in Fig. 6. If the Earth's mass center is indeed moving along the negative Z direction relative to the Earth mantle, the high latitude area in the northern hemisphere is in uplift, while the high latitude area in the southern hemisphere is in decline.

One should also consider a model with translational displacement of the Earth center of mass to the south

with velocities of 1.8 mm/yr and 5.29 mm/yr. Also, determination of the velocity of the Earth center of mass relative to the mantle suggests slight deformations in the hemispheres. It is assumed that the discussed phenomena of deformations of the hemispheres are due to kinematic effects of relative offset of the mantle to the Earth center of mass.

Obviously, vertical variation (along the plumb line) caused by the Z-direction motion becomes smaller and smaller from higher to lower latitude areas if the volume of the entire Earth holds invariant. Hence, due to the above mentioned moving trend (1.8 mm/yr) of the Earth's mantle along the Z direction with respect to the Earth center of mass, calculations show that the northern hemisphere is in expansion at a maximum rate of 0.9 mm/yr, and the southern hemisphere is in compression at a rate of -0.9 mm/yr. There are other deformations caused by other processes. Now, we find that, in one system, the northern hemisphere is in expansion and the southern hemisphere is in compression, while in another system, the northern hemisphere is in compression and the southern hemisphere is in expansion. Hence, we can conclude that considering the expansion/compression pattern of one hemisphere is irrelevant.

To further confirm our conclusion, we recalculate the average vertical variation along the latitude following the method described in Section 4.2. This time we subtract the quantity of 1.8 mm/yr from the velocity field in Z direction for every station. Then, the average vertical variation along the latitude will be changed, as shown in Fig. 7, from which we can see that the northern hemisphere is in compression, while the southern hemisphere is in expansion. This conclusion is in accordance with results published in [Jin, Zhu, 2003; Shen, Zhang, 2008; Sun et al., 2000, 2006].

Exactly to say, after a trend in the velocity in Z direction of about 1.8 mm/yr is removed, the southern hemisphere is in expansion at a rate of 0.708 ± 0.007 mm/yr, while the northern hemisphere is in compression at a rate of -0.436 ± 0.012 mm/yr. This is in accordance with the conclusions stated in the majority of the previous studies [Jin, Zhu, 2003; Sun et al., 1997, 2000, 2006]. Hence, the different expansion/compression patterns given in this study and the previous studies may be attributed to the average motion in Z direction of the Earth mantle with respect to the Earth center of mass. Although the previous studies show that the southern hemisphere is in expansion, the expansion rate is found to be slowing down. If this trend is kept for a certain period, the southern hemisphere would be found in compression as concluded in this study. The case for the northern hemisphere may just be the opposite. One may explain the asymmetric expansion of the two hemispheres by the relative drift between the core and mantle [Barkin, 2010a, 2010b;

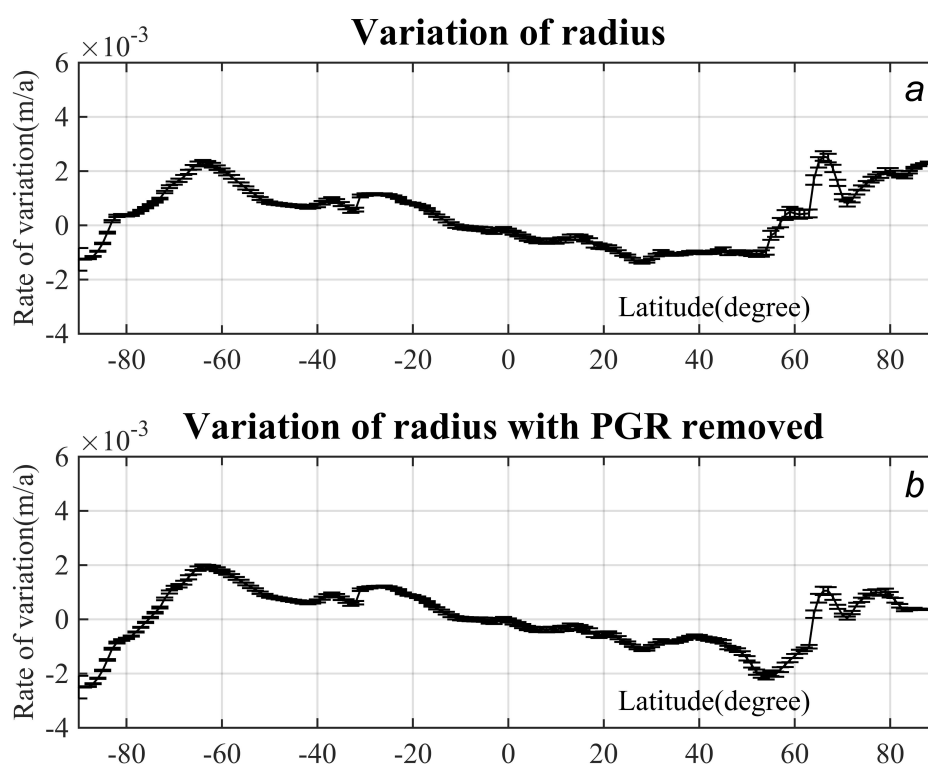


Fig. 7. Variation of the radius after a trend in Z direction is removed.

Large uplift can be found in the southern hemisphere, while large decline can be found in the northern hemisphere. Vertical variations of the radius along a latitude circle: (a) without considering the PGR effect, and (b) after the PGR effect is subtracted.

Рис. 7. Вариации радиуса после удаления тренда в направлении Z.

Сильное увеличение можно обнаружить в Южном полушарии и сильное снижение в Северном полушарии. Вертикальные вариации радиуса по широтному кругу: (a) постледниковый отскок не удален; (b) постледниковый отскок удален.

Barkin, Shuanggen, 2006, 2007; Goncharov et al., 2012, 2014], but we left this problem as open.

Here we note that this study only considered the translation parameters listed in Table 3, because the consideration here focuses on the possible explanation for the expanding northern hemisphere and the compressing southern hemisphere instead of the opposite expansion/compression pattern described in the previous studies [Jin, Zhu, 2003; Shen, Zhang, 2008; Sun et al., 2000, 2006]. As a remark, the variation of scale factor D (see Table 3) may also influence the magnitude of expansion/contraction of the two hemispheres. However, the contribution to expansion/contraction caused by the scale variation is too small to be considered at present.

4.4. VARIATIONS OF THE MEAN RADIUS IN LATITUDINAL BELTS, DEPENDING ON LATITUDES

Asymmetric expansion is noted in variations of the mean radius of the planet in individual latitude belts towards the northern and southern hemispheres. For the wide area of equatorial and mid-latitudes, the secu-

lar medium velocity of radii of latitudinal belts is small, and in the polar regions, there is a tendency of increasing velocities (in absolute value) with trends of opposite signs for the northern and southern hemispheres. Velocities in the circumpolar regions of the northern hemisphere grow in accordance with the increase of the mean radii, and vice versa in the southern hemisphere, in accordance with the decrease of the mean radii (Fig. 7).

There is no complete agreement between the theoretical estimates of average rates of slow changes in the mean radii of the northern and southern hemispheres with the values obtained from observation data (see Table 1). However, the smallness of the effect is actually confirmed in the secular variation of the radius, for example, compared with secular changes in the lengths of latitudinal circles. To obtain more precise determinations of the considered characteristics, longer series of observations and further research are required.

A good correlation is revealed for the latitudinal secular variations of the mean radii of the circles, both theoretical and observed, for field latitudes 60S – 60N. However, at the high latitudes (polar regions), the

observed contrasting (opposite sign) changes in the average radii of the circles of the latitude appear in the range of velocities about 2–4 mm/yr (Figures 6 and 7).

Thus, the predicted theoretical phenomena associated with the radial Earth surface changes are explained in general. In future studies, the conclusions presented here will be further developed with reference to updated and more accurate observation data and improved models showing deformation of the Earth's surface.

5. CONCLUSION

Many processes contribute to movements of the Earth surface. Expansion/compression patterns of the northern and southern hemispheres attract attention of many scientists. In this study, we use the velocity field under ITRF2008 to estimate the vertical variation of the surface of the two hemispheres.

Our research has confirmed that the basic conclusions on the discussed phenomena are correct: 1. The Earth's surface deformation about 0.2 mm/yr (see Table 1); 2. Contrasting deformations of the Earth surface in the northern and southern hemispheres, i.e. slow increase in the mean radius of the northern hemisphere and slow decrease of the average radius of the southern hemisphere (see Table 2); 3. The established curve of changes of the mean radii of the latitudinal circles based on the observation data agrees qualitatively with the previously constructed theoretical curve (see Fig. 6).

In this study, the obtained results reveal new features in geodesic changes of the Earth shape and provide an important confirmation of the considered basic geodynamic model of the forced displacements and the relative oscillations of the Earth core and mantle [Barkin, 2002].

In contradiction to the conclusions made in the previous studies, we found that the northern hemisphere is in expansion at a rate of 1 mm/yr, while the southern hemisphere is in compression at a rate one order smaller than the expansion rate of the northern hemisphere. Besides, when the PGR effect is considered, the expansion rate of the northern hemisphere amounts to 0.464 ± 0.012 mm/yr, and the compression rate of the southern hemisphere is -0.192 ± 0.007 mm/yr. As a whole, the Earth is expanding, and this conclusion correlates with the previous study by Shen et al. [2011]. The different expansion/compression patterns described in this study and the previous studies may be attributed to the general motion of the Earth's surface in Z direction relative to the center of the Earth. For instance, concerning that Shen and Zhang [2008] used the coordinates and velocities of the stations under

ITRF2000, and referring to Table 3 and the above discussions, it is clear why they concluded that the southern hemisphere is in expansion and the northern hemisphere is in compression.

The general motion of the Earth's surface along the positive Z direction with respect to the Earth center of mass may be viewed as an observable effect resulting from expansion in the northern hemisphere and compression in the southern hemisphere. Variation of the transformation parameters may be attributed to many different sources, such as the distribution of stations and actual movement of the Earth surface in a certain period, and the center variation of the Earth. In this study, we have tried to explain the variation of the transformation parameters by suggesting a possibility of expansion in the northern hemisphere and compression in the southern hemisphere at present, although it contradicts with the results of the previous studies [Jin, Zhu, 2003; Shen, Zhang, 2008; Sun et al., 2000, 2006]. However, as pointed out previously, a consideration of expansion/compression of one hemisphere rather than those of the entire Earth is hardly significant.

Based on this study, the entire Earth is expanding at a rate about 0.2 mm/yr, and this conclusion coincides with the previous studies [Chen, 2000; Shen et al., 2011]. However, the above mentioned space geodetic calculation approach [Altamimi et al., 2011] might be only suitable in land area. We have just tried to extend the datasets to ocean region by interpolation. Since some stations are located quite far from each other, interpolation of the velocity in the ocean area based on the stations located on land may induce possible bias. Whether such interpolation is valid should be confirmed by other methods. Another study of us [Shen et al., 2012] confirmed the validity of the velocity interpolation over the ocean region using the evidences of the sea level rise observations and thermal expansion estimate of the ocean, which suggests that the expansion rate in the ocean area is about 0.71 ± 0.65 mm/yr. The accuracy is very poor, due to the fact that the present observations of the sea level rise are relatively rough [Nicholls, Cazenave, 2010], the estimates of the sea level rise caused by the temperature variation of the ocean water [Albritton et al., 2001] are not accurate enough, and many uncertain factors are beyond considerations. Detailed investigations about the expansion in oceanic areas are beyond the scope of this study.

Finally, as a remark, we note that Wu et al. [2011] stated that the Earth does not expand because they provided an estimate of the Earth expansion rate at 0.1 ± 0.2 mm/yr. However, Wu et al. [2011] used a different approach compared to the one used by Shen et al. [2011] and in the present study. They used observations (VLBI, SLR, GPS) to estimate multi-parameters (including for instance the motion of MC, rotations of

plates, Love numbers, etc.) simultaneously, and the 'expansion rate' is only one of the multi-parameters. Hence, the accuracy of the parameter termed 'Earth expansion rate' is severely compromised. In our study, it is assumed that the expansion of the Earth is global. Every vertical movement of any station has its contribution. With the increase of the measurements globally, the accuracy of the estimated average global vertical movement will be gradually improved. In our opinion, since the focus of the study by *Wu et al.* [2011] is on estimating mass center motion, Earth expansion rate, motion of plates, and other parameters simultaneously, using the observed velocity field on solid Earth surface, the accuracy of the Earth expansion rate is severely compromised as mentioned above. However, if we only concentrate on estimating the Earth expansion (just like *Shen et al.* [2011] and the present study), using the same observations, the accuracy will be much higher. This is the reason why the accuracy of our results is much higher than that in [*Wu et al.*, 2011]. For instance,

suppose the mass center (MC) has no motion, but the Earth expands, and we have only stations distributed in the northern hemisphere, then, according to *Wu et al.* [2011], estimations will show that there is a motion of MC due to observation uncertainty, and at the same time, the estimated expansion rate will be quite inaccurate, because parts of the vertical motions are attributed to the MC motion (which is not real) rather than expansion of the Earth.

6. ACKNOWLEDGMENTS

We are grateful to the anonymous reviewers and associate editor for their valuable comments and suggestions, which largely improved the manuscript. This work was supported by National 973 Project China (Grants 2013CB733301 and 2013CB733305) and NSFC (Grants 41174011, 41429401, 41210006, 41128003, and 41021061).

7. REFERENCES

- Albritton D.L., Meira Filho L.G., Cubasch U. et al., 2001. Technical Summary. IPCC Third Assessment Report – Climate Change 2001 IPCC.
- Altamimi Z., Collilieux X., Métivier L., 2011. ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame. *Journal of Geodesy* 85 (8), 457–473. <http://dx.doi.org/10.1007/s00190-011-0444-4>.
- Barkin Yu.V., 2002. Explanation of endogenous activity of planets and satellites and its cyclicity. In: Proceedings of the Earth Sciences Section of the Russian Academy of Natural Sciences. Issue 9. VINITI, Moscow, p. 45–97.
- Barkin Yu.V., 2007. Trend and periodic variations of lengths of latitudinal circles of the Earth. *Geophysical Research Abstracts* 9, 08467. Available from: <http://meetings.copernicus.org/www.cosis.net/abstracts/EGU2007/08467/EGU2007-J-08467.pdf>.
- Barkin Yu.V., 2010a. Forced relative displacements of the core and mantle as the basic mechanism of secular changes of the Earth shape and lithosphere plates tectonics. *Geophysical Research Abstracts* 12, EGU2010-13792. Available from: <http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2010/EGU2010-13792.pdf>.
- Barkin Yu.V., 2010b. The drift of the center of mass of the Earth and the secular variations of gravity. *Geofizicheskiye Issledovaniya* 11 (Special Issue), 18–31 (in Russian) [Баркин Ю.В. Дрейф центра масс Земли и вековые вариации силы тяжести // Геофизические исследования. 2010. Т. 11. Спецвыпуск. С. 18–31].
- Barkin Yu.V., 2011. Secular variation of the Earth figure in the modern era. In: Proceedings of the International Conference dedicated to the memory of Victor Efimovich Khain, Moscow, February 1–4, 2011. Publishing House of the Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, Moscow, p. 183–188 (in Russian) [Баркин Ю.В. Вековые вариации фигуры Земли в современную эпоху // Современное состояние наук о Земле: Материалы международной конференции, посвященной памяти Виктора Ефимовича Хайна. М.: Изд-во Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, 2011. С. 183–188].
- Barkin Yu.V., 2013. The modern space geodesy data indicate northern polar drift of the Earth's core relative to the mantle. In: Lomonosov Readings 2013. Physics Section. Book of Abstracts. Faculty of Physics, Moscow, p. 209–212 (in Russian).
- Barkin Yu., Hanada H., Sasaki S., Barkin M., 2012a. About some inner structures of the Earth, the Moon and Mars as geodynamical consequences of the action of mechanism of the forced relative oscillations of their core and mantle. In: The third Moscow Solar System Symposium (SM-S3) (8–12 October 2012, Moscow, Russia). Book of Abstracts. Abstract 3MS3-PS-52, p. 244–245.
- Barkin Yu., Hanada H., Sasaki S., Barkin M., 2012b. Prediction of the existence of the zone of lower seismic velocities of Mars at depth 300 km and mechanism of its formation. In: The 118th Meeting of the Geodetic Society of Japan, Sendai, Japan, (29 October – 2 November 2012, Sendai). Book of Abstracts, p. 147–148.
- Barkin Yu.V., Shatina A.V., 2005. Deformation of the Earth's mantle due to core displacements. *Astronomical and Astrophysical Transactions* 24 (3), 195–213. <http://dx.doi.org/10.1080/10556790500496339>.

- Barkin Yu., Shen W.-B., Shuanggen J., 2013b. Geodetic consequences of the northern drift of the Earth's core and their confirmations in the space geodesy data: the expected related phenomena on the Moon and Mars. In: Japan Geoscience Union Meeting (19–24 May 2013, Makuhari Messe, Chiba, Japan). Abstracts, P-PS03-P09. Available from: http://www2.jpgu.org/meeting/2013/session/PDF_all/P-PS03/PPS03_O_e.pdf.
- Barkin Yu.V., Shuanggen J., 2006. Kinematics and dynamics of the Earth hemispheres. *Geophysical Research Abstracts* 8, 01680. Available from: <http://meetings.copernicus.org/www.cosis.net/abstracts/EGU06/01680/EGU06-J-01680-1.pdf>.
- Barkin Yu.V., Shuanggen J., 2007. On variations of the mean radius of the northern and southern hemispheres of the Earth. *Geophysical Research Abstracts* 9, 08183. Available from: <http://meetings.copernicus.org/www.cosis.net/abstracts/EGU2007/08183/EGU2007-J-08183.pdf>.
- Barkin Yu., Shuanggen J., Shen W.-B., 2013a. Theoretical prediction and observation evidences on the northward drift and annual oscillation of the Earth's core from space geodes. In: International Symposium & Summer School on Planetary Science (IAPS 2013) July 1–7, 2013, Shanghai, China. Available from: http://202.127.29.4/meetings/iaps2013/Program_IAPS2013.pdf.
- Bird P., 2003. An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 4 (3), 1027. <http://dx.doi.org/10.1029/2001GC000252>.
- Chen Z.G., 2000. The evolution model of the Earth's limited expanding. *Chinese Science Bulletin* 45 (4), 304–313. <http://dx.doi.org/10.1007/BF02909758>.
- Goncharov M.A., Raznitsin Yu.N., Barkin Yu.V., 2012. Specific features of deformation of the continental and oceanic lithosphere as a result of the Earth core northern drift. *Geodynamics & Tectonophysics* 3 (1), 27–54 (in Russian) [Гончаров М.А., Разницин Ю.Н., Баркин Ю.В. Особенности деформации континентальной и океанической литосферы как следствие северного дрейфа ядра Земли. *Геодинамика и тектонофизика*. 2012. Т. 3. № 1. С. 27–54]. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-1-0060>.
- Goncharov M.A., Raznitsyn Y.N., Barkin Y.V., 2014. The northward continental drift component in the Phanerozoic, its possible cause, and structural consequences. *Doklady Earth Sciences* 455 (2), 383–385. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X14050031>.
- Huang L.R., Ma Z.J., Zhu J.X., 2002. The newest observational evidence on asymmetrical deformation of the Earth. *Acta Seismologica Sinica* 15 (2), 210–213. <http://dx.doi.org/10.1007/s11589-002-0010-5>.
- Jin S., Barkin Yu., Park J., 2007. Earth's shape variations: Geodetic observations and Crust-Mantle-Core rotation modeling. In: American Geophysical Union, Spring Meeting 2007, Abstract #G42A-05. Available from: <http://adsabs.harvard.edu/abs/2007AGUSM.G42A..05J>.
- Jin S., Zhu W., 2003. Quantitative analysis of the slowing expansion in the southern hemisphere. *Chinese Journal of Geophysics* 46 (6), 760–766.
- Ma Z., Chen Q., 1988. Global earthquake tectonic system and asymmetry of the Earth. *Science in China Series B: Chemistry*, 1092–1099.
- Ma Z., Song X., Du P., Fu R., Sun F., Wang Y., 2002. Asymmetry between the southern and northern hemispheres of the Earth. *Chinese Journal of Geophysics* 45 (1), 26–33.
- Nicholls R.J., Cazenave A., 2010. Sea-level rise and its impact on coastal zones. *Science* 328 (5985), 1517–1520. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1185782>.
- Paulson A., Zhong S., Wahr J., 2007. Inference of mantle viscosity from GRACE and relative sea level data. *Geophysical Journal International* 171 (2), 497–508. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03556.x>.
- Renka R.J., 1997. Algorithm 772: STRIPACK: Delaunay triangulation and Voronoi diagram on the surface of a sphere. *ACM Transactions on Mathematical Software (TOMS)* 23 (3), 416–434.
- Shen W.B., Shen Z.-Y., Sun R., 2012. The expanding Earth confirmed by geodetic observations and sea level rise. In: JpGU International Symposium, Chiba, Japan, 20–25 May, 2012.
- Shen W.B., Sun R., Chen W., Zhang Z., Li J., Han J., Ding H., 2011. The expanding Earth at present: evidence from temporal gravity field and space-geodetic data. *Annals of Geophysics* 54 (4), 436–453. <http://dx.doi.org/10.4401/ag-4951>.
- Shen W.B., Zhang Z.G., 2008. Detecting the Earth expansion effect based on space-geodetic data. *Science of Surveying and Mapping* 33 (3), 5–6.
- Sun F.P., Ning J., Chao D., Zhao M., Qian Z., 1997. Space geodetic detection of postglacial rebound. *Acta Geodaetica et Cartographica Sinica* 26 (4), 283–288.
- Sun F.P., Zhao M., Ning J., Chao D., 2000. Detection of unsymmetrical global tectonic change by using space geodetic data. *Chinese Science Bulletin* 45 (7), 639–643. <http://dx.doi.org/10.1007/BF02886042>.
- Sun F.P., Zhu X.H., Wang R., Li J.T., 2006. Detection of changes of the Earth's volume and geometry by using GPS and VLBI data. *Chinese Journal of Geophysics* 49 (4), 900–906. <http://dx.doi.org/10.1002/cjg2.910>.

Wu X., Altamimi X., Vermeersen B.L.A., Gross R.S., Fukumori I., 2011. Accuracy of the International Terrestrial Reference Frame origin and Earth expansion. *Geophysical Research Letters* 38 (13), L13304. <http://dx.doi.org/10.1029/2011GL047450>.

Zotov L.V., Barkin Yu.V., Lubushin A.A., 2009. Geocenter motion and its geodynamical contents. In: Space geodynamics and modeling of the global geodynamic processes, Novosibirsk, Russia, 22–26 September, 2008, Trofimuk Institute of Petroleum-Gas Geology and Geophysics SB RAS. GEO Academic Publishing House, Novosibirsk, p. 98–101 (in Russian).



Wen-Bin Shen, Ph.D. in Physical Geodesy
Department of Geophysics, School of Geodesy and Geomatics /
Key Laboratory of Geospace Environment and Geodesy of Ministry of Education, Wuhan University
Wuhan 430079, China
✉ e-mail: wbshen@sgg.whu.edu.cn



Rong Sun, Ph.D.
Department of Geophysics, School of Geodesy and Geomatics /
Key Laboratory of Geospace Environment and Geodesy of Ministry of Education, Wuhan University
Wuhan 430079, China
e-mail: rsun@whu.edu.cn



Баркин Юрий Владимирович, д.ф.-м.н., профессор, в.н.с.
Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга,
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
119992, Москва, Университетский пр-т, 13, Россия
Тел.: (495)-939-50-24; e-mail: barkin@inbox.ru

Barkin, Yuri V., Doctor of Physics and Mathematics, Professor, Lead Researcher
The Sternberg Astronomical Institute, Lomonosov Moscow State University
13 Universitetsky prospect, Moscow 119992, Russia
Tel.: (495)-939-50-24; e-mail: barkin@inbox.ru



Ziyu Shen, B.S. degree in Metallurgical Engineering
Department of Geophysics, School of Geodesy and Geomatics /
Key Laboratory of Geospace Environment and Geodesy of Ministry of Education, Wuhan University
Wuhan 430079, China

<http://dx.doi.org/10.5800/GT-2015-6-1-0172>

TEMPORAL VARIATIONS IN GEOPHYSICAL FIELDS AND EARTHQUAKE FORECASTING ISSUES

V. A. Parovyshny, V. N. Senachin, O. V. Veselov, E. V. Kochergin

Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch of RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

Abstract: Results of the experimental long-term monitoring programme are presented. It is aimed at studying natural geophysical fields located above the gas deposit in the zone impacted by the active regional fault, and its objectives are to reveal how such fields are changing with time and to establish a relationship between the temporal changes and seismicity. According to the database it determines several typical indicators of variations in the geophysical fields, which take place only above the gas deposit. It is concluded that periods, when natural geophysical fields located above the gas deposit are unstable, are preceding the final phase of preparation of seismic events.

Key words: gravimetry, thermometry, magnetic measurements, natural electric field, earthquake precursors, geodynamics, gas deposit, prospecting indicators of oil and gas fields, Sakhalin.

Recommended by V.S. Imaev

For citation: Parovyshny V.A., Senachin V.N., Veselov O.V., Kochergin E.V. 2015. Temporal variations in geophysical fields and earthquake forecasting issues. *Geodynamics & Tectonophysics* 6 (1), 63–76. doi:10.5800/GT-2015-6-1-0172.

ВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЕСТЕСТВЕННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ПРОГНОЗА СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

В. А. Паровышный, В. Н. Сеначин, О. В. Веселов, Е. В. Кочергин

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

Аннотация: Рассматриваются результаты экспериментальных исследований, направленных на изучение характера временных изменений естественных геофизических полей (ЕГП) над залежью газа, расположенной в зоне влияния активного регионального разлома, а также выявление связи этих изменений с сейсмичностью. Определен ряд характерных признаков изменения полей, проявляющихся только над залежью газа. Установлено, что проявляющиеся периоды неустойчивости ЕГП над залежью газа предшествуют конечной фазе подготовки сейсмических событий.

Ключевые слова: гравиметрия, термометрия, магнитометрия, естественное электрическое поле, предвестники землетрясений, геодинамика, газовая залежь, поисковые признаки нефтегазовых месторождений, Сахалин.

1. INTRODUCTION

In 2003, the Geodynamics Laboratory of the Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch of RAS commenced implementation of the long-term programme aimed at studying natural geophysical fields located above fluid-saturated geodynamic systems in zones impacted by active regional tectonic faults.

Main research objectives:

(1) Identify typical indicators suggesting the presence of a hydrocarbon deposit with reference to temporal variations in geophysical fields, and, based on such indicators, propose a technique for forecasting oil-and-gas bearing capacities of complexly structured facilities located in zones of active faults;

(2) Reveal a relationship between variations of geophysical fields above gas-saturated facilities and seismic events, and assess a possibility for proposing a technology to ensure short-term forecasting of earthquakes.

Prerequisites of this programme were provided by results obtained in studies conducted by the Institute of Physics of the Earth [Bulanzhe, 1986], Institute of Geology and Development of Fossil Fuels [Volgina, 1988, 1990] and geophysicists from Ukrain [Osadchy et al., 1976; Chekalyuk et al., 1974], which revealed specific features of gravity and thermal fields above hydrocarbon accumulations.

2. GEOLOGICAL SETTINGS OF THE STUDY AREA

A geophysical survey polygon was equipped in the Yuzhno-Lugovskoe gas field located 4 km to the west of the Aniva city in South Sakhalin (Fig. 1, A). The polygon's area covers the impact zone of the regional tectonically active Central Sakhalin fault.

The Yuzhno-Lugovskoe field is confined to the lower sub-suite of the Maruyamskaya suite of the Miocene age ($N_{1-2} \text{ mr}_1$), which consists of 14 sandstone horizons with good and satisfactory reservoir properties. Horizons III to XIII contain methane, and horizons VII to XIII contain gas in commercial quantities. Horizon XIV is the lowest and overall water-bearing. The total thickness of the gas reservoirs is variable in different blocks of the field and ranges from 40 to 80 m.

In the southern block of the field, the lower gas-water contact is located at a depth of 1368 m. The gas deposit was discovered in 1971 when Well 1 penetrated a gas reservoir (Fig. 1, B). The deposit is classified as a small one as its total gas reserves do not exceed 2 billion m^3 .

According to the available structural geological data on the region, the gas deposit is located in the gentle sloping fold which amplitude amounts to a few tens

of meters and its dimension decreases upward the section (Fig. 2).

In all the blocks, except the northern periclinal one, the gas-water contact conforms to contours of deposits located in horizon XIII. In the northern block, horizon XIII contains water reservoirs, and horizons XI and XII contain reservoirs with gas in non-commercial quantities. Faults bordering the productive lower horizons (IX–XIII) do not go up to the ground surface. In plan, contours of reservoirs in productive horizons, that are hypsometrically located above horizon XIII, do not go beyond the contour of the reservoir in horizon XIII. Structural plans of other horizons are significantly different from the above-mentioned one. However, due to the fact that they contain the main gas reserves, we arbitrarily assume that the main component of quantifiable changes in geophysical fields results from changes in the reservoir confined to horizon XIII.

3. METHODS OF FIELD RESEARCH

The field is operated only during the winter season from mid-November to mid-May, and it may be thus believed that the gas deposit is not subject to any anthropogenic impact during monitoring cycles (from July through October).

For achieving the first objective, geophysical surveys were conducted at the polygon along three profiles across all the blocks (see Fig. 1, B).

The following survey techniques were applied:

(1) High-precision gravity surveys by profiles with account of an observed gravity value error, Δg_H . Three first-class gravimeters were used simultaneously in the two-stage system (reference network – routine network) in the conventional level from the same reference point located 650 m to the west of the deposit's contour. The total root-mean-square error of Δg_H determinations by cycles ranged from ± 0.016 to ± 0.019 mGal;

(2) Temperature logging at shallow depths (1.5 m) with account of a temperature measurement error of ± 0.05 °C;

(3) Geomagnetic surveys conducted simultaneously with recording of geomagnetic field variations, with account of a determination error, $\Delta T_a \pm 1 \text{ nT}$.

The surveys were carried out in a cyclical pattern, two monitoring cycles each summer and autumn with a one-month interval between the cycles during the season. Properly equipped stations recorded all the observation in each cycle almost simultaneously for 12–14 hours. Our survey technique is described in a more detail in [Parovyshny et al., 2008, 2009].

Based on results of six monitoring cycles conducted in 2003, 2004 and 2006, the following main indicators of productivity were established:

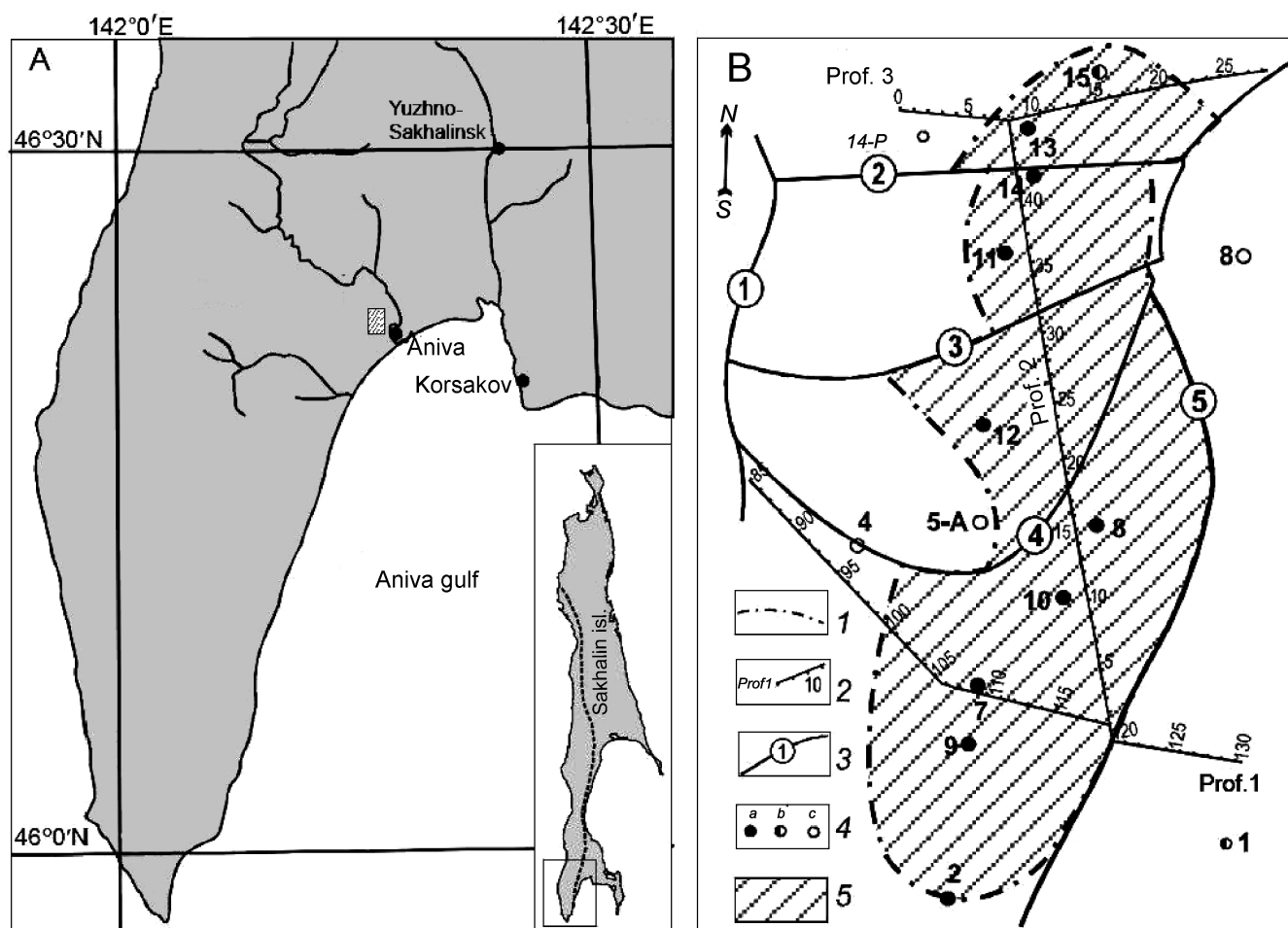


Fig. 1. Geographic location (A) and structural scheme (B) of the geodynamic survey polygon.

1 – contour of the gas deposit; 2 – profiles of complex geophysical surveys; 3 – main faults revealed by seismic survey and drilling data; 4 – wells with industrial inflow (a), with non-industrial inflow (b), without inflow (c); 5 – area of the gas deposit. Spacing of survey marks on profiles: 50 m. In the inset in Fig. 1, A, the dotted line shows the location of the Central Sakhalin fault.

Рис. 1. Географическое положение (A) и структурная схема полигона (B).

1 – контур газовой залежи; 2 – профили комплексных геофизических наблюдений; 3 – основные разрывные нарушения по данным сейсморазведки и бурения; 4 – скважины: а – с промышленными притоками, б – с непромышленными притоками, с – непродуктивные; 5 – площадь залежи. Расстояние между пикетами на профилях – 50 м. На врезке рис. 1, А, показано положение Центрально-Сахалинского разлома.

(1) Within the pool outline, the gravity field is unstable in time. Values of Δg_H differ by ± 0.16 mGal between the survey cycles;

(2) Productive blocks are characterized by the gravity field instability maximum values correlating with the relative maximum temperature;

(3) Characteristics of the gravity field and the thermal field above the gas deposit are synchronously changeable. Within the gas deposit's area, higher voltage values of the gravity field correspond to higher temperatures, and vice versa – lower voltage values of the gravity field are associated with lower temperatures in the thermal field (Fig. 3);

(4) During the natural seismic impulse travel time,

the temperature is increased within the gas deposit's area (Fig. 4).

The above-mentioned indicators can provide a basis for proposing a method for identification of hydrocarbon deposits on surveyed sites before commencement of deep drilling on such sites.

4. RESULTS AND DISCUSSION

To consider relationships between temporal variations in the natural geophysical fields and seismicity, we start with a seismic event of 13 September 2004 (14^h02^m local time). In the gravity survey, it was

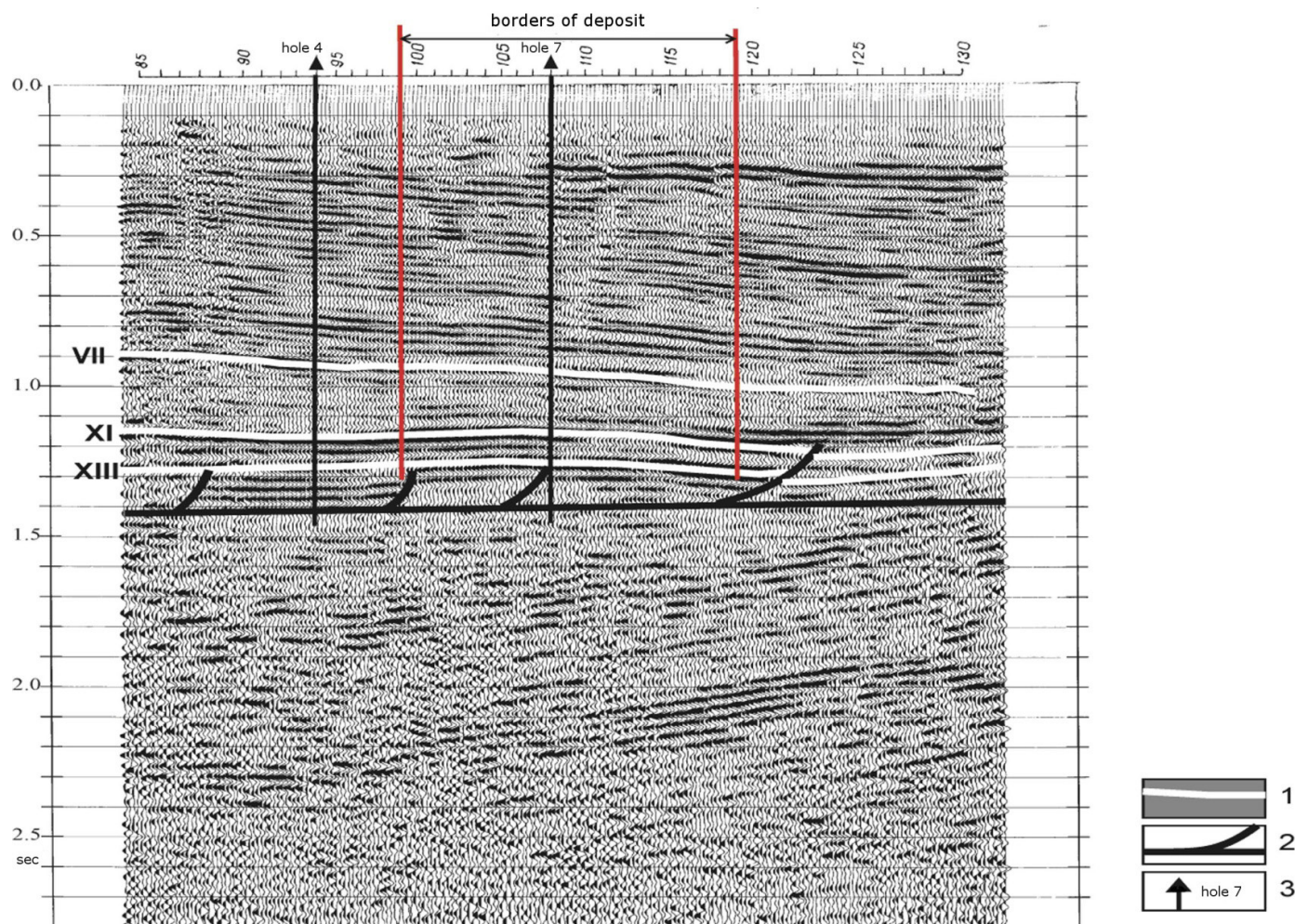


Fig. 2. Time cross-section along profile 9202056 (combined with profile 1 of the geophysical survey polygon) as interpreted by the authors.

1 – productive horizons that are identifiable only in this cross-section; 2 – faults; 3 – wells (productive well #7, and non-productive well #4). Spacing of survey marks: 50 m.

Рис. 2. Временной сейсмический разрез по профилю 9202056 в интерпретации авторов (совмещен с профилем 1 геофизического полигона).

1 – номенклатурные продуктивные горизонты (показаны только опознаваемые в данном сечении); 2 – разрывные нарушения; 3 – скважины: № 7 – продуктивная, № 4 – непродуктивная. Расстояние между пикетами 50 м.

marked on profile 1 at the above-mentioned time. Gravimeters recorded sharp non-periodic oscillations of gravity which lasted for over four hours and then became indistinguishable from oscillations caused by the start of a storm. This event was recorded at the above-mentioned time by two autonomous seismic stations in Ozhidaevo and Yuzhno-Sakhalinsk, which are located 40 km north-west and 40 km north-east of the polygon, respectively. Its parameters were recorded in Bulletin No. 26 covering a period from 11 to 20 September 2004. Temperature logging was conducted on profile 1 from 14^h31^m to 18^h26^m local time on 12 September 2004, i.e. less than 24 hours before the event, and repeated from 09^h37^m to 12^h40^m on 15 September 2004.

Comparing the two sets of survey results gives evidence of the temperature increase by 0.5–0.8 °C within the deposit's area (survey marks 100–119, Fig. 4). This fact contradicts with the regular seasonal temperature decrease that was revealed earlier for this region. At the same time, a regular temperature decrease by 0.10–0.15 °C was recorded at the profile's segment corresponding to the area above blocks known as non-productive. At the eastern flank of profile 1 (between survey marks 128 and 132), the same monitoring cycles revealed another positive temperature anomaly that seems to coincide with the western part of the local gas deposit discovered in 1971 when prospecting well No. 1 was drilled in the Zolotorybnaya area. The

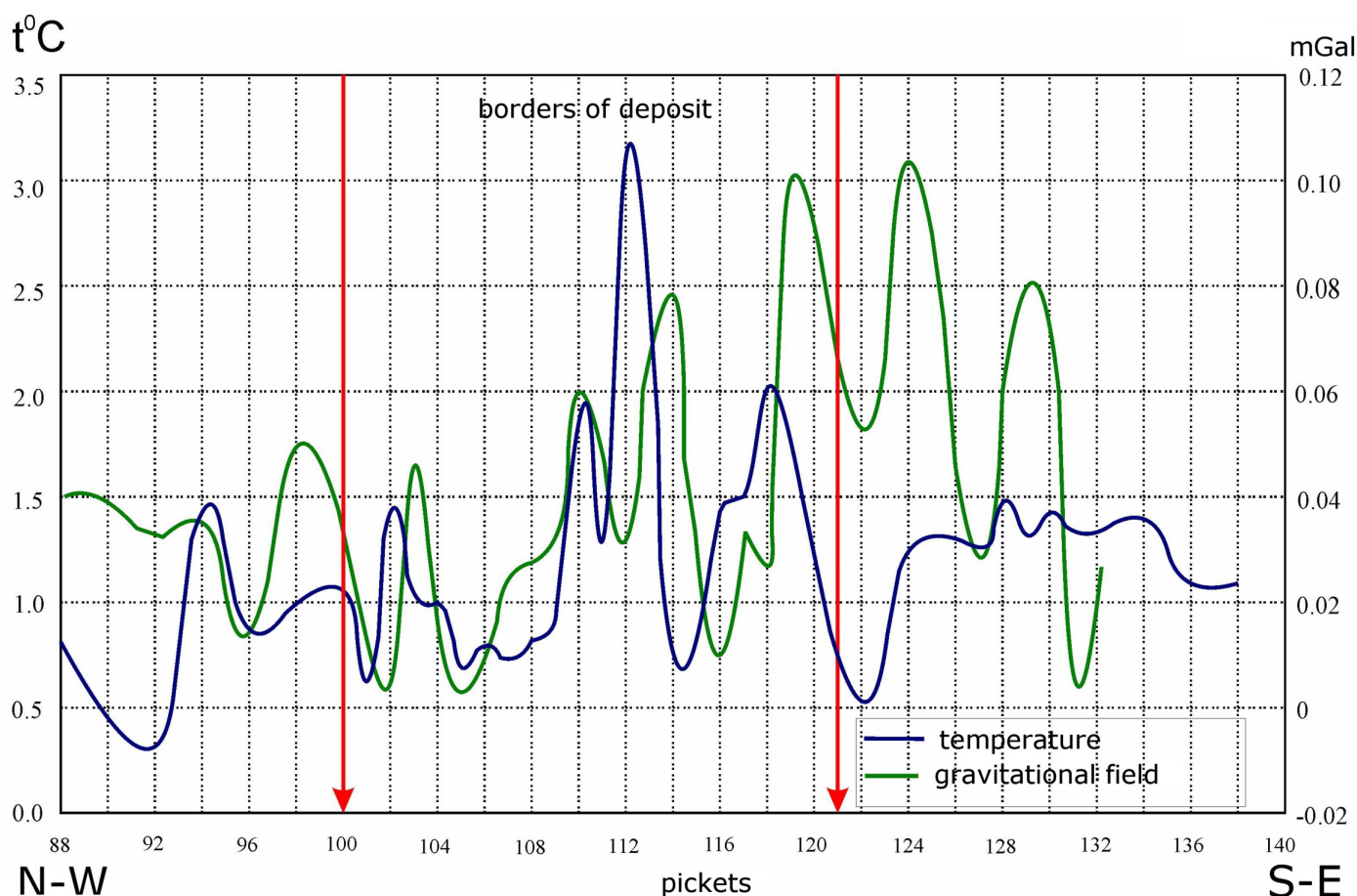


Fig. 3. Variations in the gravity field and the thermal field above the Yuzhno-Lugovsky geophysical survey polygon, profile 1. Differences Δg_n and Δt °C between monitoring cycles 3 and 2 conducted on 17 September 2006 and 21 August 2006, respectively. Vertical red arrows mark boundaries of the gas deposit. See the profile's location in Fig. 1, B.

Рис. 3. Пример изменения гравитационного и термального полей над залежью Южно-Луговской полигон, профиль 1.

Разности Δg_n и Δt °C между третьим и вторым циклами наблюдений: 17.09.2006 и 21.08. 2006 г. Вертикальными красными стрелками показаны границы залежи. Положение профиля показано на рис. 1, B.

well is located 300 m south of the profile's anomalous segment (see Fig. 2). As evidenced by the gravity field monitoring data, the temperature anomaly at this location is accompanied by heightened differences between values of gravity field in the fifth and fourth monitoring cycles. Further surveys can help to expose the eastern termination of the temperature anomaly.

With account of the fact that the rapid temperature inversion occurs above the deposit, it should be kept in mind that its start does not necessarily coincide with the time when a seismic impulse occurs. *D.G. Osika [1981]* reviewed numerous cases of higher fluid production rates and higher temperatures recorded in seismically active areas a few days before the earthquakes. In the above-described case, it is not excluded that the change in the thermal field above the deposit (temperature increase by 0.7÷0.8 °C within less than

two days) is only an episode of the general temperature increase due to the active stage of preparation of a seismic event.

Based on this fact, it was concluded that natural seismic impulses may be the most probable factor causing changes in parameters of the geophysical fields above the deposit. It was thus established that the gas deposit become detectable during a seismic event, and at the same time, it can be viewed as an indicator of changing parameters of the geophysical fields which characterize the geodynamic state of the deposit during the seismic event.

In our subsequent studies, it was revealed that variations in the geodynamic state of the deposit occurred a few hours before a seismic event and were evidenced by perturbations of the geophysical field above the methane deposit which were sharply different from the

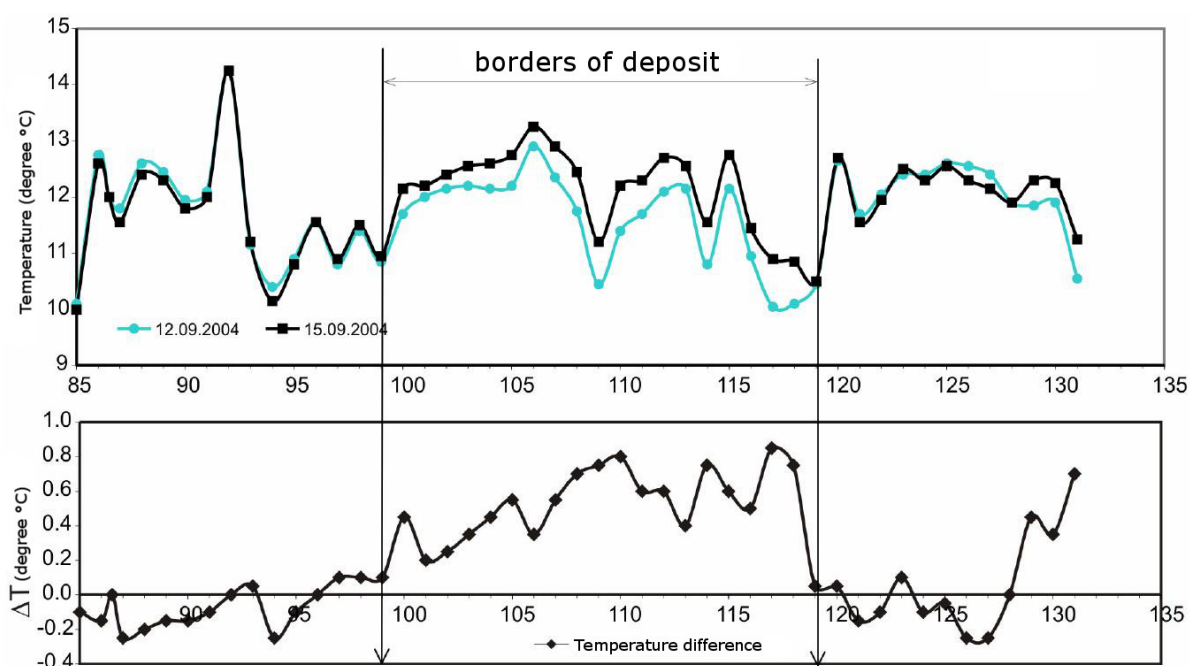


Fig. 4. Temperature variations before and after 13 September 2004 earthquake.

Рис. 4. Графики изменения температур до и после землетрясения 13.09.2004 г.

background voltage values recorded through the seismically placid period (Fig. 5).

It should be noted that Figure 5 illustrates only an episode of the natural electric field in a long period of seismic quiescence. For example, a similar state of the electric field was recorded from late June to mid-September 2008. In the same period, records by the Sakhalin Seismological Survey did not show any seismic event in the area within a radius of 650 km from the Yuzhno-Lugovskoy geophysical survey polygon. It can thus be suggested that the electric field perturbations recorded at the polygon were associated with seismic events which epicentres were located only within the Okhotomorskaya plate.

In 2004, the monitoring station was equipped with sensors for non-stop recording of magnetic variations (for establishing relationships between changes in the geophysical fields and seismic events), and a special equipment set was added for measuring variations of the natural electric field. In 2006, a set with four randomly oriented electric dipoles was added (true azimuths of dipole orientations on loop: 0°, 40°, 90° and 135°) for recording differences of potentials of the natural electric field. The above-described monitoring station operated on the long-term site in the central block of the Yuzhno-Lugovskoe deposit near Well No. 12 (see Fig. 1, B) during summer and autumn in 2006 and 2008. It recorded perturbations of the natural electric field prior to the earthquake ($M=3$) which epicentre was located 60 km north of the monitoring

site [Parovyshny *et al.*, 2008]. According to the records, the most intense signal was received from the dipole oriented at the azimuth with a difference of 7° from the direction to the epicentre. With account of this fact, the station was further upgraded for recording variations in the natural electric field in order to obtain directions to the epicentre of the coming earthquake.

From 2010 to 2012, we continue studies of temporal variations in the geophysical fields above the methane deposit on the basis of data obtained on the long-term monitoring site. The main objective was focused on obtaining data that can help determine the time of a coming seismic event and directions to its epicentre. A combination of geophysical methods was used, including recording of the natural electric field and surveys of magnetic and temperature fields.

Electrical logging of the natural electric field was conducted by Polygon-E, an automatic digital computerized station designed and manufactured according to our specification by the Laboratory of Natural Geophysical Fields (S.A. Kazantsev, PhD in Technical Sciences, Technical Team Leader), Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS in Novosibirsk, Russia. Records were taken every 10 seconds from the dipoles oriented according to true azimuths and spaced by 30° on loop, starting from zero. The dipoles were from 120 to 160 m long. Nonpolarizable electrodes were put in 1.5 m deep shot-holes in order to eliminate the impacts of electrochemical processes taking place on the ground surface. All the electrodes were placed

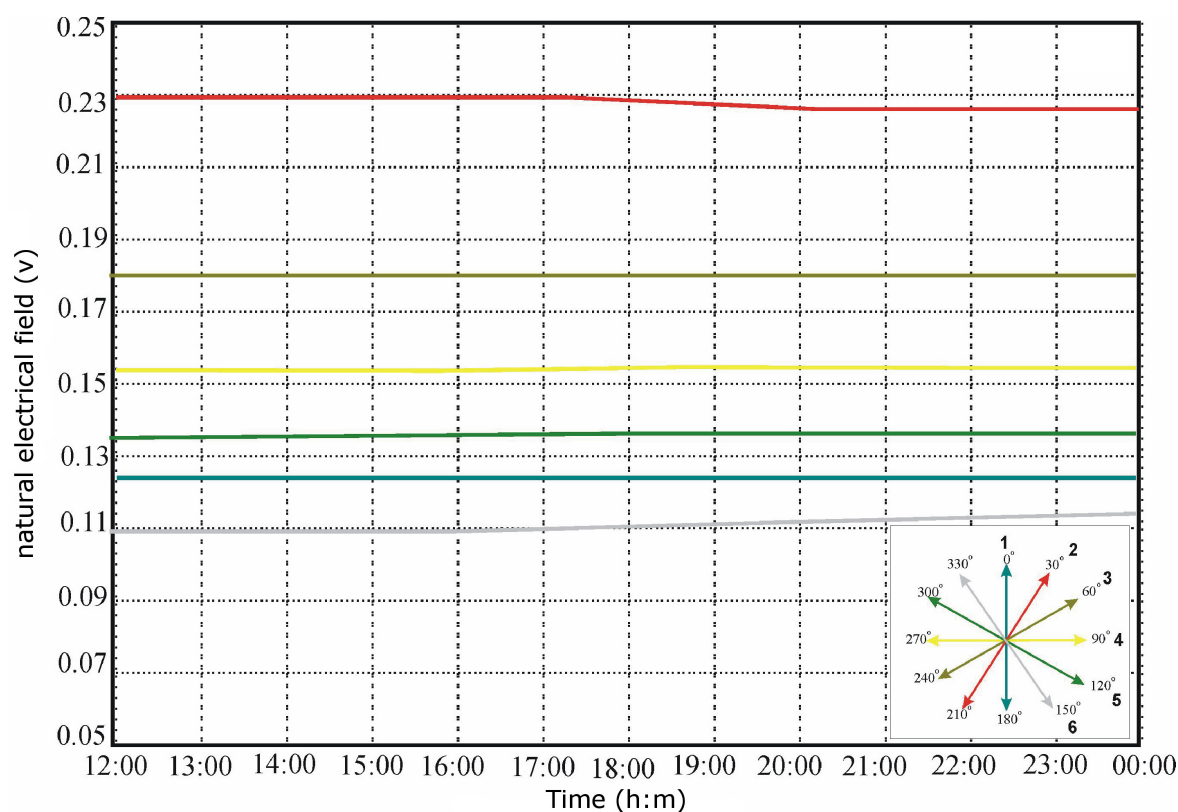


Fig. 5. The natural electric field (NEF) during the seismically placid period as per records on 01 October 2011. The inset shows orientation of dipoles according to true azimuths and numbers of channels.

Рис. 5. Состояние естественного электрического поля (ЭП) в период отсутствия сейсмических событий 1.10.2011 г. Здесь и далее: на цветной врезке показаны ориентировка диполей по истинным азимутам и номера каналов записи ЭП.

in approximately equal water-cut and light intensity conditions. In each channel, differences between potentials were determined with an accuracy of ± 0.5 microvolts.

In 2011, magnetometric surveys were conducted with the use of FM-03 computerized ferroprobe magnetometer manufactured by a subsidiary of the Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation in Moscow, Russia. Readings were automatically recorded at fixed intervals of ten (10) seconds and one (1) minute. The records were included in the computer database, reviewed and archived, as required. The determination accuracy was $\Delta T \pm 1 \text{ nT}$. Drifting of the zero point of FM-03 magnetometer was taken into account; for this purpose, absolute values of ΔT were regularly recorded by MMP-203 proton magnetometer.

Since 2012, stationary magnetometric surveys have been conducted with the use of an upgraded MMP-203 proton magnetometer, including a computer-networked electronic unit that ensures direct data recording, reviewing and archiving. The determination accuracy is $\Delta T \pm 1 \text{ nT}$.

Temperature logging was conducted with the use of «Polygon-T» six-channel automatic computerized digital thermometric station that was also manufactured by the Laboratory of Natural Geophysical Fields in Novosibirsk, Russia. Temperature was measured by sensors placed in 3.2 and 2.2 m deep wells that are located near the monitoring site. In each channel, the temperature determination accuracy was ± 0.01 °C. Simultaneous records were taken of air temperature, atmospheric pressure and the above-mentioned parameters.

All the readings were computer recorded, reviewed in a graphical form and archived on site, then processed and compared with the official data from the Seismological Survey.

Our analysis of the long-term monitoring data revealed the following:

(1) In the absence of seismic events, i.e. in conditions of seismic placidity, the geophysical fields are in the placed state with no visible deviations from the background values (Fig. 5);

(2) Perturbations of the geophysical fields above the methane deposit are recorded three to four hours

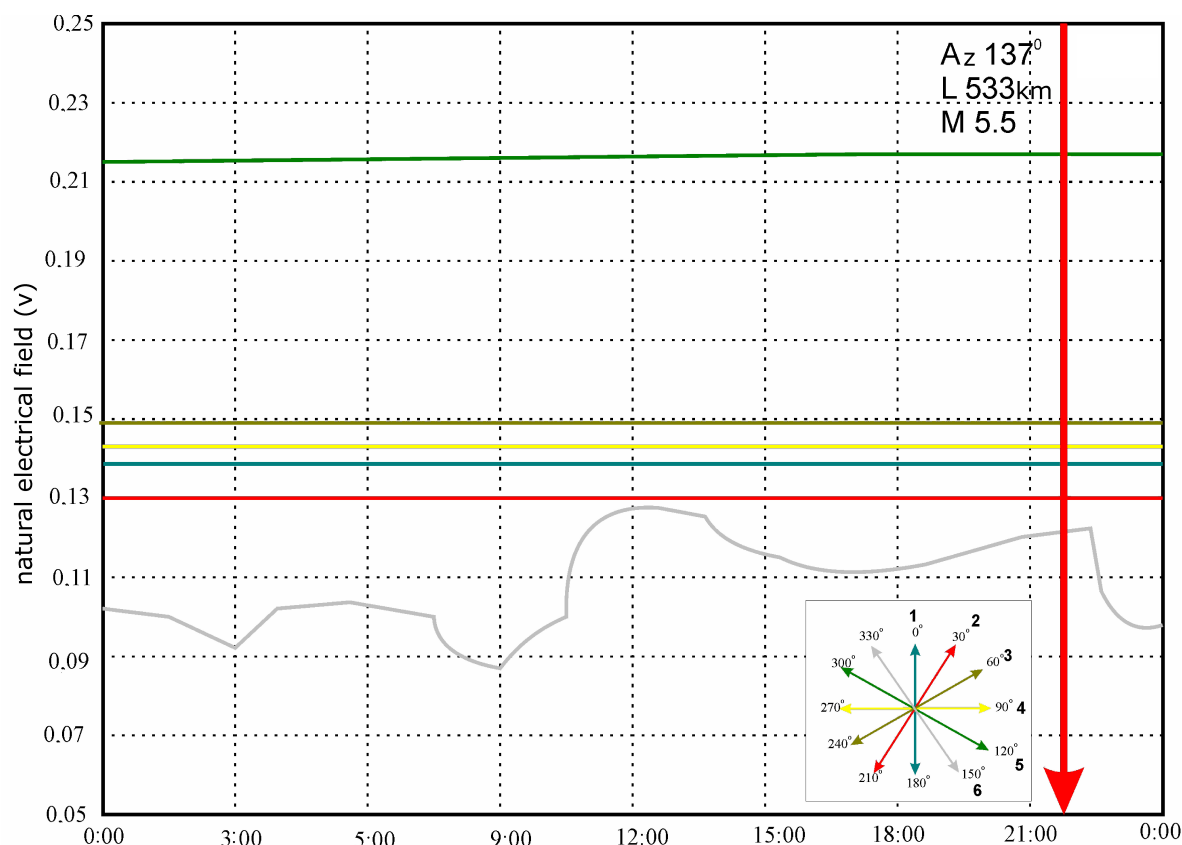


Fig. 6. Variations in the natural electric field as per records in channel 6 (the dipole was oriented at azimuth 150°) before 09 November 2011 earthquake that occurred at 21^h40^m local time; its epicentre was located 533 km away from the monitoring site.

The earthquake timeline is shown by the vertical red line. Earthquake parameters: Az – azimuth (direction) to the earthquake epicentre; L – distance from the monitoring site to the epicentre; M – earthquake magnitude.

Рис. 6. Пример изменения естественного электрического поля на канале 6 (ориентировка диполя по аз. 150°) 9.11.2011 г. перед землетрясением в 21 ч 40 мин при удалении эпицентра от места наблюдений на 533 км.

Здесь и далее: время реализации сейсмического события показано вертикальной красной линией; обозначение параметров землетрясений: «Az» – азимут (направление) на очаг землетрясения; «L» – расстояние от пункта наблюдений до эпицентра; «M» – магнитуда землетрясения.

before seismic events which epicentres are at a distance of 450 km or more away from the monitoring site (Fig. 6 and 7), and about 20–25 hours before seismic events which epicentres are 100 km or less away from the monitoring site (see Fig. 7). Timing can be determined unreliably for an earthquake if its epicentre is located more than 650 km away from the monitoring site;

(3) During the final stage of preparation of a seismic event, the natural electric field is most considerably disturbed, and its perturbations are recorded in channels oriented in the direction azimuthally close to the direction to the epicentre (Fig. 6, 8, and 9).

No obvious relationship has been revealed between air temperature and atmospheric pressure variations and geophysical parameters determined from records taken by the grounded sensors.

The curves shown in Figures 6 and 8 need to be commented as visible disturbances were absent in all the channels, except those oriented towards the epicentre. Moreover, for the majority of seismic events recorded before and after the above-mentioned episodes, the readings were shaped as shown in Figure 9, which means that the perturbations of the electric field before the seismic event were recorded in all the channels, but the highest amplitudes were recorded in the channels oriented towards the earthquake epicentre.

The input data for plotting (see Fig. 6 and 8) and monitoring conditions during recording were thoroughly checked, and we can state that the recording process was not impacted by any hard and/or software failures and/or man-made noise. There were slight deviations (15 to 20 mV) from the background values in

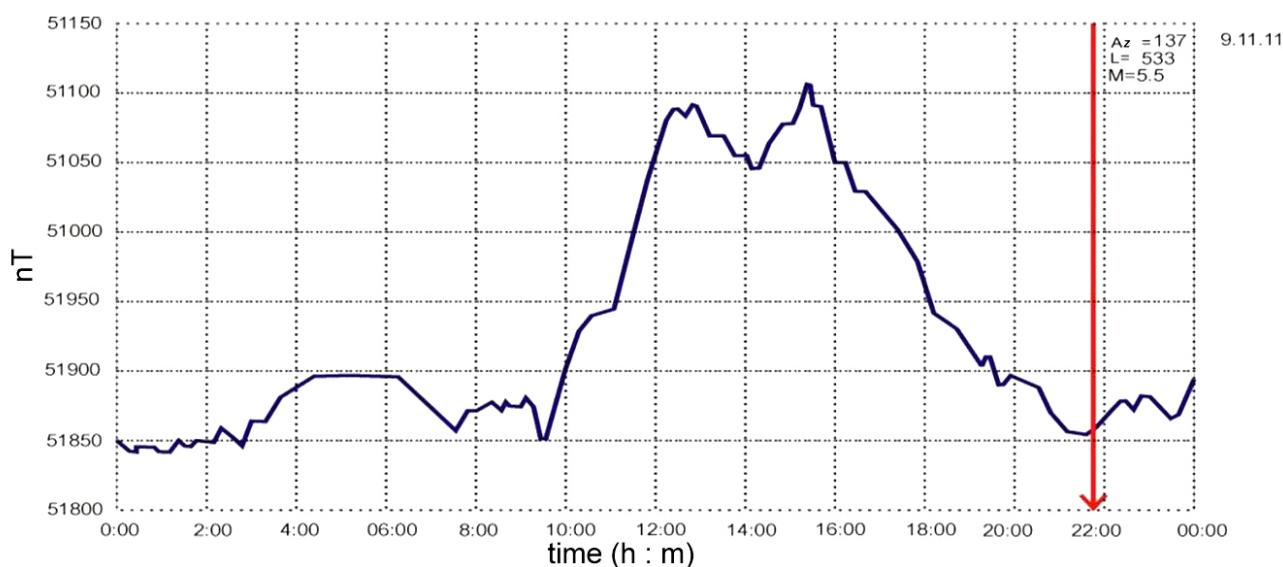


Fig. 7. Variations in the geomagnetic field (ΔT) on 09 November 2011 before the earthquake that occurred at 21^h40^m local time. Records by FM-03 magnetometer.

Рис. 7. Пример изменения геомагнитного поля (ΔT) 9.11.2011 года перед землетрясением в 21 час 40 мин (магнитометр FM-03).

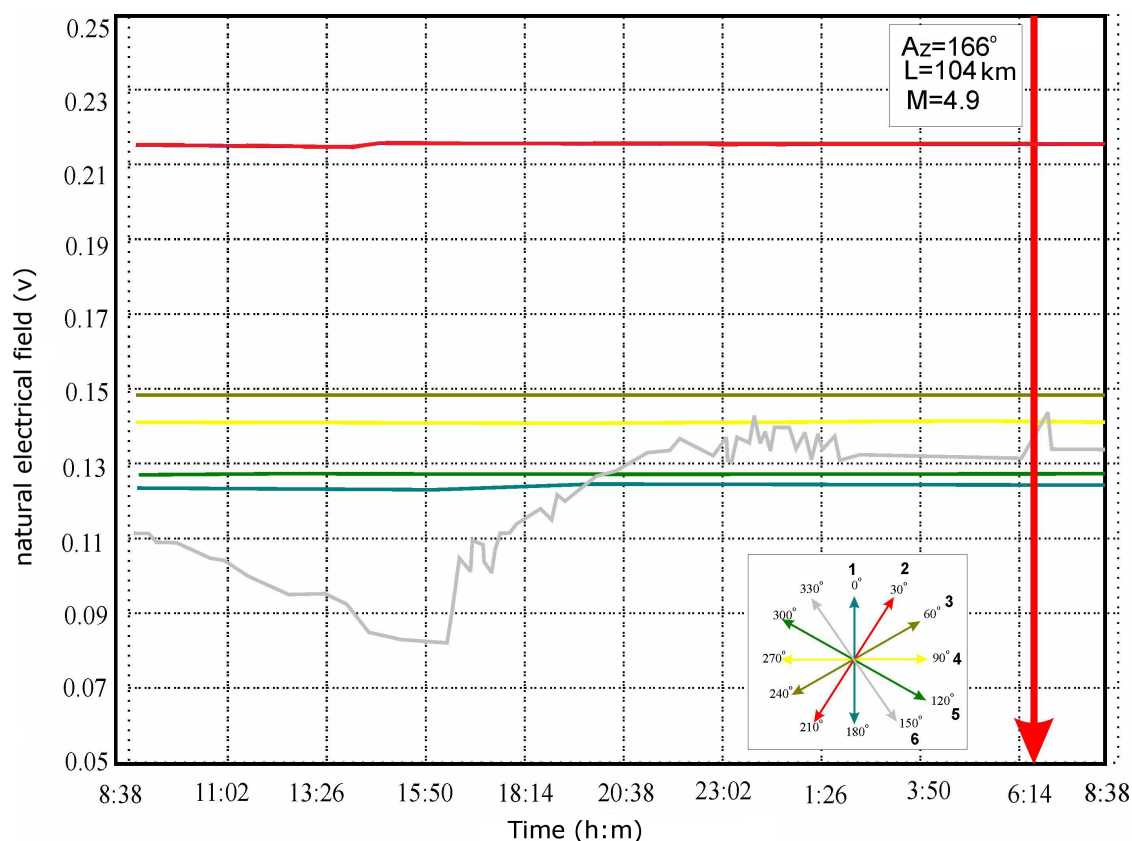


Fig. 8. Variations in the natural electric field before 13 October 2011 earthquake. The channel was oriented at azimuth 150°. The first sharp deviations from the background values were recorded 22 hours before the earthquake.

Рис. 8. Пример изменения естественного электрического поля при близком землетрясении 13 октября 2011 года на канале, ориентированном по азимуту 150°. Резкие отклонения от фонового состояния начинаются за 22 часа до землетрясения.

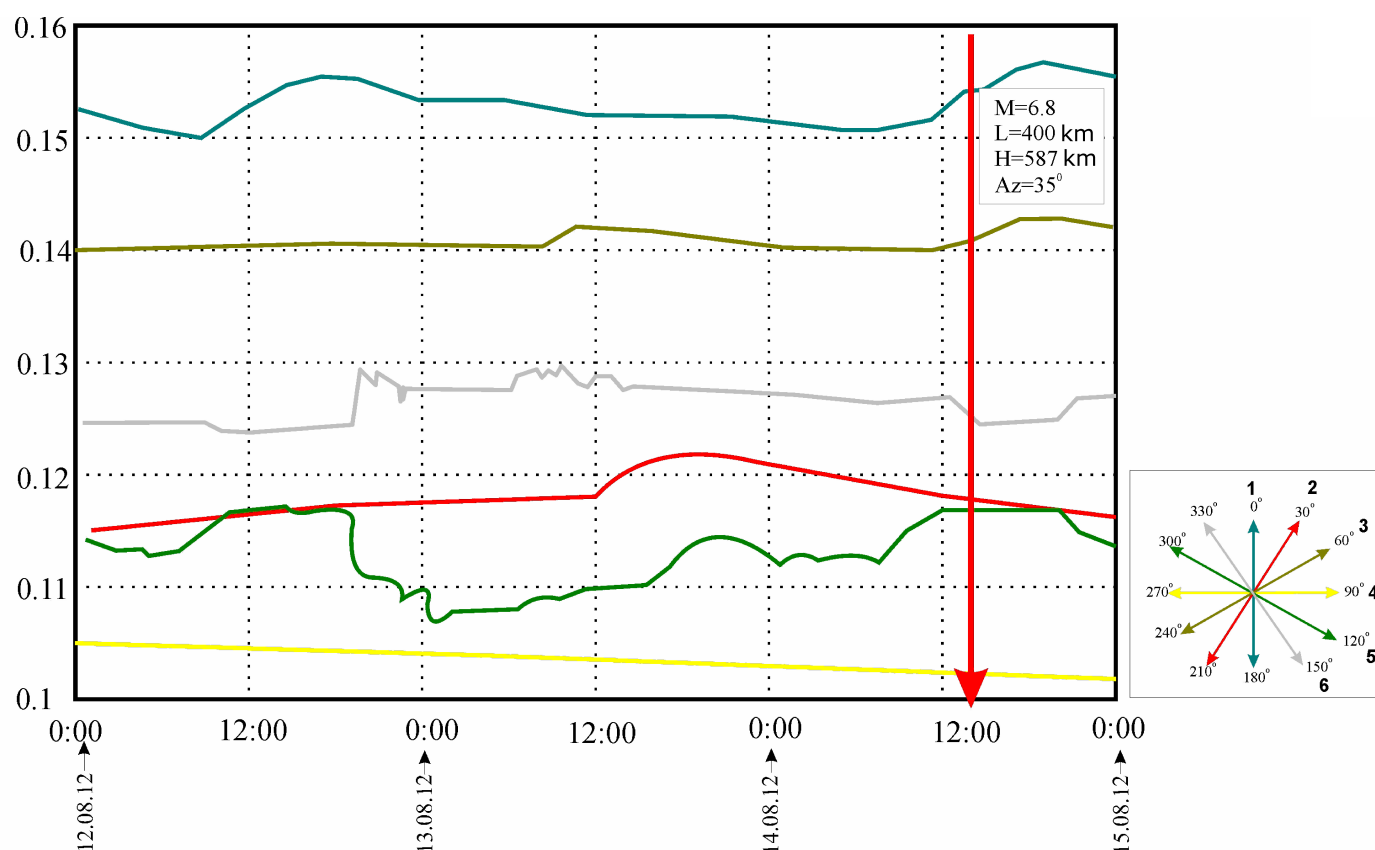


Fig. 9. Perturbations of the natural electric field before 14 August 2012 earthquake at 14^h00^m local time. H – earthquake hypocenter depth.

Рис. 9. Пример возмущения естественного электрического поля перед сильным землетрясением 14 августа 2012 г. в 14 часов 00 мин. H – глубина гипоцентра землетрясений.

the adjacent channels. Monitoring was conducted in favourable conditions (dry weather, sunny days, and normal atmospheric pressure). At the current stage of the study, we fail to find a satisfactory explanation of the fact that the amplitude perturbations were recorded only in channel 6 and absent in other channels. In our future monitoring cycles, we plan to use two sets of recording equipment with dipoles arranged in parallel with each other. Should the majority of records be confirmed in the proposed recording scheme, we will define the conditions and find a physical explanation.

The above-described main results of the long-term geophysical monitoring by the multi-channel station are based on the records of more than 70 episodes when perturbations of the geophysical fields correlated with the final stages of preparation of the seismic events registered by the Sakhalin Seismological Survey. Such results may have given grounds for establishing regularities, but Figures 9 and 10 need to be taken into account as they show responses of the geophysical fields to the strong (yet quite distant) earthquake that occurred on 14 August 2012 in the Sea of Okhotsk at the eastern coast of the Sakhalin Island at a distance of

400 km from the monitoring site. The true azimuth from the monitoring site to the epicentre was 35°.

Figure 9 shows that the first deviations from the background values were recorded at 03^h00^m local time on 12 August 2012; the readings were recorded in channel 2 oriented at the true azimuth of 30°. Field perturbations began with a fairly smooth increase of the signal's amplitude by 7–8 mV. The records at 19^h20^m local time show that the signal's sign was changed abruptly and reduced by 7 mV and, later on, by 10 mV. Simultaneously with the change of the signal's sign in channel 2, sharp perturbations were recorded in channel 6 oriented at azimuth 330°, but with the positive sign and an amplitude of 6 mV. In channels 2 and 6, perturbations continued until the seismic event, but more abrupt changes in voltage were recorded on channel 2 oriented towards the earthquake epicentre. In other channels, except channel 4, weak perturbations were recorded, though they were considerably less pronounced than signals in channels 2 and 6.

It should be noted that three hours before the seismic event, a short-term stabilization of the field,

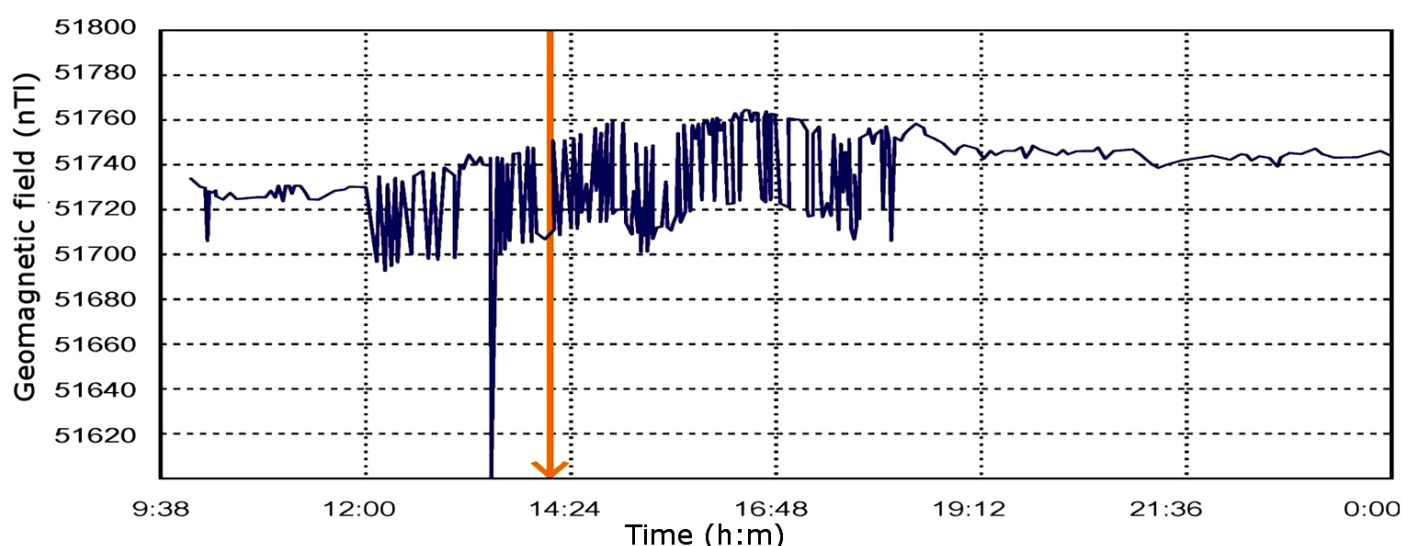


Fig. 10. Response of the geomagnetic field, ΔT to 14 August 2012 earthquake.

Рис. 10. Пример реакции геомагнитного поля (ΔT) на землетрясение 14 августа 2012 г.

which indicated that an earthquake would soon occur, was registered in almost all the recorded episodes, including the episode recorded in channel 6 from 01^h40^m to 05^h50^m local time (see Fig. 8).

It should be also noted that perturbations of the natural electric field, which occurred prior to 14 August 2012 earthquake, were very different from the previously recorded disturbances. In our experimental study, however, this is the first episode with registration of an earthquake with $M > 6$ which epicentre was located at a depth below 500 km. This earthquake may need to be classified in a special category of seismic events, if we consider how it was reflected in the geophysical fields, and this special category deserves further studies.

A response of the geomagnetic field to 14 August 2012 earthquake was recorded by a proton procession magnetometer (MMP 203 with one-minute resolution) (Fig. 10). In this case, variations in the geomagnetic field occurred significantly later, only two hours before the earthquake, but with a higher amplitude and staggered repetition rate. A record taken 40 minutes before the seismic event shows that the signal amplitude exceeded 100 nT, and a 20-minute stabilization period was recorded right before the seismic event.

Among variations in the geomagnetic field (unlike those in the natural electric field), natural daily variations in the geomagnetic field are clearly detectable and rejected from the pool of precursors, while it is possible to detect signals that occur before an earthquake.

A response of the thermal field to the coming seismic event is not always clearly detectable if sensors are

located at shallow depths (3.2 m). The most vivid example of temperature variations in relation to 01 October 2011 earthquake is shown in Figure 11.

5. CONCLUSIONS

The obtained materials give grounds for the following conclusions:

(1) The hydrocarbon deposit located in the zone impacted by the active tectonic fault is highly sensitive to changes in the natural geophysical fields, and its data may be used to reveal and record such changes that characterize the final phase of preparation of earthquakes;

(2) Monitoring of the natural electric field can provide the most informative data for forecasting of seismic events. Based on electrical survey data, timing of a coming seismic event can be quite reliably determined a few hours prior to its occurrence. Moreover, it is possible to specify the azimuthal orientation from the monitoring site to the epicentre;

(3) Temperature logging and magnetic measurements can provide data allowing a more precise determination of timing of the coming seismic event. However, under the current registration system, such data do not allow to specify the direction to the epicentre.

Conclusion 2 suggests that in case of synchronous monitoring by three polygons with spacing to remote no less than 250–300 km, it can be possible to determine coordinates of the future earthquake epicentre by the crosscut location method that is widely applied in geodesy.

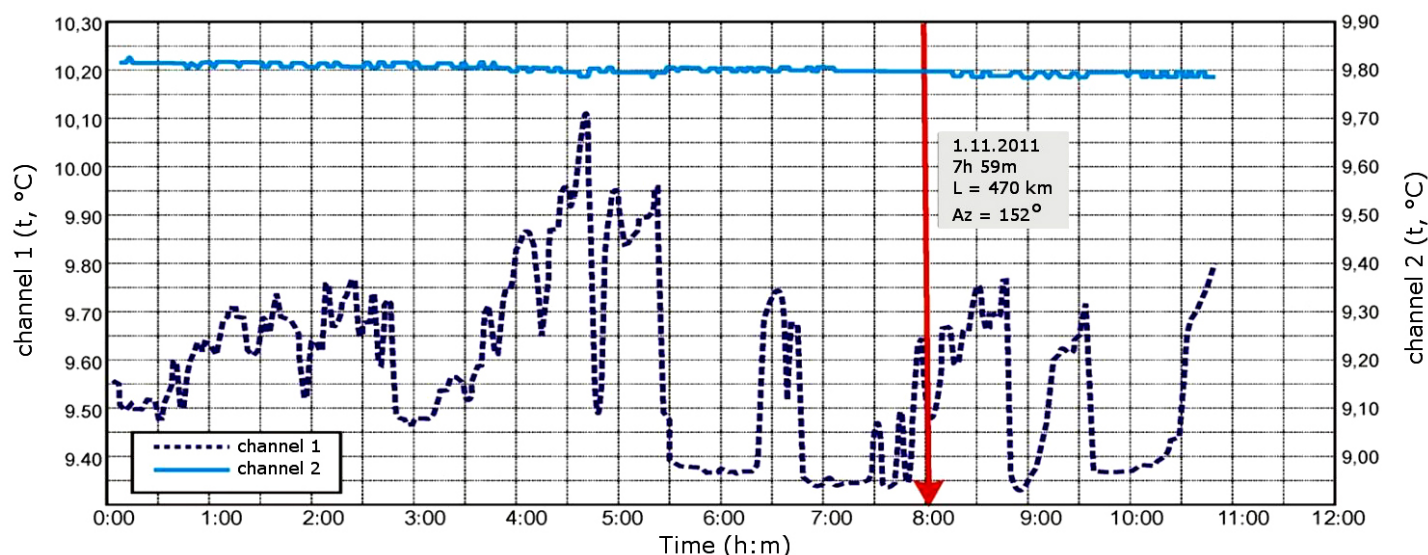


Fig. 11. Temperature variations with time before 01 October 2011 earthquake. Locations of sensors at depth: channel 1 – 3.2 m; channel 2 – 0.6 m.

Рис. 11. Пример временных изменений температур перед землетрясением 1.11.2011 г. Положение датчиков по глубине: канал 1 – 3.2 м; канал 2 – 0.6 м.

It is worth noting that there may be a potential of using the multichannel station for monitoring the electric field and determining the time of a coming seismic event not only above hydrocarbon deposits. A nine-channel station was successfully used in Wakayama in August 1993 [Johnston, 1997, p. 454–455] when variations in the electric field were recorded before earthquakes ($M=3.1$ and 4.2).

In conclusion, it should be noted that in our experimental study, we did not aim at finding a solution for the problem of forecasting strong and hazardous earthquakes. This class of seismic events can be distinguished later, after consolidating statistically reliable data into an ample database and determining criteria for classification of events by parameters of temporal variations in geophysical fields.

At the current stage of our studies, we do not consider any theoretical aspects of geophysical field anomalies (which are convincingly described in [Dobrovolsky, 2009] and provide an explanation of processes observed in our experimental study).

Our main target herein is to publish the obtained results that seem promising for further development of our studies with a potential for elaboration of an efficient earthquake prediction technique showing timing and locations of coming seismic events.

This study was supported by RFBR Joint Grant, FEB RAS No. 11-05-98589-r_vostok_a – Development of the technique for short-term forecasting of seismic events on the basis of changes in geophysical fields above gas-containing geodynamic systems.

6. REFERENCES

- Bulanzhe B.A., 1986. The impact of changes in hydrogeological factors in time on gravity. In: Repeated gravimetry surveys. IER, Moscow, p. 4–23 (in Russian) [Буланже Б.А. Влияние изменения во времени гидрогеологических факторов на силу тяжести // Повторные гравиметрические наблюдения. М.: ИФЗ, 1986. С. 4–23].
- Chekalyuk E.B., Fedortsov I.M., Osadchy V.G., 1974. Field Geothermal Survey. Naukova Dumka, Kiev, 104 p. (in Russian) [Чекалюк Э.Б., Федорцов И.М., Осадчий В.Г. Полевая геотермическая съемка. Киев: Наукова думка, 1974. 104 с.].
- Dobrovolsky I.P., 2009. The Mathematical Theory of Tectonic Earthquake Preparation and Forecasting. Fizmatlit, Moscow, 236 p. (in Russian) [Добровольский И.П. Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения. М.: Физматлит, 2009. 236 с.].
- Johnston M.J.S., 1997. Review of electric and magnetic fields accompanying seismic and volcanic activity. *Surveys in Geophysics* 18 (5), 441–476. <http://dx.doi.org/10.1023/A:1006500408086>.

- Osadchy V.G., Lurie I.F., Erofeev V.F., 1976. Geothermal Criteria of Subsoil Oil and Gas-Bearing Capacities. Naukova Dumka, Kiev, 142 p. (in Russian) [Осадчий В.Г., Лурье А.И., Ерофеев В.Ф. Геотермические критерии нефтегазонасыщенности недр. Киев: Наукова думка, 1976. 142 с.].
- Osika D.G., 1981. Fluid Regime of Seismically Active Regions. Nauka, Moscow, 203 p. (in Russian) [Осика Д.Г. Флюидный режим сейсмически активных областей. М.: Наука, 1981. 203 с.].
- Parovyshny V.A., Senachin V.N., Veselov O.V., Kochergin E.V., 2009. Variations of geophysical fields above fluid-saturated geodynamic systems in relation to seismicity forecasting issues. *Vestnik DVO RAN* (4), 50–58 (in Russian) [Паровышный В.А., Сеначин В.Н., Веселов О.В., Кочергин Е.В. Вариации геофизических полей над флюидонасыщенными геодинамическими системами в связи с проблемой прогноза сейсмических событий // Вестник ДВО РАН. 2009. № 4. С. 50–58].
- Parovyshny V.A., Veselov O.V., Senachin V.N., Kirienko V.S., 2008. Time variations in the geophysical fields above a gas field on Sakhalin Island. *Russian Journal of Pacific Geology* 2 (4), 283–293. <http://dx.doi.org/10.1134/S1819714008040015>.
- Volgina A.I., 1988. On the impact of fluid migration on gravity changes. In: Repeated gravimetry surveys. IEP, Moscow, p. 181–185 (in Russian) [Волгина А.И. О влиянии миграции флюидов на изменение силы тяжести // Повторные гравиметрические наблюдения. М.: ИФЗ, 1988. С. 181–185].
- Volgina A.I., 1990. Results of studying changes in gravity field in time. *Geologiya Nefti i Gaza* (3), 36–37 (in Russian) [Волгина А.И. Результаты изучения временных изменений гравитационного поля // Геология нефти и газа. 1990. № 3. С. 36–37].



Parovyshny, Valery A., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch of RAS
1B Nauki street, Yuzhno-Sakhalinsk 693022, Russia
✉ e-mail: pva@imgg.ru

Паровышный Валерий Андреевич, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
693022, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1 Б, Россия
✉ e-mail: pva@imgg.ru



Senachin, Vladimir N., Candidate of Geology and Mineralogy, Lead Researcher
Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch of RAS
1B Nauki street, Yuzhno-Sakhalinsk 693022, Russia

Сеначин Владимир Николаевич, канд. геол.-мин. наук, в.н.с.
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
693022, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1 Б, Россия



Veselov, Oleg V., Candidate of Geology and Mineralogy, Lead Researcher
Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch of RAS
1B Nauki street, Yuzhno-Sakhalinsk 693022, Russia

Веселов Олег Васильевич, канд. геол.-мин. наук, в.н.с.
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
693022, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1 Б, Россия



Kochergin, Evgeny V., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch of RAS
1B Nauki street, Yuzhno-Sakhalinsk 693022, Russia

Кочергин Евгений Васильевич, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
693022, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1 Б, Россия



STRUCTURE OF THE LITHOSPHERE AND SEISMOTECTONIC DEFORMATIONS IN CONTACT ZONE OF LITHOSPHERIC PLATES IN THE SUMATRA ISLAND REGION

O. A. Kuchay¹, N. A. Bushenkova^{1,2}, A. A. Tataurova²

¹ Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of RAS, Novosibirsk, Russia

² Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

Abstract: The inversion seismic tomography algorithm (ITS) was used to calculate 3D seismic anomalies models for velocities of P- and S-waves in the zone of the Sunda arc, Indonesia. In the area under study, strong earthquakes ($M > 4.8$) are clustered in the zone of high P-wave velocities. Earthquake hypocenters are located in zones of both high and low velocity anomalies of S-waves. The giant Sumatra earthquake (December 26, 2004, $M_w = 9.0$) ruptured the greatest fault length of any recorded earthquake, and the rupture started in the area wherein the sign of P-wave velocity anomalies is abruptly changed. We calculated seismotectonic deformations (STD) from data on mechanisms of 2227 earthquakes recorded from 1977 to 2013, and our calculations show that the STD component, that controls vertical extension of rocks, is most stable through all the depth levels. In the marginal regions at the western and eastern sides of the Sunda arc, the crustal areas (depths from 0 to 35 km) are subject to deformations which sign is opposite to that of deformations in the central part. Besides, at depths from 70 to 150 km beneath the Sumatra earthquake epicentre area, the zone is subject to deformations which sign is opposite to that of deformations in the studied part of the Sunda arc. For earthquakes that may occur in the crust in the Sunda arc in the contact zone of the plates, maximum magnitudes depend on the direction of pressure imposed by the actively subducting plate, which is an additional criteria for determining the limit magnitude for the region under study.

Key words: anomalies of P- and S-wave velocities, the Sunda arc, seismotectonic deformations, limit magnitude.

Recommended by Yu.L. Rebetsky

For citation: Kuchay O.A., Bushenkova N.A., Tataurova A.A. 2015. Structure of the lithosphere and seismotectonic deformations in contact zone of lithospheric plates in the Sumatra Island region. *Geodynamics & Tectonophysics* 6 (1), 77–89. doi:10.5800/GT-2015-6-1-0173.

СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРЫ И СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ЗОНЫ КОНТАКТА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ В РАЙОНЕ ОСТРОВА СУМАТРА

О. А. Кучай¹, Н. А. Бушенкова^{1,2}, А. А. Татаурова²

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

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

Аннотация: На основе сейсмотомографического алгоритма ИТС рассчитано трехмерное распределение аномалий скоростей Р- и S-волн в зоне Зондской дуги. Сильные землетрясения ($M > 4.8$) рассматриваемого райо-

на группируются в зоне повышенных скоростей Р-волн. Гипоцентры сейсмических событий попадают в зоны как повышенных, так и пониженных скоростей S-волн. Географически начало вспарывания очага Суматранского землетрясения 2004 г. ($M_w=9.0$) совпадает с районом резкого изменения знака аномалий скоростей Р-волн. Расчет сейсмотектонических деформаций по данным механизмов 2227 землетрясений, зарегистрированных с 1977 по 2013 г., показал, что на всех глубинах наиболее устойчиво ведет себя компонента СТД, отвечающая за вертикальное удлинение объемов горных масс. Участки земной коры (0–35 км) в окраинных районах с западной и восточной стороны Зондской дуги характеризуются деформациями противоположного знака по отношению к центральной части. Также в слое 70–150 км под эпицентральной областью Суматранского землетрясения происходят деформации противоположного знака по отношению к деформациям рассматриваемой части Зондской дуги. Максимальные магнитуды коровых землетрясений Зондской дуги, возникающие в зоне контакта плит, зависят от направления давления активной погружающейся плиты, что является одним из дополнительных критериев определения предельной магнитуды этого района.

Ключевые слова: аномалии скоростей Р- и S-волн, Зондская дуга, сейсмотектонические деформации, предельная магнитуда.

1. INTRODUCTION

The giant Sumatra earthquake (December 26, 2004, $M_w=9.0$) has become a subject of many interesting publications both abroad [Cheng Zong-yi, Zhu Wen-yao, 2001; Chlieh et al., 2007; Dewey et al., 2007; Engdahl et al., 2007; Vallee, 2007] and in Russia [Rebetskii, Marinin, 2006; Shevchenko et al., 2006]. With account of the fact that it was followed by several strong seismic events near the Sumatra Island, our idea was to conduct a detailed study of seismotectonic deformations (STD) and recent earthquakes. We reviewed data on earthquake focal mechanisms ($M>4.8$) in the Sunda subduction zone [The Global Centroid-Moment-Tensor..., 2015] and estimated STD values for the following depths: 0–35 km (1450 solutions of earthquake focal mechanisms), 36–70 km (539 solutions), 71–105 km (156 solutions), 106–150 km (43 solutions), and 151–300 km (29 solutions). Thicknesses of the layers were determined with account of the availability of data on earthquake foci mechanisms. We checked several options for determining a thickness of a layer for which we estimated STD with application of models showing anomalies of P- and S-wave velocities at various depths. In many cases, we were not satisfied with a number of seismic event records in the given layer, and thus decided to focus our attention on the option with the solutions specified above.

The Sunda arc represents a convergent margin and reflects processes of interaction between the Indo-Australian and Eurasian lithospheric plates that are approaching each other. This movement takes place along the Andaman, Nicobar, Sumatra and Java islands. Seismicity is high in the subduction zone. It should be noted that the density of earthquake hypocentres with

$M>4.8$ decreases with depth, and only a few strong seismic events were recorded at depths below 200 km. Hypocentres of seismic events migrate from the deep-water trough towards the Sumatra and Java islands. The deepest seismic events took place underneath the Barisan ridge with recent volcanism. Earthquakes of thrust (60 %), shear (15 %) and normal-fault (25 %) types occurred in the crust to depths of 70 km. At depths from 70 to 250 km, cases of shearing are rare, and 75–80 % foci were associated with thrusting, and 15–20 % foci with normal faulting.

In the focal area of the giant Sumatra earthquake of December 2004, thrusting took place along the gently sloping plane in the west-south-western direction [The Global Centroid-Moment-Tensor..., 2015]. In the horizontal plane, the focal area is 1000 km long. Similar focal mechanisms are typical of the strongest aftershocks and earthquakes recorded both before and after the Sumatra earthquake, except seismic events of the shear type near Andaman and Nicobar islands. The pattern of the majority of fault planes of the seismic events correlates with the strike of the Sunda arc.

It is logical to suggest that deep processes and the structure of the crust and the lithospheric mantle play an important role in the distribution of deformation and the occurrence of the earthquake foci.

2. TOMOGRAPHY MODELLING METHOD

The velocity structure of the Sumatra Island region has been studied for many years, yet remains insufficiently investigated for constructing a comprehensive geodynamic model that would unambiguously show the development of the territory under study. Seismic

tomography technologies are now widely applied in studies of velocity patterns at depths. The available models either represent separate local reconstructions or show results of global studies with low resolution levels due to insufficient quantities or quality of analysed data, such as global models of mantle inhomogeneities [Hafkenscheid *et al.*, 2001; Van der Hilst *et al.*, 1997], local crust models to the 10 km depth for the Krakatau region [Jaxybulatov *et al.*, 2011] and others.

We studied the seismic pattern of the mantle by applying the inversion tomographic scheme (ITS). Initially, ITS was proposed as an alternative to the traditional direct teleseismic scheme applied to studying high seismicity regions wherein the seismic networks failed to provide for tomographic inversion of proper quality [Koulakov, 1998]. The main prerequisite for using ITS is the availability of records by stations of the global seismic networks of a sufficient number of seismic events in the study area. In the earlier versions of ITS [Koulakov *et al.*, 2002; Kulakov *et al.*, 2003], only teleseismic rays were applied, and sources were not relocated. In the next version of ITS [Koulakov *et al.*, 2006], which is applied in our study, all possible rays available in the catalogues are used. Rays with small epicentral distances provide for preliminary determinations of sources' locations, and rays with large epicentral distances are used to determine the regional deep seismic structure. The ITS algorithm uses the arrival time of seismic P- and S-waves from earthquakes inside the studied region, which were recorded by stations of the global seismic network. Based on the algorithm, it is possible to calculate 3D patterns of anomalies of P- and S-wave velocities and locations of seismic sources.

In our study, the tomographic inversion was calculated in three circular windows with specified coordinates and radius, which are overlapping each other. The circle radius is close by value to the depth of the area under study. To study the upper mantle, the radius is accepted at ~ 1000 km. For each circular window, we selected data on seismic sources located inside such circles, and inversion was carried out with two parametrization grids of different orientations. Inversion results for the circular windows were consolidated into one model. The ITS algorithm is based on the linearized approach envisaging calculation of seismic anomalies during one iteration of inversion on the basis of rays in a one-dimensional model since for obtaining stable results, it is required to process huge volumes of data from the International Seismological Centre (ISC) catalogue (with a high noise factor). Applying non-linear approaches (mainly, 3D ray tracing) makes the task more cumbersome. Moreover, relatively small variations of seismic velocities in the upper mantle (maximum 5 %) do not cause any significant changes in the path of the rays and, correspondingly, do not

lead to calculating errors. In our study, we used the algorithm that is described in detail in [Koulakov *et al.*, 2006].

For our study, we took data on seismic events from the ISC catalogue for the period from 1964 to 2007, and used the arrival times recorded by stations of the global seismic network (10000+). Within the entire study region, we selected 2110 seismic events which travel times are known (more than 200000 times for P- and over 180000 times for the S-rays). Inversion was carried out in the three overlapping circular windows, each with a radius of 8° . Locations of all the earthquakes, which data were taken from the ISC catalogue, were recalculated under the options of the above-mentioned algorithm, and outlying values were screened out and rejected (more than 15 % in the ISC catalogue).

Upon inversion in the circular windows, the root-mean-square (RMS) time residual for the used data was reduced by 35 to 45 %, depending on the circle. Relatively small reduction of the time residual is due to a high noise factor in the data and the low-contrast structure of inhomogeneities in the upper mantle. Results of inversion of the real data for anomalies of P- and S-wave velocities are shown in horizontal sections (see Fig. 1, *a, b, c, d, e*). A correlation between patterns of anomalies of P- and S-wave velocities is evident, which is an indirect confirmation that the proposed models are reliable. Across the region, the anomalies are most contrasting to a depth of 200 km (amplitudes of ~ 3.5 %); at the lower depths of the mantle, they become less contrasting. It should be borne in mind that tomographic inversion generally yields lower amplitudes of anomalies, which is shown in [Koulakov *et al.*, 2006] by results of synthetic testing of the algorithm. Uncertainty with amplitude anomalies reconstruction is a common problem of tomography, which arises in any similar study. In our assumption for the given case, the real amplitude of the anomalies may average higher by a factor of 1.5–2.0 than the obtained results. The tomographic model of the Sumatra-Andaman zone shows anomalies with higher P-wave velocities at different depths (50 km, 100 km, 150 km, and 220 km; see Fig. 1, *a, b, c, d, e*). When using the regional seismic tomography schemes, as in our case, it is technically impossible to determine the detailed structure of the upper 50-km layer (i.e. the crust) because the path of teleseismic rays at such depths is practically vertical. When applying the seismic tomography method to study the structure of the crust, it is required to have a large database of uniformly distributed local seismic data, to which it would be possible to apply local seismic tomography schemes. In the given case, we did not have the materials from the local network. Therefore, the results obtained for the depth of 50 km were used twice, when seismotectonic

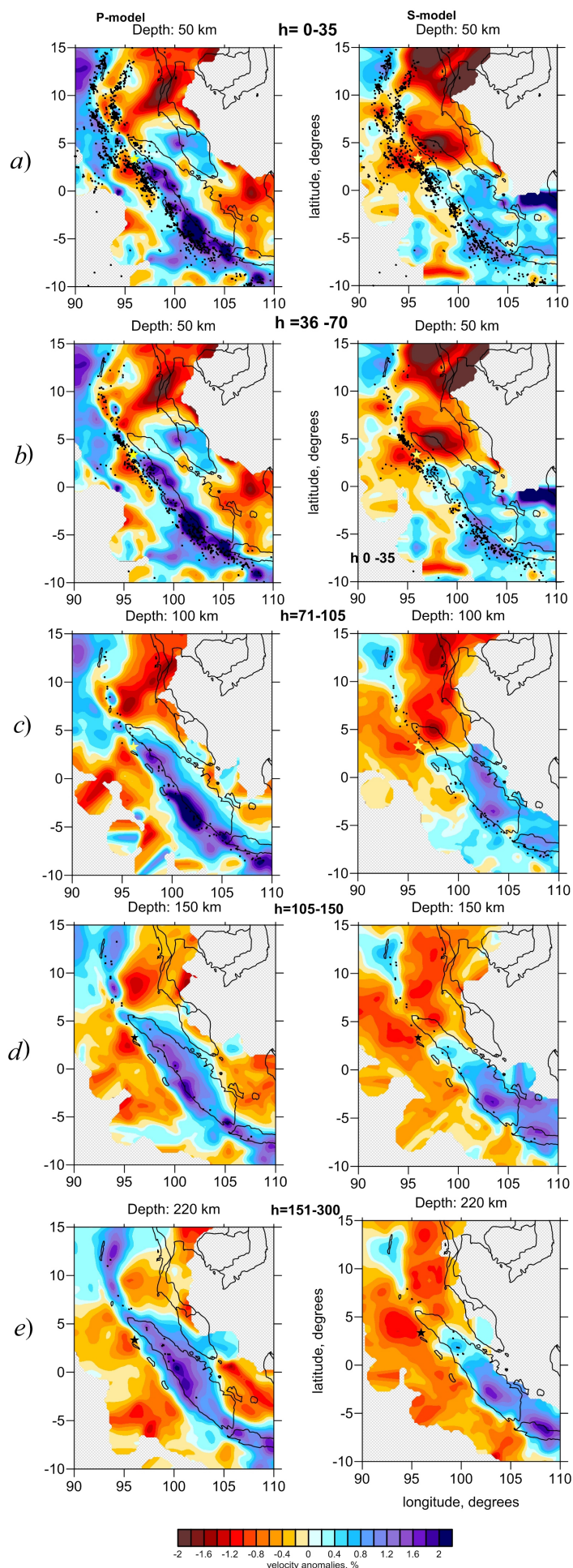


Fig. 1, a, b, c, d, e – anomalies of seismic P- and S-wave velocities at depths of 50, 100, 150, and 220 km.

Areas of high P- and S-wave velocities are shaded in blue; areas of low P- and S-wave velocities are shaded in red-brown. Velocity anomalies are given in percentage values in the column at the bottom of the figure. Epicentres close to the corresponding depths are shown by black and red circles. Yellow and black asterisks show start locations of the rupture in the 2004 Sumatra earthquake focal area.

Рис. 1, a, b, c, d, e – аномалии скоростей сейсмических Р- и S-волн на глубинах 50, 100, 150, 220 км.

Синие тона – зоны с повышенными значениями скоростей Р- и S-волн; красно-коричневые тона – зоны пониженных скоростей Р- и S-волн. Внизу рисунка показана колонка градаций аномалий скоростей в процентном отношении. Черным и красным отмечены эпицентры землетрясений, близких к соответствующим глубинам срезов. В виде звезд желтого или черного цвета отмечены местоположения начальной точки вспарывания в очаге Суматранского землетрясения 2004 г.

deformations were compared in the layer 0–35 km and in the layer 36–70 km.

3. ANALYSIS OF TOMOGRAPHIC MODEL CALCULATIONS AND DISTRIBUTION OF EARTHQUAKE FOCI

By analyzing of the distribution of earthquake epicentres in the maps of increasing and decreasing velocity of compressional and shear waves, we found that the majority of seismic events ($M > 4.8$) in the study region are clustered within the zone of high velocity of P-waves (see Fig. 1, *a, b, c, d, e*). It is most obvious for earthquakes at depths from 36 to 70 km (for the depth of 50 km, the velocity field is reconstructed). Deeper earthquake sources (70–300 km) are concentrated only in areas of high velocity of P-waves (see Fig. 1, *c, d, e*). Hypocentres of seismic events are revealed in zones of both high and low velocity of S-waves (Fig. 1, *a, b, c, d, e*). An interesting fact is that the rupture associated with the Sumatra earthquake (December 26, 2004, $M_w=9.0$) started in the area characterized by an abrupt change of the sign of P-wave velocity anomalies (see Fig. 1, *a*).

4. SEISMOTECTONIC DEFORMATION CALCULATION METHOD

The western part of the Sunda arc has been the subject of many studies aimed at analyses of parameters of earthquake foci mechanisms. A reconstruction of the stress field before the giant Sumatra earthquake of 2004 was published in [Rebetskii, Marinin, 2006] that we believe to be the most interesting work. There were attempts to reconstruct the field of stresses and strain in different areas of this territory [Kundu, Gahalaut, 2011; Radha Krishna, Sanu, 2002; Shevchenko et al., 2006]. However, detailed analysis of seismotectonic deformations at different depth layers has not been executed yet. Therefore, we propose using the method published in [Riznichenko, 1985; Kostrov, 1975] to estimate deformations of rock masses which took place at different depths due to earthquake, as follows: the tensor of seismotectonic deformations equals the sum of seismic moment tensors of all the earthquakes that occurred in the unit volume within a specified period of time:

$$E_{lm} = \frac{1}{\mu VT} \sum_{n=1}^N M_0^{(n)} Q_{lm}^{(n)},$$

where μ – shear modulus; V – averaging volume; $M_0^{(n)}$ – seismic moment of n -th earthquake; $Q_{lm}^{(n)}$ – components of the directional unit tensor of seismic moment of n -th earthquake in the geographic coordinate expressed in the foci mechanism parameters. The value $M_0^{(n)}$ is a

weight factor calculated from the earthquake energy class/magnitude. Deformation of areas, wherein medium and strong earthquakes took place, is mainly determined by strong seismic events. Calculations through the entire region vary in the level of detail as some of the smoothing windows contain only one or two earthquakes. Within each elementary averaging window, we calculate components of the tensor of incremental seismotectonic deformations (STD). In our case, division by time (T) is not carried out, and the total seismotectonic deformation is calculated for the entire period of observations at different depth levels.

For the tectonic plate contact area, seismotectonic deformations are calculated from data on mechanisms of 2227 earthquakes recorded from 1977 to 2013 [The Global Centroid-Moment-Tensor..., 2015]. Taking into account their uneven distribution within the region under study, we select an averaging area that is large enough ($1^\circ \times 1^\circ$; 0.5° spacing). The averaging area for the strongest events are twice as large. For the purposes of mapping, important are not values of deformation, but their signs, i.e. relative elongation / shortening of deformations due to the earthquakes. In this paper, positive/negative values of deformations correspond to relative elongation/shortening of linear dimensions of elementary volumes of the crust in the corresponding directions.

5. ANALYSIS OF CALCULATED FIELDS OF LATITUDINAL, MERIDIONAL AND VERTICAL COMPONENTS OF SEISMOTECTONIC DEFORMATIONS (STD)

In the field of the latitudinal component of STD, the crustal layer (0–35 km) is mainly subject to shortening deformation (negative values), while elongation deformation (positive values) are revealed in the marginal parts of the submeridional zone and in the northern part (Fig. 2, *a*). The field of the meridional component of STD is more uniform and characterized mainly by negative values. Small areas of positive values are located in the marginal zones, i.e. in the northern (near the Andaman and Nicobar Islands) and southern parts of the study region (see Fig. 2, *a*). Positive values are a specific feature of the vertical component of deformations. Areas with negative values are located outside the fault bordering the Sunda arc from the west and south-west, as well as at the eastern side of the Sumatra fault (see Fig. 2, *a*). Of the three components, the highest values are typical of the vertical component of STD.

In the next layer (36–70 km), the deformation pattern is simpler, and values of the latitudinal and meridional components are predominantly negative, and positive in the northern part. The field of the vertical

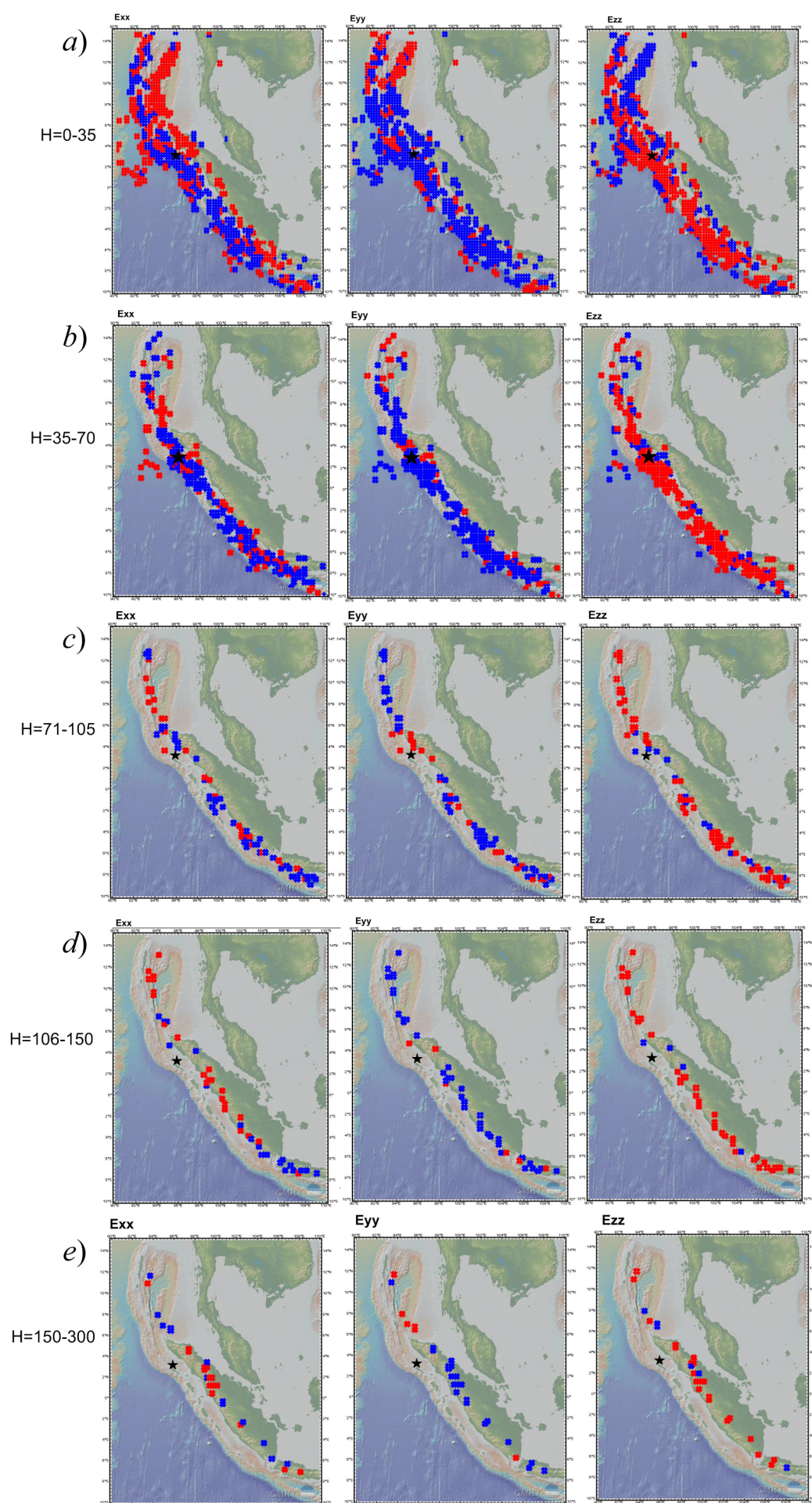


Fig. 2. Latitudinal (E_{xx}), meridional (E_{yy}) and vertical (E_{zz}) components of seismotectonic deformations according to calculations from focal mechanisms of earthquakes ($M > 4.8$) from 1976 to 2013: (a) $H=0-35$ km, (b) $H=36-70$ km, (c) $H=71-105$ km, (d) $H=106-150$ km, (e) $H=150-300$ km.

Columns showing data on components: left – latitudinal, central – meridional, right – vertical. Colour codes of areas marked by boxes: shortening – blue, extension – red. The 2004 Sumatra earthquake epicentre is shown by the asterisk.

Рис. 2. Широтная (E_{xx}), меридиональная (E_{yy}) и вертикальная (E_{zz}) компоненты сейсмотектонических деформаций, рассчитанные по данным механизмов очагов землетрясений, произошедших в период с 1976 по 2013 г. с $M > 4.8$: (a) $H=0-35$ км, (b) $H=36-70$ км, (c) $H=71-105$ км, (d) $H=106-150$ км, (e) $H=150-300$ км.

Колонка слева – поле широтной компоненты, колонка в центре – поле меридиональной компоненты, колонка справа – поле вертикальной компоненты. Синими цветами отмечены укорочения, красными – удлинения объемов горных масс в соответствующих направлениях. Эпицентр Суматранского землетрясения отмечен звездочкой.

component also maintains the mode of deformation of the upper part of the crust (Fig. 2, b).

In the subducting plate, at depths of 70–105 km and 106–150 km, volumes of rock masses are subject mainly to vertical extension and meridional shortening. Meridional elongation and vertical shortening are observed beneath the central part of the epicentral area of the Sumatra earthquake (Fig. 2, c, d). In the latitudinal component (E_{xx}) of deformation, for the upper and lower layers (71–105 km and 106–150 km, respectively), positive values are revealed in the area of the Andaman and Nicobar Islands. Southward, the deformation field (at depths from 71 to 105 km) is lacking uniformity and contains alternating areas of extension and shortening (see Fig. 2, c, d). At depths from 106 to 150 km, positive values of the latitudinal component of deformation are revealed to the south of the epicentral

area of the 2004 earthquake, and negative values are noted in the southern part of the sublatitudinal area (Fig. 2, d). At depths from 150 to 300 km, the number of earthquakes is minimum, and it is possible only with reserve to talk about meridional shortening and latitudinal and vertical extension of rock masses in the central part of the study region. But the vertical component has positive values through virtually the entire region covered by our analyses (Fig. 2, e). Generally, the meridional component of deformation has negative values in all depth ranges, with the exception of the source area of the Sumatra earthquake wherein rock masses at depth from 71 to 150 km are subject to meridional shortening (see Fig. 2, c). Reviewing seismotectonic deformations in the thinner layer, 71–130 km, reveals similar specific features of the deformation pattern in the central part of the source area (Fig. 3).

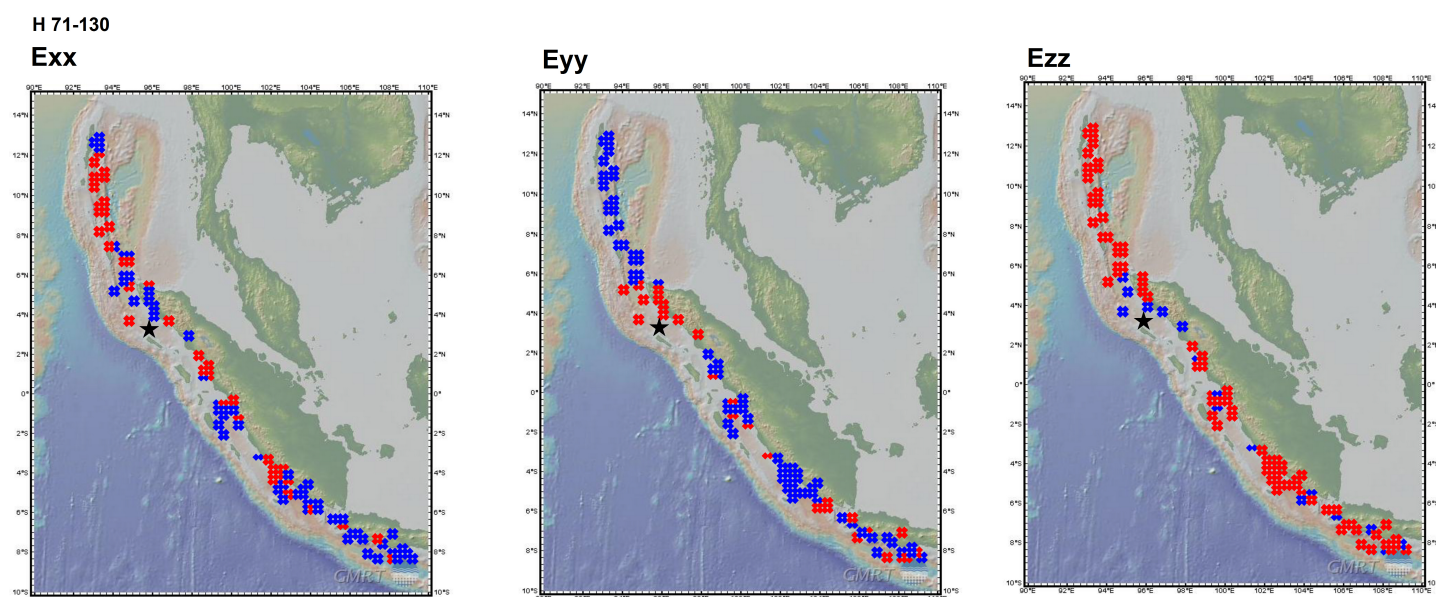


Fig. 3. Latitudinal (E_{xx}), meridional (E_{yy}) and vertical (E_{zz}) components of seismotectonic deformations according to calculations from focal mechanisms of earthquakes at depths from 71 to 130 km.

Рис. 3. Широтная (E_{xx}), меридиональная (E_{yy}) и вертикальная (E_{zz}) компоненты сейсмотектонических деформаций по данным механизмов очагов землетрясений, зарегистрированных в диапазоне глубин $H=71-130$ км.

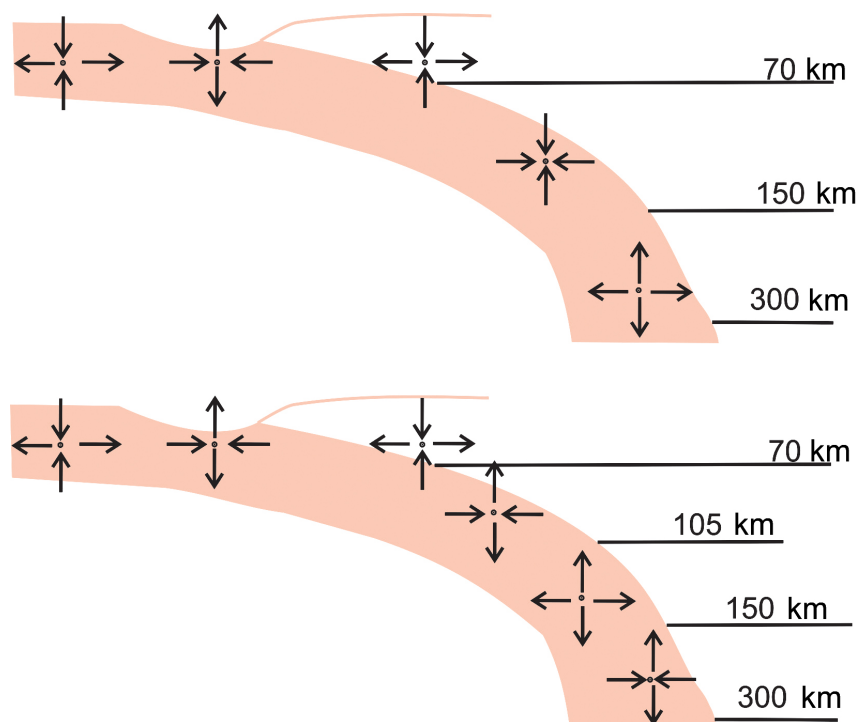


Fig. 4. The pattern of extension and shortening areas in the vertical plane along the parallel across the hypocentral area of the Sumatra earthquake in the contact zone of the Indo-Australian and Eurasian plates (top scheme) and along the parallel at 4°S latitude. The subducting plate is shaded in pink.

Рис. 4. Схема распределения удлинений и укорочений в вертикальной плоскости вдоль параллели через гипоцентральной области Суматранского землетрясения в зоне контакта Индо-Австралийской и Евразийской плит (верхняя схема) и вдоль параллели через 4 градус ю.ш. Розоватым тоном показана погружающаяся плита.

Based on analyses of the obtained results, two sections are constructed, one along the parallel across Sumatra earthquake hypocentre, and another southward of the equator at 4° S latitude. According to Figure 4, at all depths, the most stable behaviour is demonstrated by the vertical extension component of STD, and, to some extent, by the meridional shortening component. The STD analysis shows that at depths from 71 to 150 km beneath the Sumatra earthquake epicentre area, deformation takes place with an opposite sign with respect to deformations of the Sunda arc (Fig. 4).

No dependence has been revealed by attempts to correlate the areas of extension and shortening of the field of the latitudinal, meridional and vertical components of STD with specific features of changes in velocities of compressional and shear waves, as evidenced by the below figures for a range of depths (Fig. 5).

6. THE DISPLACEMENT DIRECTION OF THE INDO-AUSTRALIAN PLATE AND THE DISTRIBUTION OF STRONG EARTHQUAKES

We used data on strong earthquakes' epicentres in the western part of the Sunda subduction arc (the con-

tact zone of the Indo-Australian and Eurasian plates) to investigate the amount of energy of a strongest earthquake that may occur in the contact zone of these plates, depending on the angle between the horizontal displacement of the Indo-Australian plate and the stretch of the contact area. In the studied segment of the Indo-Australian plate, the amount of displacement is practically unchanged. In our assumption, a seismic event is within the zone impacted by the contact between the two plates, if its focus is away from the contact zone by no more than 100 km. This width of the zone is determined by both positional accuracy and dimensions of strong earthquakes' foci.

For our analyses, the contract zone of the two plates was divided into intervals wherein the zone's stretch has not changed (Fig. 6). We measured the angles between the stretch of the contact (zone) and the displacement direction of the Indo-Australian Plate. Since seismic events with $M=6$ occurred in the crust across the entire selected region, all the registered earthquakes with $M \geq 7$ (from 1977 to 2013) are plotted (Fig. 7) with magnitudes shown as a function of angles between the displacement direction of the plate [Chlieh *et al.*, 2007] and the line of contact plates. Data from [Chlieh *et al.*, 2007] on the strongest earthquakes of the

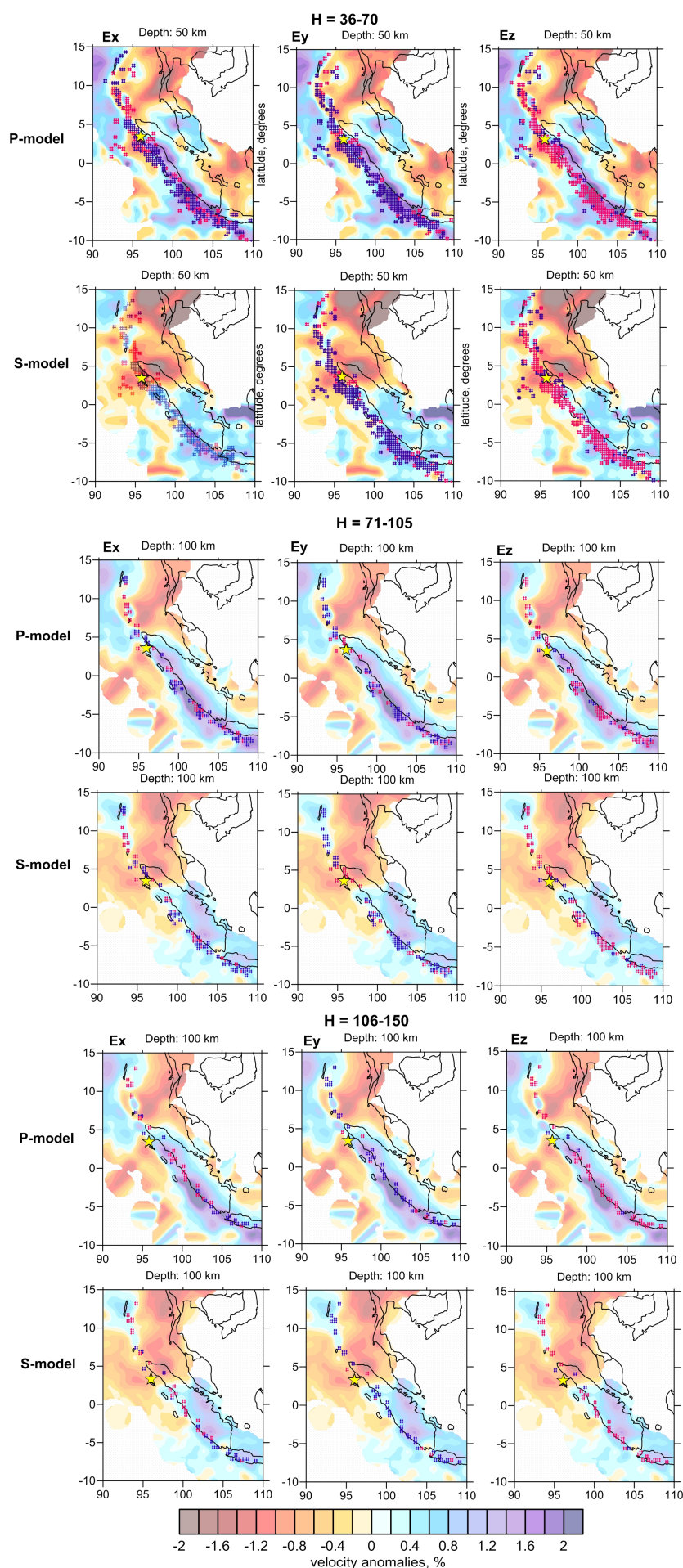


Fig. 5. Latitudinal, meridional and vertical components of seismotectonic deformations according to calculations from earthquake focal mechanisms ($M > 4.8$) at the background of anomalies of seismic P- and S-wave velocities at depths of 50, 100, and 150 km.

Colour codes of areas marked by boxes: shortening – dark blue; extension – red. Areas with high values of P- and S-wave velocities are shaded in blue, low-velocity areas – in orange-brown. The 2004 Sumatra earthquake epicentre is shown by the asterisk. Velocity anomalies are given in percentage values in the column at the bottom of the figure.

Рис. 5. Широтная, меридиональная и вертикальная компоненты сейсмотектонических деформаций, полученных по данным механизмов очагов землетрясений с $M > 4.8$, на фоне аномалий скоростей сейсмических P- и S-волн на глубинах 50, 100, 150 км.

Темно-синими квадратами показаны области укорочения, красными – удлинения. Синие тона – зоны с повышенными значениями скоростей P- и S-волн, оранжево-коричневые тона – зоны пониженных скоростей. Эпицентр Суматранского землетрясения отмечен звездочкой. Внизу показана колонка градаций аномалий скоростей в процентном отношении.

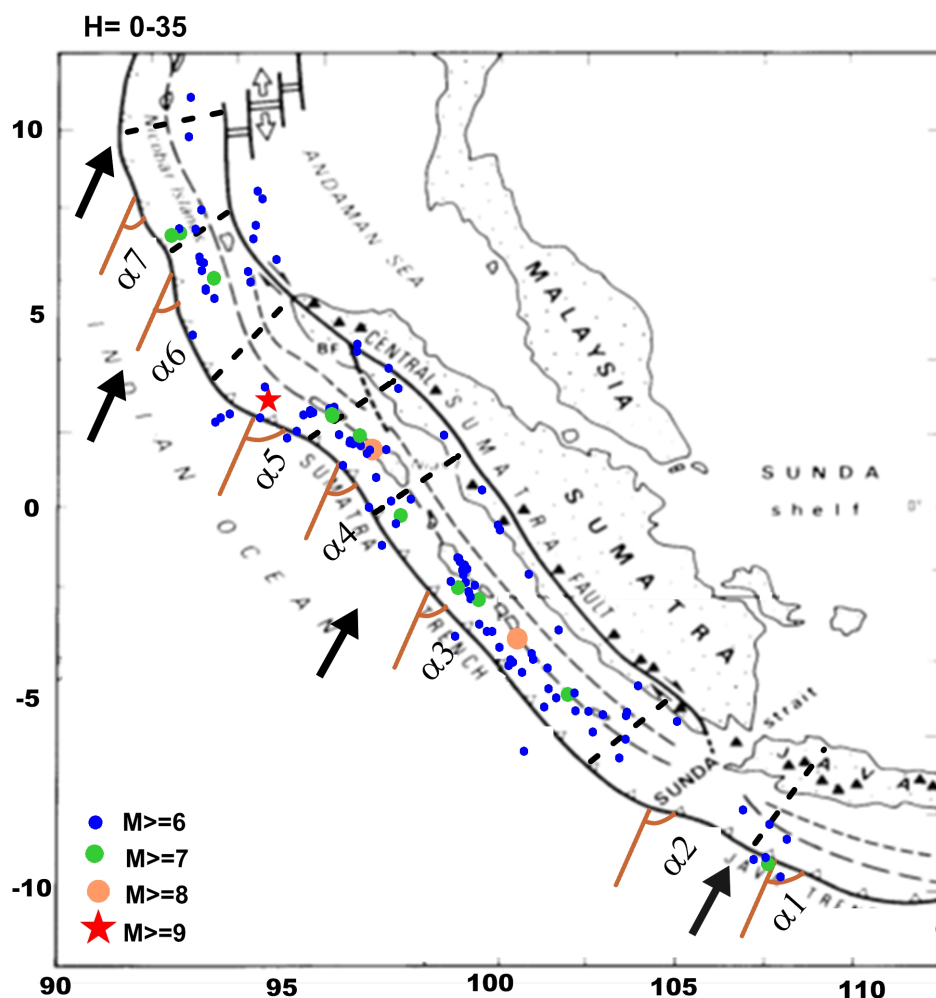


Fig. 6. Locations of earthquake epicentres ($M_s \geq 7$) in the contact zone of the Indo-Australian and Eurasian plates.

The contact zone's scheme is taken from [Huchon, Le Pichon, 1984]. $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$ etc. (brown) – angles between the displacement direction of the Indo-Australian lithospheric plate and the stretch of contact zone of the two plates. Black dashed lines separate areas within which the stretch is maintained. Arrows show the displacement direction of the Indo-Australian plate, according to [Chlieh et al., 2007]. Earthquake epicentres are shown according to [The Global Centroid-Moment-Tensor..., 2015].

Рис. 6. Расположение эпицентров землетрясений с $M_s \geq 7$ в зоне контакта Индо-Австралийской и Евразийской плит.

Схема зоны контакта использована из статьи [Huchon, Le Pichon, 1984]. Коричневым цветом показаны углы между направлением смещения Индо-Австралийской литосферной плиты и зоной контакта двух плит. Эти углы обозначены как $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$ и т.д. Черными штриховыми линиями отделены участки, в пределах которых простирание практически не меняется. Стрелками показано направление смещения Индо-Австралийской плиты [Chlieh et al., 2007]. Эпицентры землетрясений нанесены по данным [The Global Centroid-Moment-Tensor..., 2015].

past years are also used. The most powerful earthquakes occurred in segments of the zone wherein the angles are close to 80 degrees. In Figure 7, the limiting contour shows a possible maximum magnitude of a seismic event that may occur in different parts of the Sunda arc. Thus, for earthquakes that may occur in the crust in the contact zone of the plates, maximum magnitudes depend on the direction of pressure imposed by the actively subducting plate, which is an additional criterion for determining the limit magnitude for the study region.

7. CONCLUSION

In the Sumatra Island region, the strong earthquakes ($M > 4.8$) are clustered in the zone of high P-wave velocities. The hypocentres of the seismic events are revealed in the zones of both high and low velocities of S-waves.

Ripping at the source of the Sumatra earthquake (December 26, 2004, $M_w = 9.0$) started in the area characterized by an abrupt change of the sign of P-wave velocity anomalies.

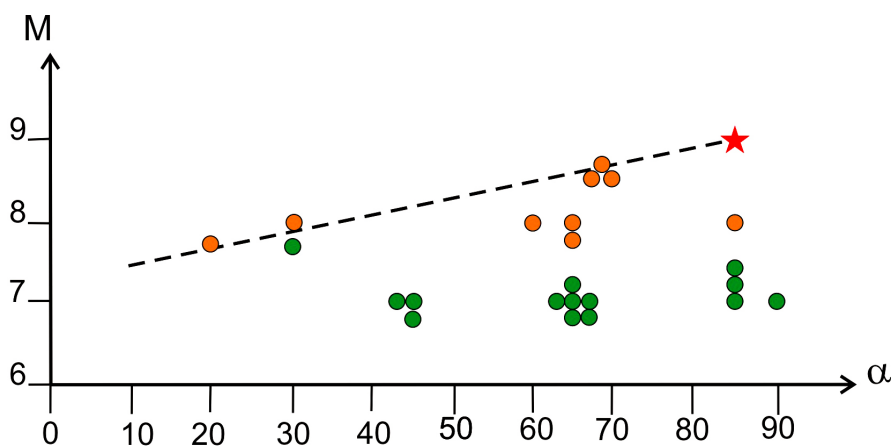


Fig. 7. The dependence of the limit magnitude of earthquake in the contact zone of the Indo-Australian and Eurasian plates on the angle between the displacement direction of the Indo-Australian lithospheric plate and the stretch of contact zone.

The plot is based on historical earthquake data from [Chlieh *et al.*, 2007]. Color codes are the same as in Fig. 6.

Рис. 7. Зависимость предельной магнитуды землетрясений, возникших в зоне контакта Индо-Австралийской и Евроазиатской плит, от угла между направлением смещения Индо-Австралийской литосферной плиты и зоной контакта.

При построении графика использованы данные об исторических землетрясениях [Chlieh *et al.*, 2007]. Цвета кружков соответствуют значениям магнитуд на рис. 6.

Our analyses of seismotectonic deformations show that at all the depths, the most stable behaviour is demonstrated by the vertical extension component of STD. In the marginal areas at the western and eastern sides of the Sunda arc, the crustal layer (0–35 km) is subject to deformations which sign is opposite to that of deformations in the central part. The meridional component of STD is more uniform and characterized mainly by negative values.

In the 70–150 km layer beneath the epicentral area of the Sumatra earthquake, deformations change signs

as compared to those in the studied segment of the Sunda arc.

For earthquakes that may occur in the crust in the contact zone of the plates, maximum magnitudes depend on the direction of pressure imposed by the actively subducting plate, which is an additional criterion for determining the limit magnitude for the study region.

The research is supported by RFBR 13-05-00054, 14-05-00688 and SB RAS Integration Project 76.

8. REFERENCES

- Cheng Zong-yi, Zhu Wen-yao, 2001. Crustal deformation of Asia-Pacific area determined from the GPS data of APRGP97–APRGP99. *Acta Seismologica Sinica* 14 (3), 280–292. <http://dx.doi.org/10.1007/s11589-001-0006-6>.
- Chlieh M., Avouac J. P., Hjorleifsdottir V., Song T. R. A., Ji C., Sieh K., Sladen A., Hebert H., Prawirodirdjo L., Bock Y., Galetzka J., 2007. Coseismic slip and afterslip of the Great (Mw 9.15) Sumatra-Andaman Earthquake of 2004. *Bulletin of the Seismological Society of America* 97 (1A), S152–S173. <http://dx.doi.org/10.1785/0120050631>.
- Dewey J.W., Choy G., Presgrave B., Sipkin S., Tarr A.C., Benz H., Earle P., Wald D., 2007. Seismicity associated with the Sumatra-Andaman Island earthquake of 26 December 2004. *Bulletin of the Seismological Society of America* 97 (1A), S25–S41. <http://dx.doi.org/10.1785/0120050626>.
- Engdahl E.R., Villaseñor A., DeShon H.R., Thurber C.H., 2007. Teleseismic relocation and assessment of seismicity (1918–2005) in the region of the 2004 Mw 9.0 Sumatra-Andaman and 2005 Mw 8.6 Nias Island great earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 97 (1A), S43–S61. <http://dx.doi.org/10.1785/0120050614>.
- Hafkenscheid, Buiter S.J.H., Woltel M.J.R., Spakman W., Bijwaard H., 2001. Modelling the seismic velocity structure beneath Indonesia: comparison with tomography. *Tectonophysics* 333 (1–2), 35–46. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00265-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00265-1).
- Huchon P., Le Pichon X., 1984. Sunda Strait and Central Sumatra fault. *Geology* 12 (11), 668–672. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(1984\)12<668:SSACSF>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12<668:SSACSF>2.0.CO;2).

- Jaaxybulatov K., Koulakov I., Ibs-von Seht M., Klinge K., Reichert C., Dahren B., Troll V.R., 2011. Evidence for high fluid/melt content beneath Krakatau volcano (Indonesia) from local earthquake tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 206 (3–4), 96–105. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.06.009>.
- Kostrov B.V., 1975. Mechanics of Tectonic Earthquake. Nauka, Moscow, 174 p. (in Russian) [Костров Б.В. Механика тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 174 с.].
- Koulakov I., 1998. Three-dimensional seismic structure of the upper mantle beneath the central part of the Eurasian continental. *Geophysical Journal International* 133 (2), 467–489. <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00480.x>.
- Koulakov I., Sobolev S.V., 2011. A tomographic image of Indian lithosphere break-off beneath the Pamir-Hindukush region. *Geophysical Journal International* 164 (2), 425–440. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02841.x>.
- Koulakov I., Sobolev S.V., Weber M., Oreshin S., Wylegalla K., Hofstetter R., 2006. Teleseismic tomography reveals no signature of the Dead Sea Transform in the upper mantle structure. *Earth and Planetary Science Letter* 252 (1–2), 189–200. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2006.09.039>.
- Koulakov I., Tychkov S., Bushenkova N., Vasilevsky A., 2002. Structure and dynamics of the upper mantle beneath the Alpine-Himalayan orogenic belt, from teleseismic tomography. *Tectonophysics* 358 (1–4), 77–96. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00418-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00418-3).
- Kulakov I.Y., Tychkov S.A., Bushenkova N.A., Vasilevsky A.N., 2003. Three-dimensional velocity structure of upper mantle beneath the Alpine-Himalayan orogen. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 44 (6), 566–586.
- Kundu B., Gahalaut V.K., 2011. Slab detachment of subducted Indo-Australian plate beneath Sunda arc, Indonesia. *Journal of Earth System Science* 120 (2), 193–204. <http://dx.doi.org/10.1007/s12040-011-0056-7>.
- Radha Krishna M., Sanu T.D., 2002. Shallow seismicity, stress distribution and crustal deformation pattern in the Andaman-West Sunda arc and Andaman Sea, northeastern Indian Ocean. *Journal of Seismology* 6 (1), 25–41. <http://dx.doi.org/10.1023/A:1014203306506>.
- Rebetskii Y.L., Marinin A.V., 2006. Stressed state of the Earth's crust in the western region of the Sunda subduction zone before the Sumatra-Andaman earthquake on December 26, 2004. *Doklady Earth Sciences* 407 (1), 321–325. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X06020383>.
- Riznichenko Yu.V., 1985. Problems of Seismology. Nauka, Moscow, 408 p. (in Russian) [Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. М.: Наука, 1985. 408 с.].
- Shevchenko V.I., Lukk A.A., Prilepin M.T., 2006. The Sumatra earthquake of December 26, 2004, as an event unrelated to the plate-tectonic process in the lithosphere. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 42 (12), 1018–1037. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351306120068>.
- The Global Centroid-Moment-Tensor (CMT) Project, 2015. Available from: <http://www.globalcmt.org>.
- Vallee M., 2007. Rupture properties of the giant Sumatra earthquake imaged by empirical Green's function analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America* 97 (1A), S103–S114. <http://dx.doi.org/10.1785/0120050616>.
- Van der Hilst R.D., Widiantoro S., Engdahl E.R., 1997. Evidence for deep mantle circulation from global tomography. *Nature* 386 (6625), 578–584. <http://dx.doi.org/10.1038/386578a0>.



Кучай Ольга Анатольевна, канд. физ.-мат. наук, с.н.с.
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090, Новосибирск, проспект академика Коптюга, 3, Россия
Тел. +7(383)3333792; ✉ e-mail: KuchayOA@ipgg.nsc.ru

Kuchay, Olga A., Candidate of Physics and Mathematics, Senior Researcher
Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of RAS
3 Acad. Koptuyug prosp., Novosibirsk 630090, Russia
Tel. +7(383)3333792; ✉ e-mail: KuchayOA@ipgg.nsc.ru



Бушенкова Наталья Анатольевна, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090, Новосибирск, проспект академика Коптюга, 3, Россия
Тел. +7(383)3309201; e-mail: BushenkovaNA@ipgg.sbras.ru
Новосибирский государственный университет
630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Bushenkova, Natalia A., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of RAS
3 Acad. Koptug prosp., Novosibirsk 630090, Russia
Tel. +7(383)3309201; e-mail: BushenkovaNA@ipgg.sbras.ru
Novosibirsk State University
2 Pirogov street, Novosibirsk 630090, Russia



Татаурова Антонина Андреевна, аспирант
Новосибирский государственный университет
630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия
e-mail: ant07@nm.ru

Tataurova, Antonina A., Post-Graduate Student
Novosibirsk State University
2 Pirogov street, Novosibirsk 630090, Russia
e-mail: ant07@nm.ru



MID-MIOCENE SEQUENCES OF HIGH- AND MODERATE-Mg VOLCANIC ROCKS IN VITIM PLATEAU, SOUTHERN SIBERIA: IMPACT OF A SUB-LITHOSPHERIC CONVECTIVE MATERIAL ON THE LITHOSPHERE

I. S. Chuvashova^{1,2}, S. V. Rasskazov^{1,2}, T. A. Yasnygina¹, N. N. Fefelov¹,
E. V. Saranina¹, N. A. Rudneva^{1,2}

¹ Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia

² Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Abstract: A comparative study of major elements, trace elements, and isotopes in high- and moderate-Mg volcanic sequences of 16–14 and 14–13 Ma, respectively, has been performed in the Bereya volcanic center. In the former (small volume) sequence, contaminated by crustal material basalts and trachybasalts of K–Na series were followed by uncontaminated basanites and basalts of transitional (K–Na–K) compositions and afterwards by picobasalts and basalts of K series. From pressure estimates using equation [Scarrow, Cox, 1995], high-Mg magma originated at the deep range of 115–150 km. In the latter (high-volume) sequence, basalts and basaltic andesites of transitional (Na–K–Na) compositions and basalts of Na series were overlain by basalts and trachybasalts of K–Na series. First, there was a strong melting of its shallow garnet-free part with coeval weak melting of more deep garnet-bearing portion, then only a deep garnet-bearing portion of the lithospheric mantle melted. It is suggested that the sequential formation of high- and moderate-Mg melts reflected the mid-Miocene thermal impact of the lithosphere by hot material from the Transbaikalian low-velocity domain, which had the potential temperature T_p as high as 1510 °C. This thermal impact triggered the rifting in the lithosphere of the Baikal Rift System.

Key words: volcanism, geodynamics, Cenozoic, Asia, asthenosphere, lithosphere, picobasalt, basanite, basalt.

Recommended by E.V. Sklyarov

For citation: Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V., Rudneva N.A. 2015. Mid-Miocene sequences of high- and moderate-Mg volcanic rocks in Vitim Plateau, Southern Siberia: Impact of a sub-lithospheric convective material on the lithosphere. *Geodynamics & Tectonophysics* 6 (1), 91–125. doi:10.5800/GT-2015-6-1-0174.

Для цитирования: Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В., Руднева Н.А. 2015. Среднемиоценовые последовательности высоко- и умеренно-Mg вулканических пород на Витимском плоскогорье, юг Сибири: воздействие подлитосферного конвектирующего материала на литосферу // *Геодинамика и тектонофизика*. 2015. Т. 6. № 1. С. 91–125. doi:10.5800/GT-2015-6-1-0174.

СРЕДНЕМИОЦЕНОВЫЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ВЫСОКО- И УМЕРЕННО-Mg ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД НА ВИТИМСКОМ ПЛОСКОГОРЬЕ, ЮГ СИБИРИ: ВОЗДЕЙСТВИЕ ПОДЛИТОСФЕРНОГО КОНВЕКТИРУЮЩЕГО МАТЕРИАЛА НА ЛИТОСФЕРУ

И. С. Чувашова^{1,2}, С. В. Рассказов^{1,2}, Т. А. Ясныгина¹, Н. Н. Фефелов¹,
Е. В. Саранина¹, Н. А. Руднева^{1,2}

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

Аннотация: В восточной части Витимского плоскогорья, в Береинском вулканическом центре, выполнено сравнительное изучение вариаций петрогенных оксидов, микроэлементов и изотопов в последовательностях высоко- и умеренно-Mg вулканитов, извергавшихся, соответственно, 16–14 и 14–13 млн лет назад. В первой (малообъемной) последовательности определена смена контаминированных коровым материалом базальтов-трахибазальтов K-Na-серии неконтаминированными высоко-Mg базанитами-базальтами переходного (K-Na-K) состава и пикробазальтами-базальтами K-серии. По оценкам давлений с использованием уравнения [Searrow, Cox, 1995], высоко-Mg магмы выплавлялись в глубинном интервале 115–150 км. Во второй (крупнообъемной) последовательности выявлена смена базальтов-андезибазальтов переходного (Na-K-Na) состава и базальтов Na-серии базальтами-трахибазальтами K-Na-серии. Сначала произошло сильное плавление малоглубинной безгранатовой части литосферной мантии (или с небольшим содержанием граната) с одновременным слабым плавлением более глубинного субстрата, обогащенного гранатом, а затем продолжал слабо плавиться только ее более глубинный субстрат. Предполагается, что последовательное образование высоко- и умеренно-Mg выплавок отразило среднемиоценовое термальное воздействие на литосферу горячего материала Забайкальского низкоскоростного домена, обладавшего высокой потенциальной температурой (до 1510 °C). Это термальное воздействие вызвало рифтогенез в литосфере Байкальской рифтовой системы.

Ключевые слова: вулканизм, геодинамика, кайнозой, Азия, астеносфера, литосфера, пикробазальт, базанит, базальт.

1. ВВЕДЕНИЕ

Современные представления о происхождении внутриплитных базальтов из источников, расположенных в глубокой части мантии, основаны на моделях глобальной сейсмической томографии в сочетании с результатами экспериментов сверх-высоких давлений [Anderson, 2007; Maruyama et al., 2007; Ghosh et al., 2007, 2009; Karato, 2012]. Океанические базальты, извергающиеся сквозь тонкую молодую литосферу, несут информацию об источниках глубинной и малоглубинной мантии [Hofmann, 1997; Sobolev et al., 2009]. В то же время модели, предложенные, например, для объяснения структуры мантии и состава вулканических пород, связанных с Гавайским плюмом [Sobolev et al., 2005, 2011; Wang, Gaetani, 2008; Hanano et al., 2010; Herzberg, 2011], нельзя непосредственно применить для интерпретации эволюции магматизма других океанических островов и, тем более, континентов. Континентальные базальтовые расплавы проникают сквозь мощную древнюю литосферу и испытывают существенное влияние процессов, сопровождающих их подъем [Dickin, 2005]. Нередко в моделях магматизма, особенно континентального, первостепенная роль отводится эффекту предшествующего метасоматоза литосферной мантии [Griffin et al., 1988; Barry et al., 2003]. В продолжающейся полемике о плюмовой и плитной динамике мантийных процессов решающее значение приобретают сейсмические изображения скорост-

ного строения мантии [Hofmann, 1997; Foulger, 2010].

В позднепермское время и на пермско-триасовом рубеже на территории Азии формировались крупные трапповые провинции – Эмейшанская и Сибирская. В обеих провинциях преобладало поступление низко-Mg (низкотемпературных) базальтовых расплавов, но локально проявились и высоко-Mg¹ (высокотемпературные): меймечитового состава – в Сибири, коматиитового – в Эмейшане [Vasiliev, Zolotukhin, 1995; Fedorenko et al., 1996; Fedorenko, Czamanske, 1997; Kogarko, Ryabchikov, 2000; Hanski et al., 2004; Carlson et al., 2006; Sobolev et al., 2009; Rasskazov et al., 2010]. Образование крупной магматической провинции Сибири моделировалось активизацией термохимического плюма в области переходной и верхней мантии с поперечником почти 1000 км [Sobolev et al., 2011]. В моделях сейсмической томографии мантийные процессы, сопровождавшие образования Сибирской трапповой провинции, однако, уже не регистрируются [Koulakov, Bushenkova, 2010].

Характер плавления мантии в свете сейсмо-томографических моделей находит непосредственное выражение в изучении пространственно-временной эволюции позднекайнозойского магматизма Азии. Здесь была выделена аномальная ман-

¹ К высоко-Mg вулканическим породам относятся их разновидности, кристаллизующиеся из магматических расплавов с содержаниями MgO от 12 до 32 мас. % [Le Bas, 2000; Kerr, Arndt, 2001].

тия по запаздыванию скоростей сейсмических волн от атомных взрывов в штате Невада, США [Rogozhina, Kozhevnikov, 1979]. В начале 1990-х гг. появились гипотезы о связи вулканизма некоторых районов Центральной и Восточной Азии с плюмами в понимании, предложенном Дж. Морганом [Nakamura et al., 1990; Yarmolyuk et al., 1990, 1994; Rasskazov, 1991]. Предполагалось также, что рассредоточенный внутриплитный кайнозойский вулканизм этой территории в целом был производным обширного астеносферного апвеллинга с более глубинного мантийного уровня («горячая область» [Tatsumi et al., 1990]) или конвективного потока, поднимавшегося от границы ядро–мантия («горячее поле мантии» [Zonenshain et al., 1991]). Позже появились модифицированные варианты динамики этой области [Maruyama et al., 2007; Yarmolyuk et al., 2000; et al.].

Внутриплитному вулканизму предполагаемого крупномасштабного азиатского астеносферного апвеллинга была приписана изотопная аномалия DUPAL [Flower et al., 1998]. Однако выполненные изотопно-геохимические исследования свинцов в кайнозойских базальтах показали ограниченное пространственное распространение этой аномалии в кайнозойских базальтах, извергавшихся в пределах Тувино-Монгольского и других рифейских массивов, некогда принадлежавших Восточной Гондване Южного полушария Земли и дрейфовавших в позднем докембрии по Палеоазиатскому океану в Северное полушарие. Отсутствие аномалии DUPAL в кайнозойских базальтах, извергавшихся в более молодых (каледонских) складчатых комплексах, свидетельствовало о том, что она была привнесена дрейфовавшими рифейскими массивами и характеризовала источники малоглубинной мантии [Rasskazov et al., 2002a, 2002b].

С улучшением разрешения глубинных сейсмических моделей выявилось сложное строение мантии Азии. На основе модели S-волн [Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003] и анализа пространственно-временного распределения кайнозойских внутриплитных базальтов были выделены крупные низкоскоростные домены, объединяющие локальные аномалии на двух верхнемантийных ярусах: Забайкальский в нижнем ярусе (200–410 км) и Саяно-Монгольский, Охотоморский и Филиппинморский – в верхнем ярусе (50–200 км) [Rasskazov et al., 2003a; 2004]. Эта же модель S-волн была использована затем в качестве основы для моделирования сквозных плюмовых колонн верхней мантии в глубинном интервале 200–670 км локальными гравитационными аномалиями [Zorin et al., 2006].

Разноглубинная индивидуальность Забайкальского и Саяно-Монгольского низкоскоростных (расплавных) доменов подчеркивается резкой ла-

теральной сменой скоростей в модели [Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003] на уровне 250 км и латеральной сменой состава позднекайнозойских вулканических пород. В контуре Забайкальского домена распространены высоко-Mg вулканические породы. Извержения лав такого состава частично предшествовали (но в основном за ними следовали) извержения умеренно-Mg лав. В контуре Саяно-Монгольского расплавного домена позднекайнозойские породы имеют исключительно умеренно-Mg состав, а высоко-Mg породы отсутствуют (рис. 1). Следовательно, Забайкальский и Саяно-Монгольский домены обладали петрогенетической индивидуальностью магматических процессов.

Высоко-Mg лавы извергались в контуре Забайкальского домена в середине миоцена, как правило, в небольших объемах. Следовавшие за ними и возобновлявшиеся в течение миллионов лет извержения умеренно-Mg лав формировали крупные вулканические массивы. Так, малообъемные (первые км³) начальные извержения высоких-Mg оливиновых мелалейцититов произошли на Удоканском вулканическом поле около 14 млн лет назад. Массовые извержения (объем 450 км³) вулканитов серий щелочной оливиновый базальт – трахит и базанит – тефрифонолит распространились на этой территории в последние 8 млн лет [Rasskazov et al., 1997, 1998, 2000]. Небольшой выход высоко-Mg базальтов обнаружен на Камарском вулканическом поле в толще возрастом 16–15 млн лет. Этим извержениям предшествовали и за ними следовали извержения низко-Mg базальтов, слагающих вулканические толщи с датировками в интервалах, соответственно, 18.1–17.6 и 13–12 млн лет [Rasskazov et al., 2003b; 2013]. Подобным образом небольшие тела высоко-Mg пород и объемные массивы пород низко-Mg состава соотносятся на Витимском и Дариганском вулканических полях [Aschepkov, 1991; Aschepkov et al., 2003; Chuvashova et al., 2012, 2015].

В настоящей работе мы приводим результаты изучения состава среднемиоценовых пород Витимского вулканического поля в возрастных интервалах 16–14 и 14–13 млн лет. В первом интервале представлены высоко-Mg породы (базаниты, пикробазальты, базальты), во втором – умеренно-Mg породы (базальты, трахибазальты, андезибазальты). Микроэлементы из вулканических пород были определены в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры СО РАН методом ICP–MS с использованием масс-спектрометра Agilent 7500ce Байкальского аналитического центра коллективного пользования (пробоподготовка М.Е. Марковой, калибровка данных Т.А. Ясныгиной) по методике, приведенной в работах [Yasnygina et al., 2003; Rasskazov et al., 2012]. Измерение изотоп-

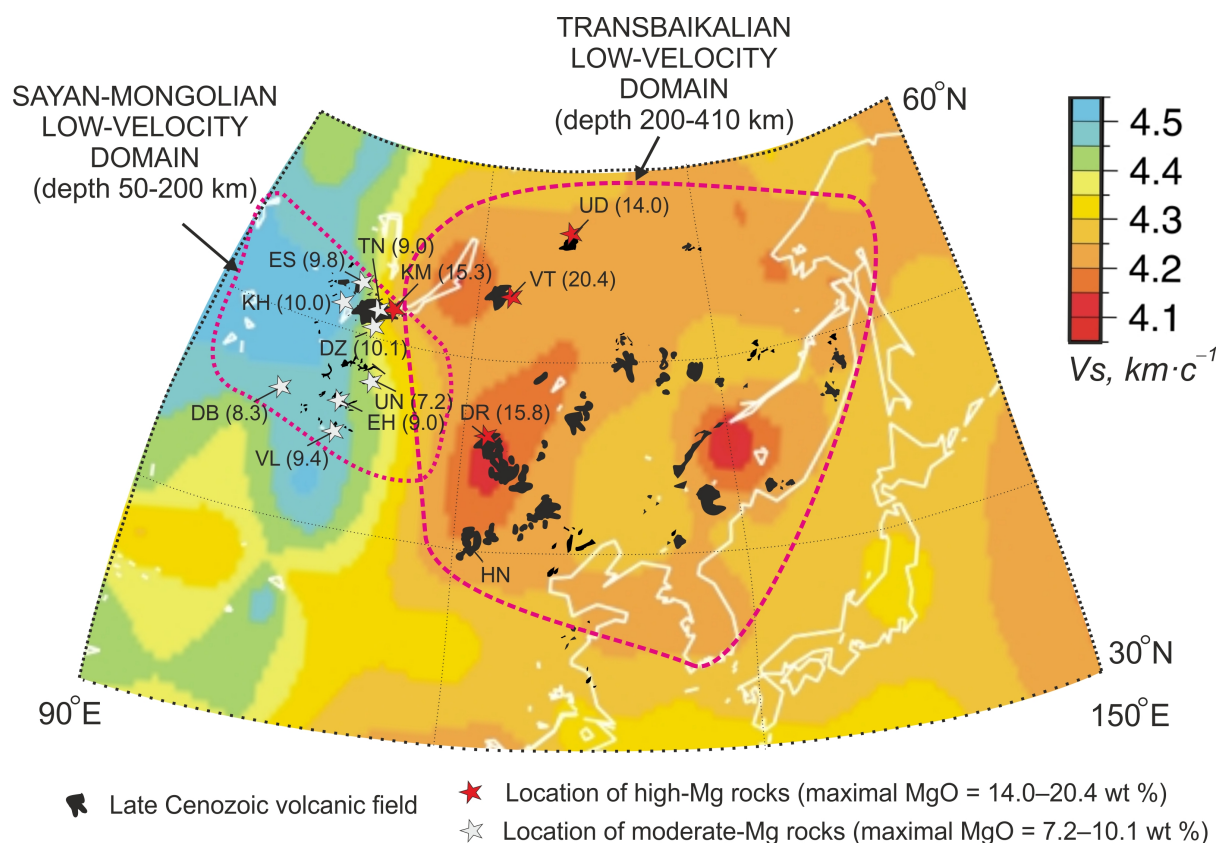


Рис. 1. Пространственное распределение высоко- и умеренно-Mg среднемиоценовых вулканических пород во Внутренней Азии по отношению к сечению скоростей S-волн на глубине 250 км из работы [Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003].

Интегрированные скоростные характеристики разных уровней мантии относятся к глубокому Забайкальскому и менее глубокому Саяно-Монгольскому низкоскоростным доменам [Rasskazov et al., 2003]. Использованы данные для вулканических пород из базы данных [Certificate..., 2013]. Вулканические поля со среднемиоценовыми породами: высоко-Mg – Витимское (VT), Удоканское (UD), Камарское (KM), Дариганское (DR); умеренно-Mg – Тункинское (TN), Джидинское (DZ), Восточно-Саянское (ES), Хубсугульское (KH), Дзабханское (DB), Долиноозерское (VL), Восточно-Хангайское (EH), Угейнурское (UN). Рядом с каждым местонахождением среднемиоценовых пород высоко- и умеренно-Mg состава в скобках приведено максимальное содержание MgO (мас. %). Показано также местоположение вулканического поля Ханнуоба (HN), на котором эволюционированные щелочные оливиновые базальты были производными высоко-Mg расплавов (см. текст).

Fig. 1. Spatial distribution of high- and moderate-Mg Mid-Miocene volcanic rocks in Inner Asia relative to S-wave velocity image at depth 250 km after Yanovskaya and Kozhevnikov [2003].

Integrated velocity characteristics at different levels of the upper mantle are referred to the deeper Transbaikalian and more shallow Sayan-Mongolian low-velocity domains [Rasskazov et al., 2003]. Data for volcanic rocks are from the database [Certificate..., 2013]. Volcanic fields with Mid-Miocene rocks: *high-Mg* – Vitim (VT), Udokan (UD), Kamar (KM), Dariganga (DR); *moderate-Mg* – Tunka (TN), Dzhida (DZ), Eastern Sayans (ES), Khubsugul (KH), Dzabkhan (DB), Valley of Lakes (VL), Eastern Hangay (EH), Ugii-Nur (UN). Next to each Mid-Miocene location of high- and moderate-Mg rocks, a maximum content of MgO (wt. %) is shown in parentheses. Also, location of the Hanuoba volcanic field (HN), where evolved alkali olivine basalts are derived from high-Mg liquids, is shown (see text).

ных отношений Sr и Nd проводилось на 7-коллекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 Байкальского аналитического центра коллективного пользования (пробоподготовка Е.В. Сараниной, масс-спектрометрические исследования Н.Н. Фелелова) по методике, приведенной в работе [Rasskazov et al., 2012]. Петрогенные оксиды измерялись в Аналитическом центре Института земной коры СО РАН классической «мокрой химией» (аналитики Г.В. Бондарева и М.М. Самойленко). Частич-

но использовались аналитические данные, полученные в работах [Esin et al., 1995; Harris, 1998; Johnson et al., 2005; Chuvashova et al., 2015].

2. ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИТОРИИ

Территория исследований находится в области сочленения Еравнинского островодужного, Икат-

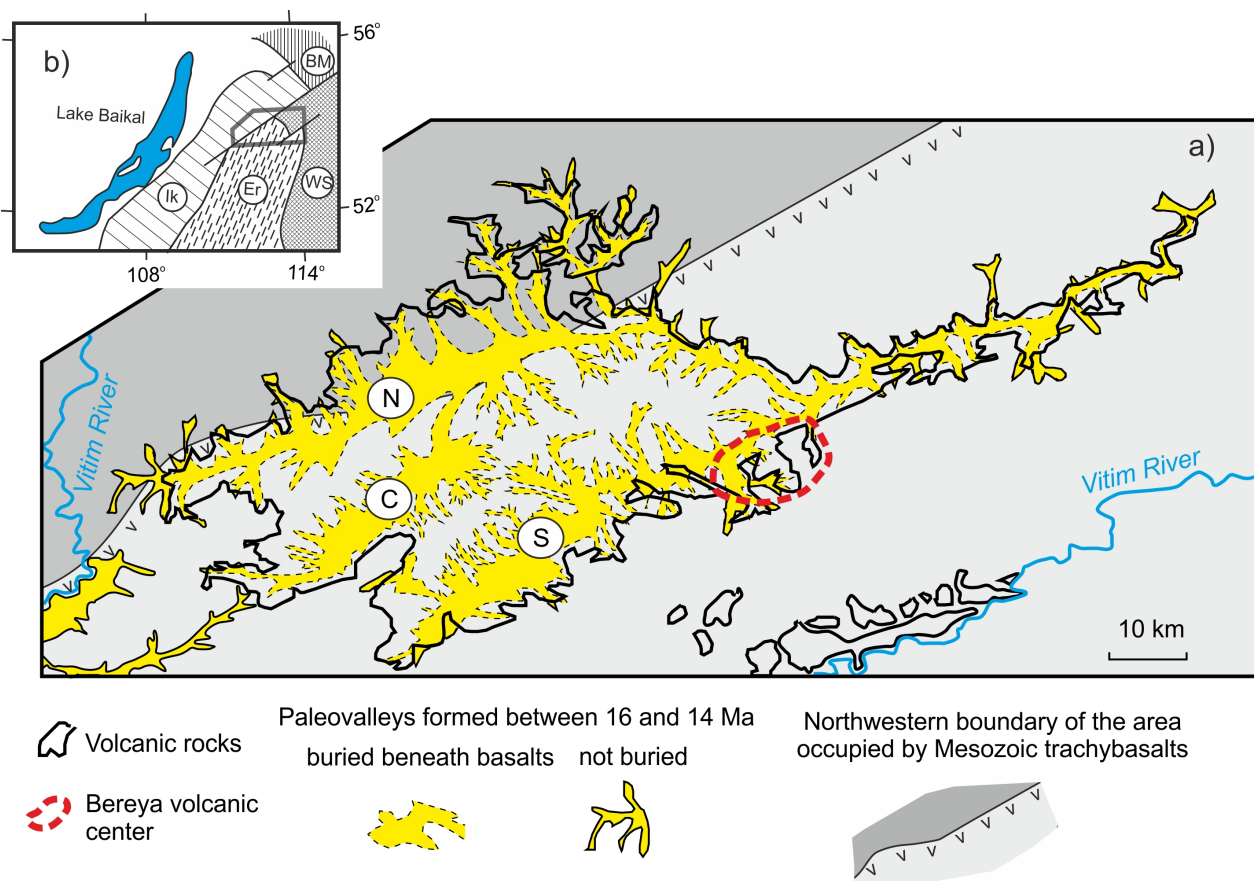


Рис. 2. Среднемиоценовые речные долины, погребенные под лавами Витимского вулканического поля (a) и тектоно-стратиграфические террейны Западного Забайкалья (b).

a – палеодолины: Северная (N), Центральная (C) и Южная (S) [Rasskazov et al., 2000, 2007b]; b – границы террейнов: островодужного Еравнинского (Er), задугового турбидитового Икатского (Ik), рифейского Байкало-Муйского (BM) и составного Западно-Станового (WS) [Belichenko et al., 2006].

Fig. 2. Mid-Miocene river valleys buried under lavas of the Vitim volcanic field (a) and tectono-stratigraphic terranes of Western Transbaikalia (b).

In the scheme (a), the Northern (N), Central (C) and Southern (S) paleovalleys are shown after Rasskazov et al. [2000, 2007b]. In the scheme (b), the terrane boundaries island arc Eravna (Er), back-arc turbidite Ikat (Ik), Riphean Baikalo-Muya (BM), and composite West Stanovoy (WS) are designated after Belichenko et al. [2006].

ского турбидитового и Западно-Станового составного террейнов [Belichenko et al., 2006]. В раннем палеозое по границе между Еравнинской островной дугой и Икатским задуговым бассейном внедрялись щелочно-ультраосновные тела сайжинского комплекса [Konev, 1982]. В мезозое территория Еравнинского и Станового террейнов оказалась охваченной вулканическими извержениями преимущественно трахибазальтового состава. В пределы Икатского террейна извержения не распространялись. В кайнозое на территории Еравнинского террейна образовалось Витимское вулканическое поле (рис. 2, b).

Вулканическое поле получило известность благодаря многочисленным работам по глубинным включениям из щелочных базальтоидов и пикро-

базальтов [Volyanyuk et al., 1976; Kiselev et al., 1979; Rasskazov, 1985, 1993; Aschepkov, 1991; Ionov et al., 1993, 2005; Litasov, Taniguchi, 2002; Litasov et al., 2000a; Litasov et al., 2000b; Aschepkov et al., 2011; Goncharov, Ionov, 2012]. С начала 1980-х гг. на вулканическом поле проводилось систематическое изучение последовательностей кайнозойских вулканических и вулканогенно-осадочных толщ с использованием керн скважин. Слои вулканических пород, вскрытых скважинами Байкальского филиала «Сосновгеология» ФГУП «Урангеологоразведка» и других геологических организаций, использовались для корреляций стратиграфических подразделений с применением датирования в K-Ar-изотопной системе и согласованием с биостратиграфическими данными осадочных отложений [Rasskazov et al., 2000,

2001, 2007b; Chernyaeva et al., 2007; Usoltseva et al., 2010; Chuvashova et al., 2015].

Разработанная стратиграфическая схема включает кулариктинскую свиту олигоцена – нижнего миоцена, джилиндинскую свиту среднего–верхнего миоцена, хойготскую толщу плиоцена и береинскую толщу плейстоцена. Кулариктинская свита формировалась в слаборасчлененном рельефе. Единичные К–Аг-датировки, сопоставляющиеся со свитой, не привязаны к разрезу и нуждаются в подтверждении прецизионными геохронометрическими данными. Джилиндинская свита начала формироваться на своде Антасе, поднятие которого сопровождалось заложением глубоких (до 500 м) рифтовых палеодолин с эрозионным расчленением окружающей территории. Под вулканическими породами и осадочными отложениями погребены три палеодолины, протягивающиеся в северо-восточном направлении: Северная, Южная и Центральная. Первая прослежена на 120 км, вторая – на 100 км, третья – на 50 км. В начале среднего миоцена (16–14 млн лет назад) в палеодолинах накапливались грубообломочные отложения нижнеджилиндинской подсвиты, почти не содержащей вулканических прослоев. Дальнейшее осадконакопление с переходом к фациям озерных отложений верхнеджилиндинской подсвиты среднего–верхнего миоцена сопровождалось объемными излияниями лав во временном интервале 14.4–9.0 млн лет назад. Затем лавы и осадки джилиндинской свиты были частично эродированы. В образовавшихся эрозионных палеодолинах накапливались лавы и осадки хойготской и береинской толщ.

Лавами, изливавшимися на Витимском поле во временном интервале 16.0–0.6 млн лет, была занята площадь около 5000 км². Общий объем вулканических пород превысил 1500 км³. Извергнутые лавы способствовали планации рельефа с образованием обширного Витимского плоскогорья.

На вулканическом поле закартировано 88 шлако-лавовых конусов, выступающих над аккумулятивной лавовой поверхностью. При бурении обнаружено еще 18 погребенных вулканических построек. Шлако-лавовые аппараты распределены дискретно и образуют семь крупных и шесть небольших вулканических центров (на рис. 2 не показаны). Крупные имеют поперечник 16–20 км и насчитывают от 7 до 17 отдельных шлако-лавовых построек. Вулканические центры меньших размеров (в поперечнике первые километры) объединяют от двух до четырех шлако-лавовых построек. Каждый вулканический центр действовал в течение ограниченного временного интервала и отличался по времени активности от других вулканических центров [Rasskazov et al., 2000]. Сравнительное изучение состава пород в вулканиче-

ских последовательностях восточной и западной частей Витимского вулканического поля выявило сходство магматической эволюции под этими территориями во временном интервале 13.0–9.5 млн лет назад и существенные различия в предшествующей и более поздней эволюции [Chuvashova et al., 2015].

Береинский вулканический центр, расположенный в восточной части вулканического поля (рис. 2), образуют семь шлако-лавовых построек, с которыми пространственно связаны лавовые накопления на площади не менее 250 км². Представительные данные о составе пород вулканического центра получены при изучении последовательностей в обнажениях и керне скважин (рис. 3, 4).

Высоко-Mg породы возрастом 16–14 млн лет находятся в виде обломков и линз подушечных лав в слоистой туфогенно-осадочной толще, вскрытой карьером на 76-м км дороги Романовка – Багдарин [Aschepkov, 1991]. Эта толща сформировалась в начале эрозионного расчленения территории и занимает относительно высокое гипсометрическое положение (>1000 м). Обломки вулканических пород и подушечные лавы сложены преимущественно вулканическим стеклом. Часть пород имеет афировое сложение. Иногда в них содержатся крупные порфиоровые выделения оливина или фрагменты дезинтегрированных ксенолитов шпинелевых и гранатовых перидотитов.

Опробование обломков пород из туфогенно-осадочной толщи проводилось в процессе отработки карьера и его углубления. Верхний слой был вскрыт в сентябре 1986 г., средний – к середине 1990-х гг., нижний – к 2013 г. Верхний слой содержал обломки пикробазальтов, базальтов и многочисленные мантийные ксенолиты, средний – обломки высоко-Mg базанитов и базальтов (встречены линзы подушечных лав этих же пород) с включениями мантийного ксеногенного материала, нижний – обломки высоко-Mg базальтов с включениями корового ксеногенного материала (рис. 5).

Умеренно-Mg породы возрастом 14–13 млн лет представлены лавами, заполнившими глубокие эрозионные палеодолины, тальвеги которых углублены в фундамент до абсолютной отметки 850 м. При толщине лавовых накоплений более 150 м их объем превысил 15 км³. Приблизительно такой же объем лав излился на Береинском вулканическом центре за весь последующий временной интервал его активности с 12.6 до 0.6 млн лет назад.

В возрастной генерации 14–13 млн лет преобладает группа пород переходного состава от Na- к K–Na-серии, составляющая около 70 % лав. Эта группа распространена на всей территории вулканического центра. В переслаивании с лавами

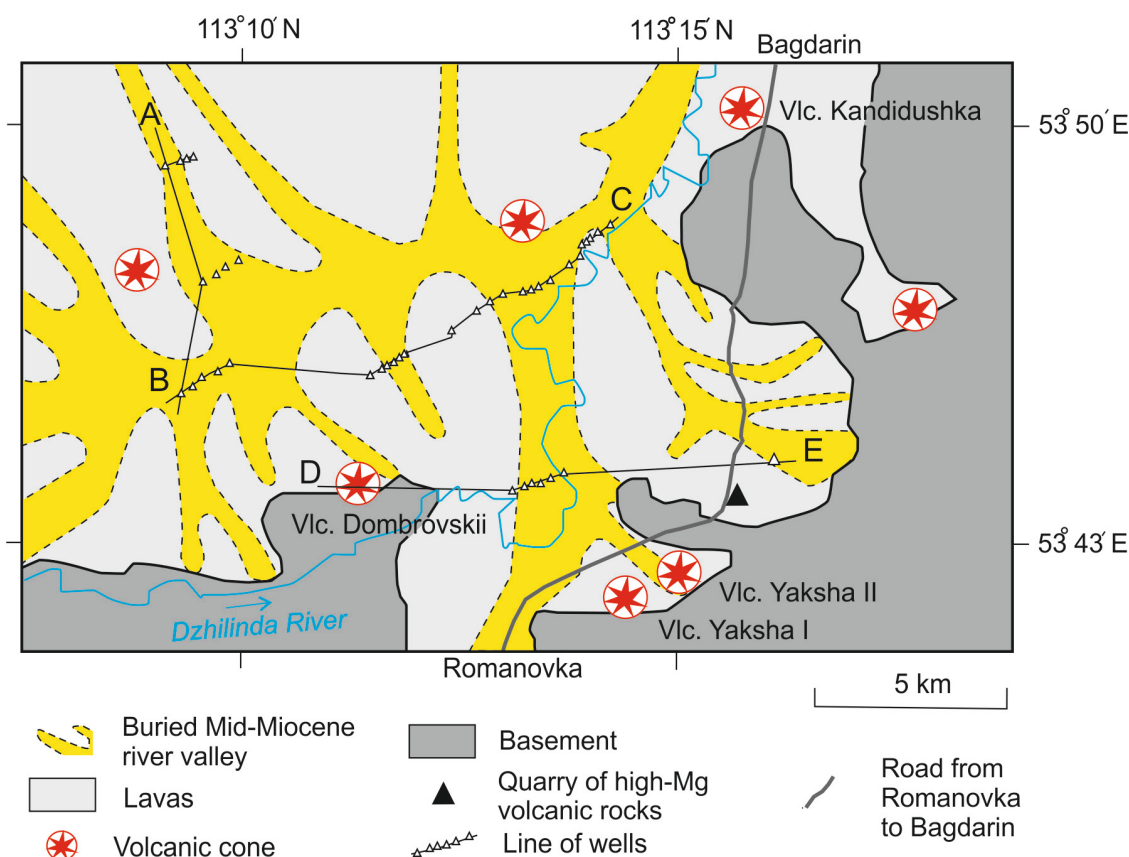


Рис. 3. Местоположение карьера и линий скважин, вскрывших, соответственно, высоко- и умеренно-Mg породы в Береинском вулканическом центре.

Fig. 3. Location of the quarry and lines of wells that exposed, respectively, high- and moderate-Mg rocks in the Bereya volcanic center.

переходного состава в единственной скважине W4657, пройденной в северо-восточной части территории, обнаружены лавы Na-серии. Их объем не превышает 5 %. Остальные 25 % лав приходятся на лавы K-Na-серии, залегающие в северной части вулканического центра стратиграфически выше лав переходного (Na-K-Na) состава (см. рис. 3, 4).

3. ПЕТРОГЕННЫЕ ОКСИДЫ

Представительные составы среднемиоценовых пород Береинского вулканического центра приведены в таблице. Для их систематики используются диаграммы $K_2O - K_2O/Na_2O$, $K_2O - SiO_2$, щелочи – кремнезем и $MgO - SiO_2$ (рис. 6, 7).

В качестве основного критерия выделения серий магматических пород приняты соотношения калия и натрия. В калиевых сериях содержания K_2O выше содержаний Na_2O (в мас. %), в натровых составляют менее одной четвертой части от суммы щелочей, а в калинатовых – содержания K_2O имеют промежуточные соотношения с содержаниями

Na_2O [Foley et al., 1987; Rollinson, 1993]. На диаграмме $K_2O - K_2O/Na_2O$ (см. рис. 6) среднемиоценовые породы перекрывают диапазон калинатовой серии с распространением в калиевую и натровую. В возрастной генерации 16–14 млн лет в калиевую серию ($K_2O/Na_2O > 1.0$) попадает группа пикробазальтов-базальтов, в калинатовую – группа контаминированных базальтов. Группа высоко-Mg базанитов-базальтов занимает промежуточное положение с переходом от K к K-Na серии. В возрастной генерации 14–13 млн лет к натровой серии ($K_2O/Na_2O < 0.25$) относится группа базальтов ($K_2O=0.31-0.49$ мас. %, $K_2O/Na_2O = 0.11-0.15$). Переходный состав от натровой серии к калинатовой имеет группа базальтов-андезибазальтов ($K_2O=0.50-1.10$ мас. %, $K_2O/Na_2O=0.16-0.40$). К калинатовой серии принадлежит группа базальтов-трахибазальтов ($K_2O=1.1-1.8$ мас. %, $K_2O/Na_2O=0.34-0.64$).

На классификационной диаграмме щелочи – кремнезем группы Mg-базанитов-базальтов и пикробазальтов-базальтов из вулканогенно-осадочной толщи возрастом 16–14 млн лет характеризу-

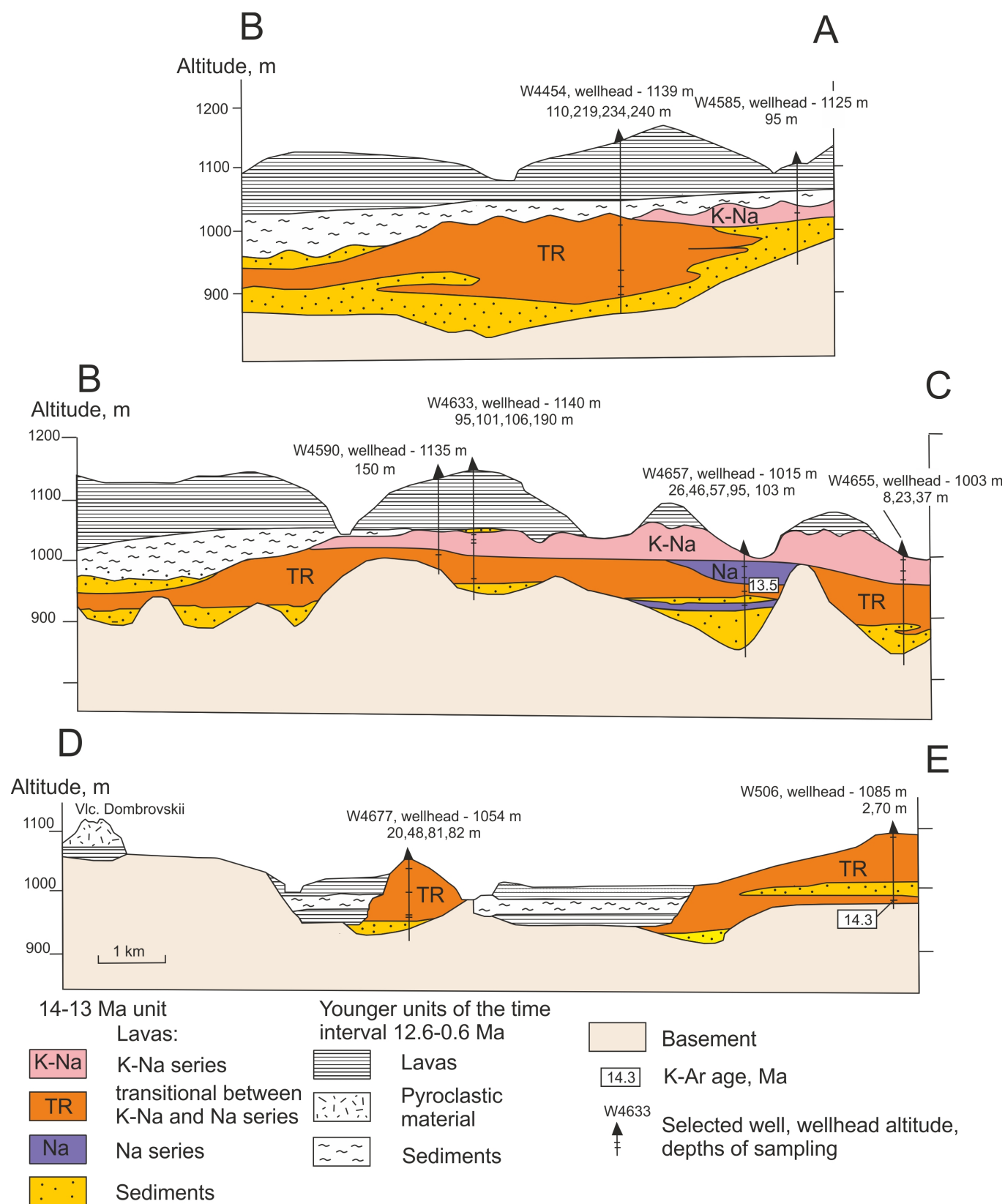


Рис. 4. Соотношения вулканогенно-осадочной толщи возрастом 14–13 млн лет с более молодыми толщами возрастного интервала 12.6–0.6 млн лет в Берейном вулканическом центре. Местоположение линий разрезов ВА, ВС, DE показано на рис. 3.

Fig. 4. Relations between the 14–13 Ma and the younger (12.6–0.6 Ma) volcano-sedimentary units in the Bereya volcanic center. The well lines of the sections BA, BC, and DE are shown in Fig. 3.

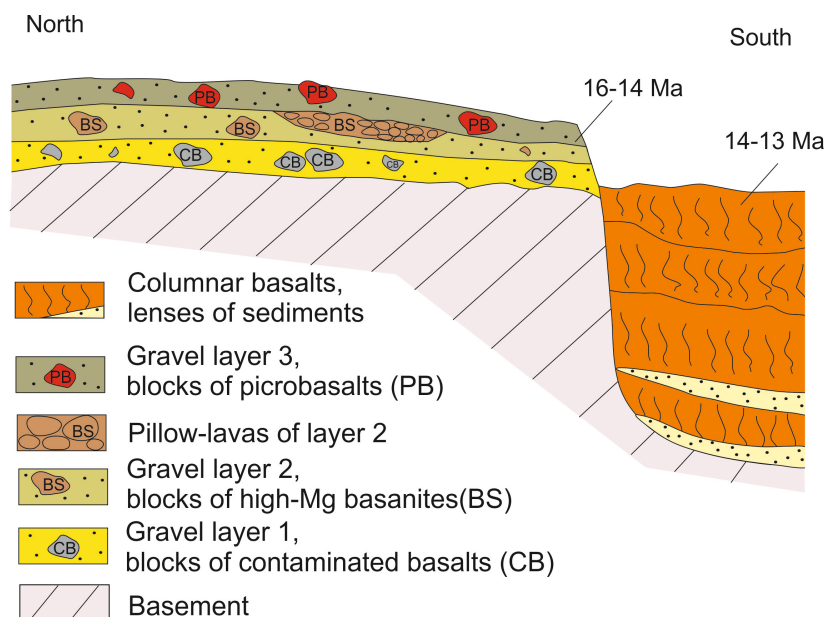


Рис. 5. Соотношения в рельефе вулканогенно-осадочной толщи возрастом 16–14 млн лет и существенно-лаваовой толщи возрастом 14–13 млн лет на Берейнском вулканическом центре. Местоположение карьера, в котором обнажены осадки с глыбами высоко-Mg вулканических пород, показано на рис. 3.

Fig. 5. Relations between the 16–14 and 14–13 Ma volcano-sedimentary units in the Bereya volcanic center. Location of the quarry that exposed sediments with blocks of high-Mg volcanic rocks is shown in Fig. 3.

ются низкими содержаниями SiO_2 (42.8–45.0 и 44.2–45.6 мас. %). В группе базальтов-трахибазальтов, контаминированных коровым материалом, определен интервал SiO_2 от 46.2 до 50.2 мас. %. Обр. VT-13-09 с содержанием SiO_2 57.6 мас. % имеет трахиандезитовый состав. В пяти образцах группы контаминированных базальтов-трахибазальтов под биноклем была отобрана основная масса пород, содержания SiO_2 в которой систематически снижаются относительно валовых составов и находятся в интервале 45.9–49.6 мас. %. Лавы возрастной генерации 14–13 млн лет имеют общий диапазон SiO_2 47.3–53.5 мас. %. Группы базальтов Na-серии и базальтов-трахибазальтов K-Na-серии отличаются от базальтов-андезибазальтов переходного (Na-K-Na) состава повышенными содержаниями SiO_2 (рис. 7, а).

Содержания MgO в группах базанитов-базальтов и пикробазальтов-базальтов варьируются в интервале от 12.5 до 20.4 мас. %. С возрастанием содержания SiO_2 в валовых составах группы контаминированных базальтов-трахибазальтов содержания MgO в целом несколько снижаются относительно групп базанитов-базальтов и пикробазальтов-базальтов (до интервала 10.7–16.8 мас. %). В основной массе группы контаминированных базальтов-трахибазальтов содержится 10.3–12.6 мас. % MgO . В лавах возрастной генерации 14–13 млн лет наблюдается резкое снижение содержания

этого оксида с переходом в умеренно-Mg область (см. рис. 6, б).

Выделенные группы пород возрастных генераций 16–14 и 14–13 млн лет хорошо различаются на диаграмме нормативных минералов. Группа контаминированных базальтов-трахибазальтов отличается от групп базанитов-базальтов и пикробазальтов-базальтов низкими содержаниями нормативного анортита при вариациях нормативного ne (до 8 %) и hy (до 9 %). В группе базанитов-базальтов рассчитывается нормативный ne (3–9 %), а в группе пикробазальтов-базальтов – нормативный hy (0–8 %). Такая петрохимическая специфика группы пикробазальтов-базальтов сближает ее с абсарокитами вулкана Катамата, принадлежащими к шошонитовой ассоциации Юго-Западной Японии [Tatsumi, Koyaguchi, 1989].

Базальт-трахибазальтовая, базальтовая и базальт-андезибазальтовая группы лав образуют субпараллельные тренды слабого возрастания нормативного анортита с последовательным повышением содержания нормативного hy и переходом от ne -нормативных к qz - hy -нормативным составам. Одновременное снижение концентраций магния и нормативного анортита от пород возрастной генерации 16–14 млн лет к породам возрастной генерации 14–13 млн лет свидетельствует об общем снижении температуры кристаллизовавшихся магматических расплавов (рис. 8, а, б).

Содержания петрогенных оксидов (мас. %), микроэлементов (мкг/г) и изотопные отношения Sr и Nd в представительных образцах групп среднемиоценовых пород Береинского вулканического центра

Major oxides (wt/ %) trace elements (ppm), and Sr, Nd isotope ratios in representative samples of the Mid-Miocene groups of rocks from the Bereya volcanic centre

Возрастная генерация	16–14 млн лет				14–13 млн лет		
Группа	Контаминированные базальты–трахиандезиты К–Na-серии		Высоко-Mg база- ниты–базальты переходного (К–Na–K) состава	Пикробазальты– базальты К-серии	Базальты– андезибазальты переходного (Na– К–Na) состава	Базальты Na-серии	Базальты– трахибазальты К–Na-серии
1	2	3	4	5	6	7	8
Образец	VT-13-9	VT-13-9gm	VT-13-20	VT-13-19	V9	4657/95	V18
SiO ₂ , мас. %	56.20	47.90	42.55	42.51	52.89	47.03	50.71
TiO ₂	1.13	1.89	1.85	2.09	1.85	3.61	2.28
Al ₂ O ₃	15.30	13.03	9.79	10.27	14.36	13.25	16.13
Fe ₂ O ₃	3.95	5.84	4.20	5.46	11.18*	2.77	10.75*
FeO	2.96	5.29	7.54	6.61	He опр.	10.66	He опр.
MnO	0.11	0.16	0.16	0.15	0.18	0.13	0.17
MgO	5.52	10.12	17.23	13.87	7.23	8.43	5.61
CaO	5.22	7.11	8.06	8.99	8.87	9.02	8.69
Na ₂ O	3.80	2.90	2.22	1.28	3.08	3.42	3.88
K ₂ O	3.31	2.11	1.60	1.61	0.63	0.44	1.70
P ₂ O ₅	0.36	0.62	0.64	0.73	0.23	0.65	0.48
П.п.п.	2.04	2.98	4.07	6.61	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.90	99.95	99.91	100.18	100.50	99.41	100.40
Sc, мкг/г	15.9	22.2	12.3	11.5	22.7	17.5	19.0
V	105	163	147	156	169	223	183
Co	30	47	63	57	44	52	34
Cu	5	35	40	35	55	59	40
Rb	73	45	26	22	9	28	24
Sr	632	769	791	4042	389	774	713
Y	22.4	26.1	18.9	20.9	23.0	28.3	24.0
Zr	88	156	201	227	123	289	198
Nb	21.9	38.2	49.1	57.0	14.5	48.2	32.7
Cs	1.26	0.62	0.19	0.25	He опр.	0.33	He опр.
Ba	1103	845	651	1048	194	519	470
La	48.3	56.7	44.4	54.3	10.8	37.0	25.8
Ce	95.6	114.5	89.6	107.0	23.4	78.5	52.1
Pr	10.9	13.1	10.9	12.7	3.2	9.6	6.6
Nd	42.2	50.9	41.3	49.4	14.2	43.2	26.5
Sm	7.23	9.87	8.64	9.71	4.08	9.88	6.16
Eu	2.37	2.92	2.85	3.34	1.52	3.09	2.09
Gd	6.12	9.68	6.59	7.71	3.89	9.23	5.83
Tb	0.77	1.24	0.98	1.13	0.73	1.25	0.87
Dy	4.69	5.73	4.54	5.08	4.15	6.44	4.59
Ho	0.91	0.97	0.72	0.79	0.78	1.07	0.84
Er	2.26	2.35	1.56	1.68	2.00	2.72	2.08
Yb	1.72	1.80	0.86	0.97	1.57	1.64	1.63
Lu	0.21	0.26	0.09	0.11	0.22	0.23	0.22
Hf	1.96	4.33	4.70	5.47	3.12	6.95	4.47
Ta	1.36	2.33	3.18	3.62	0.88	3.23	2.03
Pb	12.4	9.7	4.5	5.1	He опр.	3.9	He опр.
Th	5.39	5.77	5.51	6.51	1.18	3.87	2.88
1	2	3	4	5	6	7	8
U	0.81	1.11	1.17	1.19	0.32	1.01	0.81
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.706556	He опр.	0.704069	0.704243	0.70374	He опр.	0.70431
2σ	0.000036		0.000050	0.000075	0.00001		0.00001
¹⁴⁴ Nd/ ¹⁴³ Nd	0.512444	He опр.	0.512852	0.512809	0.512934	He опр.	0.512788
2σ	0.000049		0.000024	0.000044	0.000009		0.00000

П р и м е ч а н и е. Группа контаминированных базальтов–трахиандезитов охарактеризована валовым составом трахиандезита VT-13-9 и составом основной массы этого образца VT-13-9gm. *Определено суммарное содержание железа в виде Fe₂O₃.

N o t e. The group of contaminated basalts–trachyandesites is characterized by the bulk composition of the trachyandesite VT-13-9 and by the one of groundmass from the same sample VT-13-9gm. *Total iron is measured as Fe₂O₃.

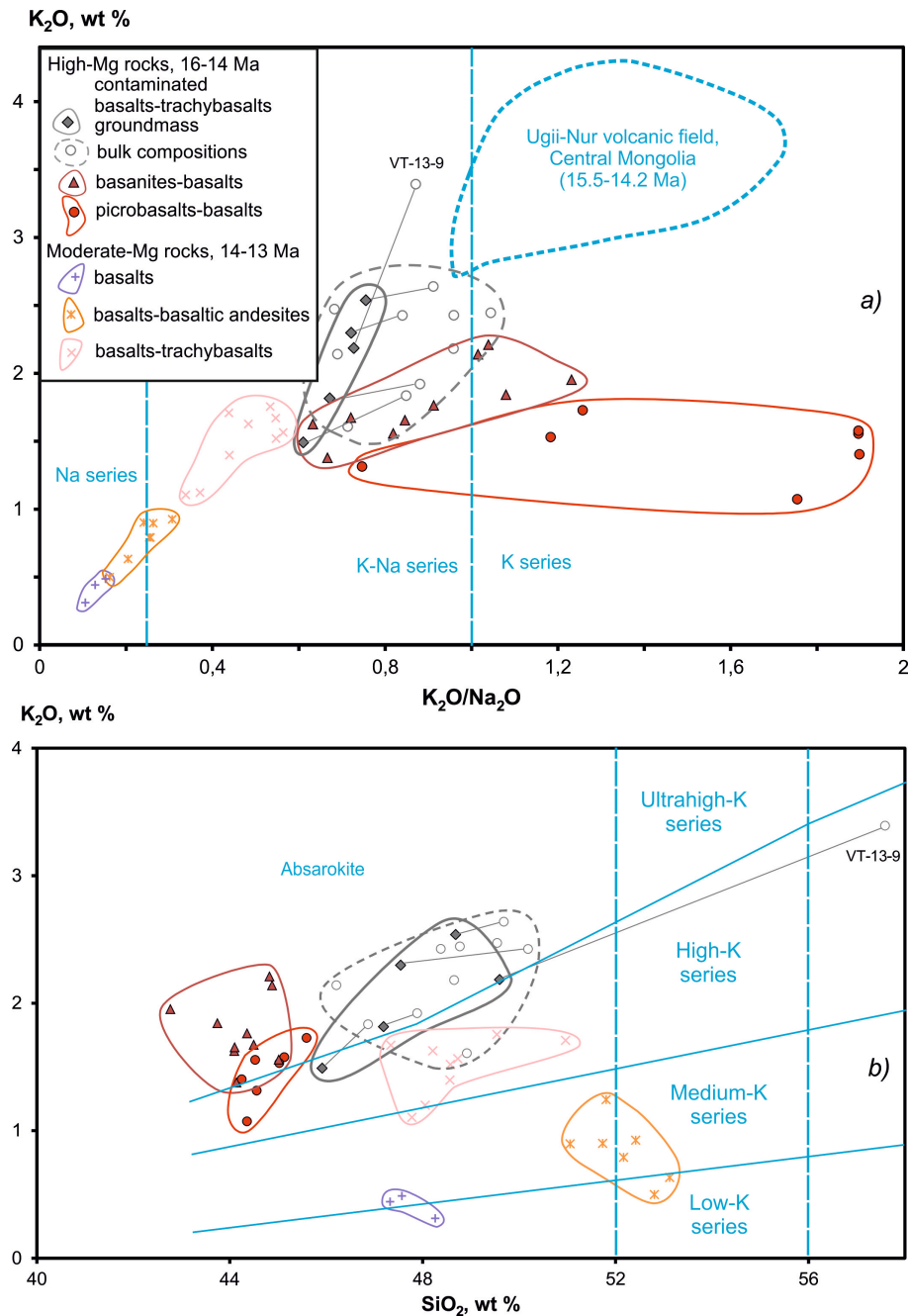


Рис. 6. Соотношения $K_2O - K_2O/Na_2O$ (a) и $K_2O - SiO_2$ (b) в среднемиоценовых породах Береинского вулканического центра.

Среди вулканических пород из слоев возрастом 16–14 млн лет (рис. 5) различаются группы: 1) загрязненных базальтов и трахибазальтов К-Na-серии, 2) базанитов и базальтов переходного (К-Na-K) состава и 3) пикробазальтов и базальтов К-серии. Среди вулканических пород возрастом 14–13 млн лет по геологическим соотношениям (см. рис. 4) выделяются группы: 1) базальтов Na-серии, 2) базальтов и андезибазальтов переходного (Na-K-Na) состава и 3) базальтов и трахибазальтов К-Na-серии. Для сопоставления на диаграмме (a) показан контур составов среднемиоценовых лав К-серии Угей-Нурского вулканического поля, Центральная Монголия [Rasskazov et al., 2012]. На диаграмме (b) использованы разделительные линии серий по содержанию калия из работы [Rollinson, 1993]. Содержания петрогенных оксидов приведены к 100 % за вычетом потерь при прокаливании.

Fig. 6. K_2O vs K_2O/Na_2O (a) and K_2O vs SiO_2 (b) in Mid-Miocene rocks from the Bereya volcanic center.

Among volcanic rocks from the 16–14 Ma layers (Fig. 5) we define three groups: 1) contaminated basalts and trachybasalts of K-Na series, 2) basanites and basalts of transitional (K-Na-K) compositions, and 3) picobasalts and basalts of K series. Among volcanic rocks of 14–13 Ma in terms of geological relations (see Fig. 4) we also define three groups: 1) basalts of Na series, 2) basalts and basaltic andesites of transitional (Na-K-Na) compositions, and 3) basalts and trachybasalts of K-Na series. In the diagram (a), a field of K series from the Ugii-Nur volcanic field, Central Mongolia is shown, for comparison [Rasskazov et al., 2012]. In the diagram (b), the dividing lines of the series in terms of the potassium content are used after Rollinson [1993]. Contents of major oxides are recalculated to 100 % without loss on ignition.

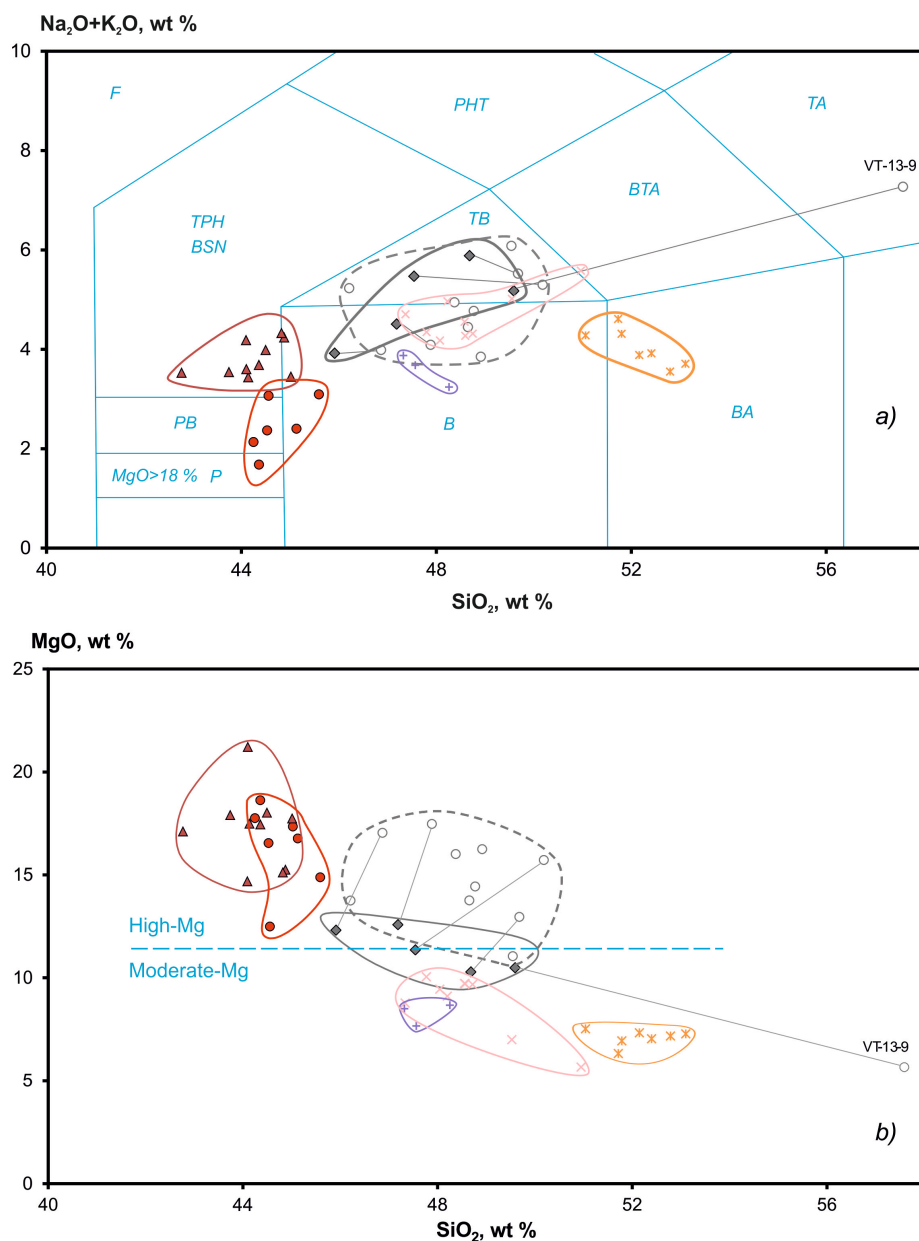


Рис. 7. Диаграммы суммы щелочей – кремнезема (а) и MgO – SiO₂ (b) для среднемиоценовых пород Берейского вулканического центра.

Усл. обозн. см. рис. 6. Поля на диаграмме (а): P – пикрит, PB – пикробазальт, BSN, TPH – базанит, тефрит, PHT – фонотефрит, B – базальт, TB – трахибазальт, BA – андезибазальт, BTA – трахиандезибазальт, TA – трахиандезит [Le Bas, Streckeisen, 1991]. Содержания петрогенных оксидов приведены к 100 % за вычетом потерь при прокаливании.

Fig. 7. Diagrams total alkali – silica (TAS) (a) and MgO vs SiO₂ (b) for Mid-Miocene rocks from the Bereya volcanic center.

Symbols as in Fig. 6. Fields in the diagram (a): P – picrite, PB – picrobasalt, BSN, TPH – basanite, tephrite, PHT – phonotephrite, B – basalt, TB – trachybasalt, BA – basaltic andesite, BTA – basaltic trachyandesite, TA – trachyandesite [Le Bas, Streckeisen, 1991]. Contents of major oxides are recalculated to 100 % without loss on ignition.

4. МИКРОЭЛЕМЕНТЫ

Высоко- и умеренно-Mg группы пород отчетливо разделяются на диаграммах редкоземельных элементов (РЗЭ) (рис. 9). Концентрации легких РЗЭ (ЛРЗЭ) уменьшаются от высоко-Mg базанита и пикробазальта к умеренно-Mg базальтам и связан-

ным с ними породам, в то время как концентрации тяжелых РЗЭ (ТРЗЭ) увеличиваются. В результате линии РЗЭ спектров высоко- и умеренно-Mg пород пересекаются. Такие соотношения РЗЭ показательны для происхождения пород из различных источников [Zhi et al., 1990]. Нормированные к хондриту отношения $(La/Yb)_N$ варьируются в высоко-Mg

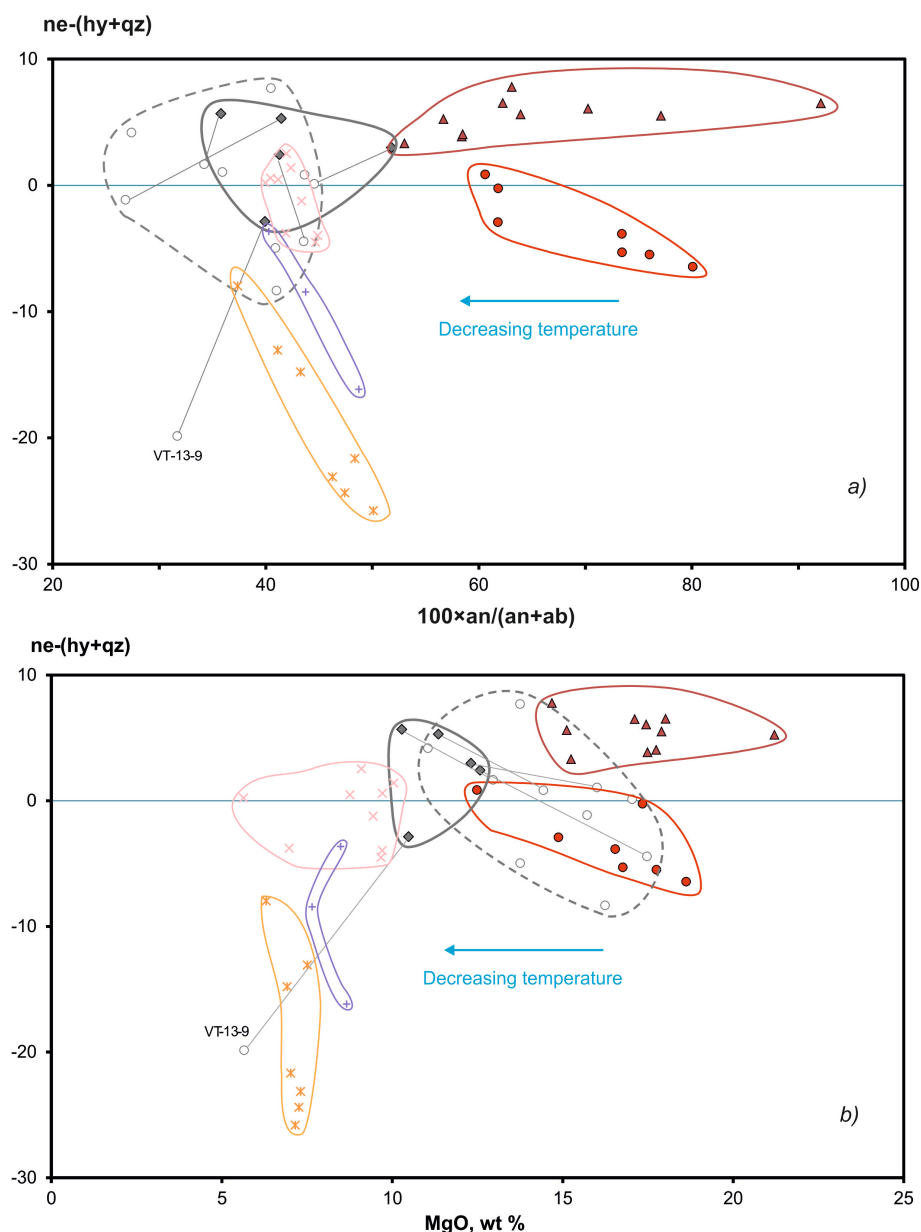


Рис. 8. Соотношения CIPW нормативных $ne-(hy+qz)$ и $100 \times An/(An+Ab)$ (a), $ne-(hy+qz)$ и MgO (b) в среднемиоценовых породах Береинского вулканического центра. Усл. обозн. см. рис. 6.

Fig. 8. Diagrams of CIPW normative $ne-(hy+qz)$ vs $100 \times An/(An+Ab)$ (a) and $ne-(hy+qz)$ vs MgO (b) in Mid-Miocene rocks from the Bereya volcanic center. Symbols as in Fig. 6.

базанитах–базальтах и пикробазальтах–базальтах от 22.3 до 38.0 и в умеренно-Mg базальтах – от 4.7 до 18.0.

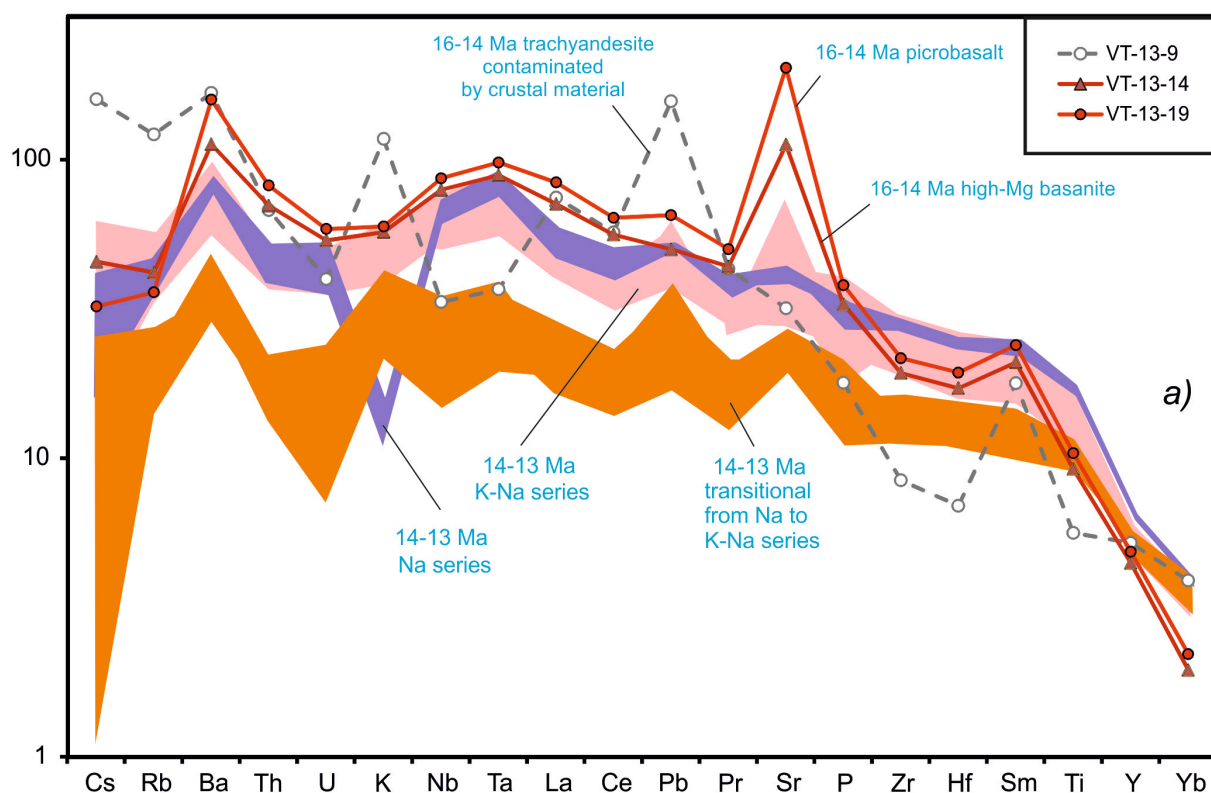
Среди умеренно-Mg лав самые высокие концентрации ЛРЗЭ определены в группе базальтов Na-серии. В базальтах–трахибазальтах K–Na-серии концентрации ЛРЗЭ снижаются и достигают минимальных значений в группе переходного (Na–K–Na) состава, в то время как концентрации тяжелых РЗЭ остаются на одном уровне. Это характерно для равновесного частичного плавления в едином мантийном источнике (batch melting). Увеличение зна-

чений $(La/Yb)_N$ отражает низкую степень плавления [Rollinson, 1993].

Контаминированный трахиандезит VT-13-9 сопоставим с высоко-Mg базанитами по концентрациям ЛРЗЭ и с умеренно-Mg базальтами по концентрациям ТРЗЭ. Четыре проанализированных образца контаминированных базальтов демонстрируют систематически повышенные концентрации РЗЭ в основной массе по сравнению с валовыми составами (диаграммы не показаны).

Группирование составов пород по петрогенным оксидам и РЗЭ дополняется их разделением на

Rock/pyrolite



Rock/chondrite

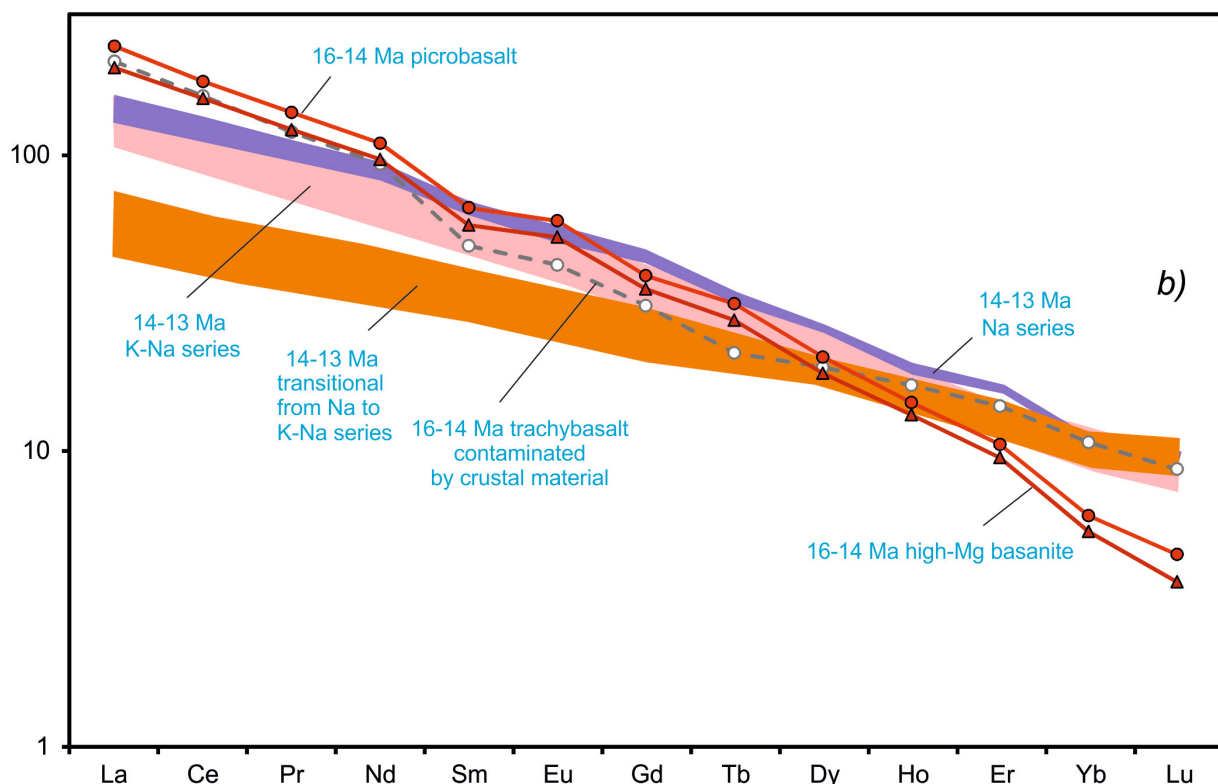


Рис. 9. Несовместимые элементы, нормированные к пиrolиту (a), и РЗЭ, нормированные к хондриту (b), в средне-миоценовых породах Береинского вулканического центра. Для нормирования использованы составы пиrolита и хондрита из работы [McDonough, Sun, 1995].

Fig. 9. Incompatible elements normalized to pyrolite (a) and REE normalized to chondrite (b) in Mid-Miocene rocks from the Bereya volcanic center. The pyrolite and chondrite compositions are after McDonough and Sun [1995].

мультиэлементной диаграмме рис. 9. Высоко-Mg базанит и пикробазальт характеризуются повышенными концентрациями несовместимых элементов от Ba до Sr, относительно умеренно-Mg пород. Максимумы и минимумы высоко-Mg базанита и пикробазальта в целом повторяют конфигурацию максимумов и минимумов умеренно-Mg пород.

Резко выделяется минимум калия в базальтах Na-серии. Отношение K/Y в базальтах Na-серии аномально низкое (96–136). Минимум калия может свидетельствовать об аномальном обеднении источника этим элементом. Подобная конфигурация линии с минимумом K была получена для андезибазальтов Лесогорской зоны о-ва Сахалин [Rasskazov *et al.*, 2005].

Особенности состава трахиандезита VT-13-9, обусловленные контаминацией мантийных расплавов коровым материалом, выражены в повышенных концентрациях Cs, Rb, K, Pb и пониженных концентрациях Nb, Ta, Sr, P, Zr, Hf, Ti.

На рис. 10, 11 приведены диаграммы соотношений концентраций несовместимых элементов (Th, La, Sr и Ba) с содержаниями MgO. Высоко- и умеренно-Mg породы образуют разнонаправленные тренды. Индивидуальность трендов объясняется происхождением первого в результате вариаций температуры в астеносфере и в подошве литосферы, а второго – при декомпрессионном плавлении литосферной мантии. Содержания MgO возрастают с понижением концентраций несовместимых элементов в группах высоко-Mg базанитов–базальтов и пикробазальтов–базальтов. Тренды свидетельствуют о возрастании степени частичного плавления. Чем выше температура (выше содержания MgO), тем сильнее плавится мантийный материал с относительным снижением концентраций несовместимых элементов. Отклонение от трендов плавления, по-видимому, отражает фракционирование оливина в расплавах при пониженных температурах (т.е. при пониженных содержаниях MgO). Смещение точки базанита VT-13-14 с относительным повышением MgO обусловлено аккумуляцией оливина в расплаве, а смещение точки пикробазальта V-1-3 с относительным снижением MgO, наоборот, отделением оливина от расплава.

В группе контаминированных пород максимальные концентрации несовместимых элементов определены в основной массе базальта VT-13-21 (Th=7.3 мкг/г, La=68 мкг/г, Sr=4912 мкг/г, Ba=1508 мкг/г). Конноды этих элементов в валовых составах и основной массе образца имеют менее крутой наклон, чем наклон тренда плавления групп высоко-Mg базанитов–базальтов и пикробазальтов–базальтов. Конноды других образцов субпараллельны конноде базальта VT-13-21 на диа-

граммах Th – MgO и La – MgO (рис. 10) и становятся более пологими на диаграммах Sr – MgO и Ba – MgO (рис. 11). При минимальных концентрациях La, Sr и Ba фигуративные поля валовых составов и основной массы контаминированных пород перекрываются. Концентрации Th и La в контаминированном трахиандезите VT-13-9 возрастают от валового состава к основной массе с относительным понижением содержаний MgO (см. рис. 10), а концентрация Ba снижается при незначительных вариациях Sr (рис. 11).

На рис. 12 *a, b*, подчеркивается особенность поведения калия и геохимически связанного с ним рубидия. В отличие от концентраций Th, La, Sr и Ba, концентрации K и Rb существенно зависят от контаминации мантийных расплавов коровым материалом. Контаминированные базальты–трахибазальты и трахиандезит VT-13-9 обогащаются обоими элементами с понижением содержаний MgO.

Группирование вулканических пород хорошо выражено и в микроэлементных отношениях. К примеру, высоко- и умеренно-Mg породы имеют разные отношения Zr/Nb (соответственно, 2.3–4.3 и 5.0–12.2). Группа пикробазальтов–базальтов отличается от группы Mg-базанитов–базальтов в целом более высокими Zr/Y. На диаграмме Zr/Y – Zr/Nb группы Mg-базанитов–базальтов, контаминированных базальтов и базальтов K-Na-серии образуют тренды взаимной корреляции обоих отношений. В группах Na-базальтов и переходных (Na-K-Na) базальтов–андезибазальтов Zr/Nb варьируются при ограниченных диапазонах вариаций Zr/Y (рис. 13).

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Чтобы выявить соотношения магматических процессов, которые привели к последовательным извержениям 16–14 и 14–13 млн лет назад, соответственно, высоко- и умеренно-Mg расплавов, мы сначала свяжем среднемиоценовое появление высоко-Mg магм с высокими температурами в Саяно-Монгольском расплавленном домене, затем рассмотрим породы, характеризующиеся коровой контаминацией, и неконтаминированные породы из мантийных источников и, наконец, представим модель термального воздействия астеносферного материала на литосферу под Витимским плоскогорьем.

5.1. ОЦЕНКИ ТЕМПЕРАТУР В ЗАБАЙКАЛЬСКОМ И САЯНО-МОНГОЛЬСКОМ РАСПЛАВНЫХ ДОМЕНАХ

Мантия плавится в условиях относительно высокой температуры и низкого давления. Конвек-

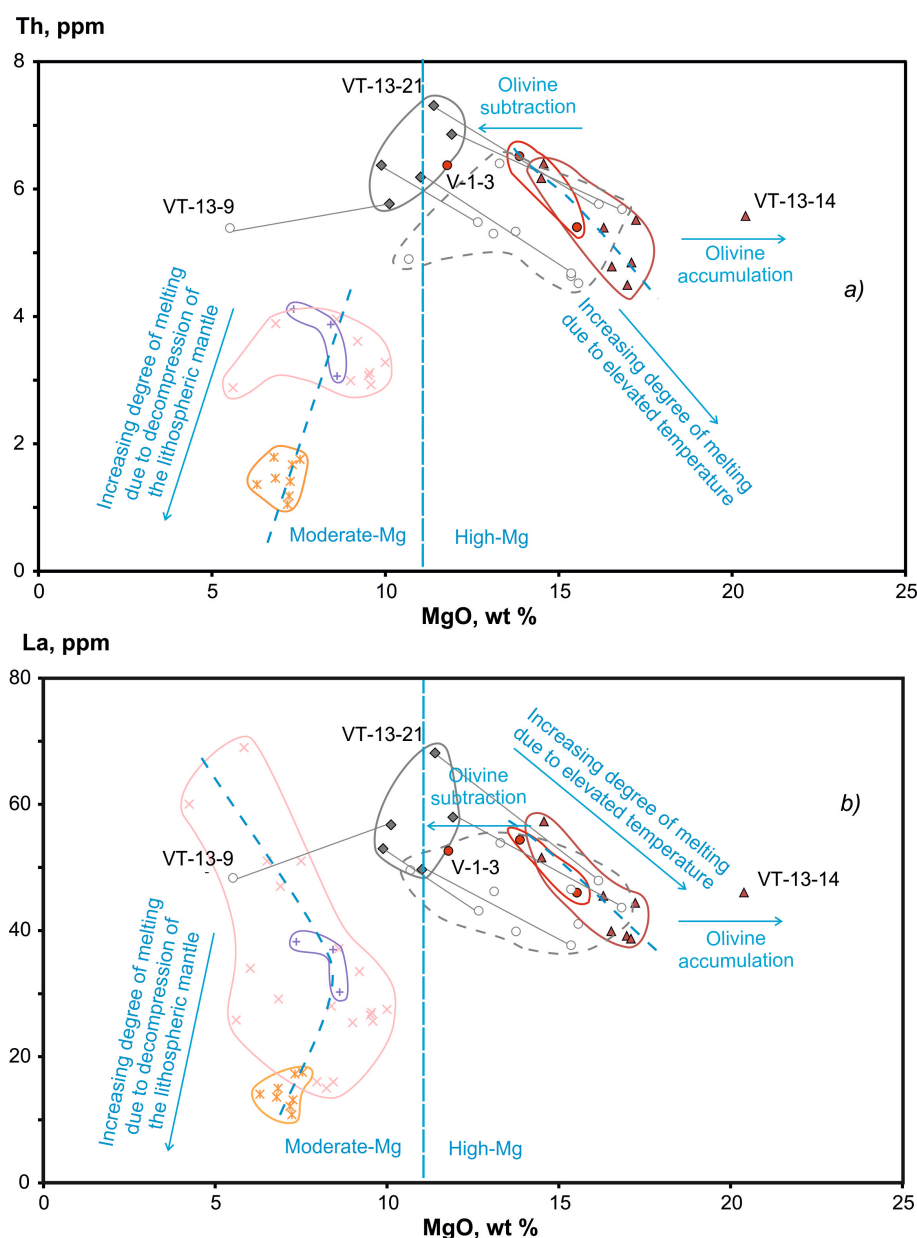


Рис. 10. Соотношения Th – MgO и La – MgO в среднемиоценовых породах Береинского вулканического центра. Усл. обозн. см. рис. 6.

Fig. 10. Th vs MgO and La vs MgO in Mid-Miocene rocks from the Bereya volcanic center. Symbols as in Fig. 6.

тивный перенос тепла в астеносфере обеспечивает вертикальный градиент температуры, отражающийся в течении материала при изменении давления без добавления или удаления тепла. Астеносферный адиабатический градиент около $10 \text{ K} \cdot \text{Гпа}^{-1}$ соответствует потенциальной температуре мантийного источника, которая выражает мантийную температуру, проецируемую вдоль адиабаты до атмосферного давления на земной поверхности, и которая может меняться от 1250 до 1400°C в срединно-океанических хребтах и повышаться до 1550°C в горячих плюмах, таких как Гавайский. Смена на кондуктивный перенос геотер-

мального теплового потока в литосфере вызывает большой температурный градиент, при котором температура возрастает с глубиной на $500 \text{ K} \cdot \text{Гпа}^{-1}$ ($16^\circ\text{C} \cdot \text{км}^{-1}$) и более. В результате преобладает декомпрессионный механизм плавления мантии, который вызывает извержения базальтовой магмы сквозь растягивающуюся литосферу [Asimov, 2005; Herzberg et al., 2007].

Температура максимальной ликвидусной кристаллизации оливина из расплавов при вулканическом извержении (primary eruption temperature) оценивается исходя из предположения о безводном составе магмы по разным уравнениям. Испол-

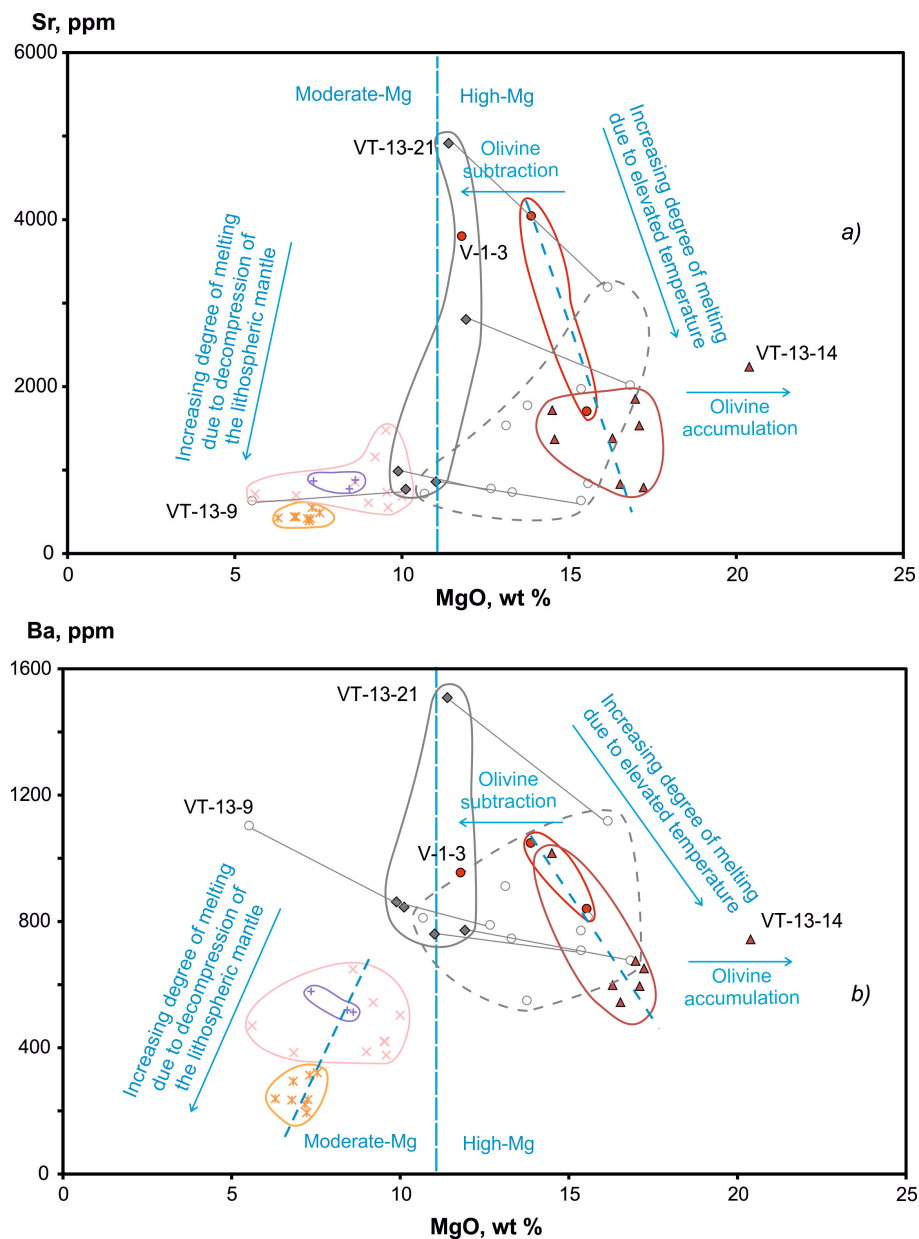


Рис. 11. Соотношения Sr – MgO и Ba – MgO в среднемиоценовых породах Береинского вулканического центра. Усл. обозн. см. рис. 6.

Fig. 11. Sr vs MgO and Ba vs MgO in Mid-Miocene rocks from the Bereya volcanic center. Symbols as in Fig. 6.

зование трех таких уравнений, приведенных в работах [Kutolin, 1966; Arndt et al., 2008; Herzberg et al., 2007]: $T_{pe} (^{\circ}\text{C}) = 1056.6 + 17.34 \times \text{MgO}$, $T_{pe} (^{\circ}\text{C}) = 1000 + 20 \times \text{MgO}$ и $T_{pe} (^{\circ}\text{C}) = 935 + 33 \times \text{MgO} - 0.37 \times \text{MgO}^2$ дает приблизительно сопоставимые результаты. Исключая породы Витимского вулканического поля, обогащенные магнием вследствие аккумуляции оливины, получаем для расплава Mg-базанита VT-13-2 ($\text{MgO} = 17.1$ мас. %) максимальную ликвидусную температуру кристаллизации в интервале 1340–1390 $^{\circ}\text{C}$. Более удовлетворительное приближение к температурным условиям в мантии дает расчет потенциальной температуры по уравнению:

$T_p (^{\circ}\text{C}) = 1463 + 12.7 \times \text{MgO} - 2924/\text{MgO}$ [Herzberg et al., 2007]. Для Mg-базанита VT-13-2 имеем оценку $T_p = 1510$ $^{\circ}\text{C}$.

Оценка потенциальных температур для мантии под Витимским вулканическим полем является максимальной в контуре Забайкальского расплавленного домена. Минимальная потенциальная мантийная температура (1430 $^{\circ}\text{C}$) рассчитана для оливиновых мелалейцититов Удоканского вулканического поля. Максимальное значение потенциальной мантийной температуры сопоставимо со значением для пород плато Онтонг Джава и Исландии (раннетретичного времени). По современным по-

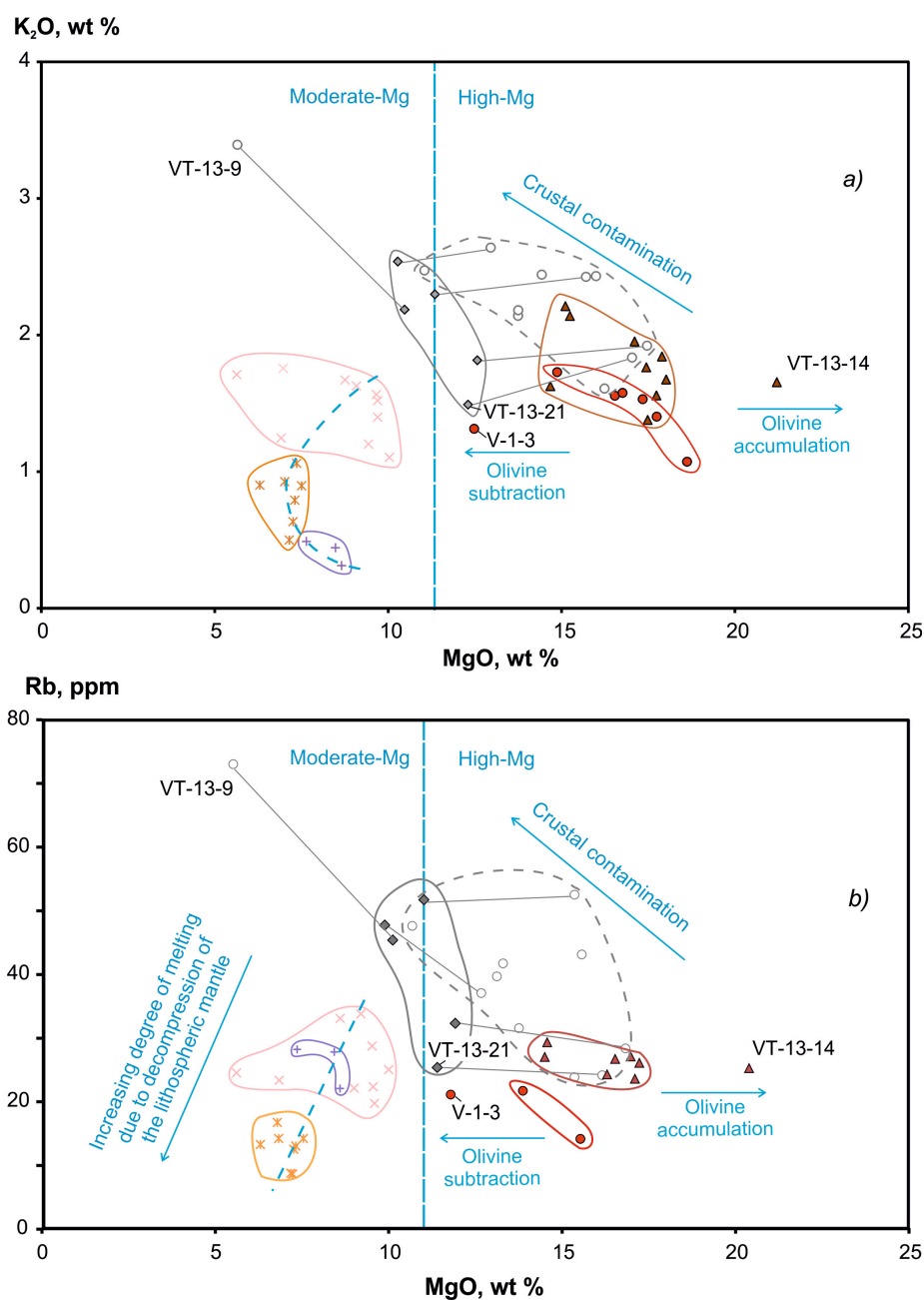


Рис. 12. Соотношения K₂O – MgO и Rb – MgO в среднемиоценовых породах Берейнского вулканического центра. Усл. обозн. см. рис. 6.

Fig. 12. K₂O vs MgO and Rb vs MgO in Mid-Miocene rocks from the Bereya volcanic center. Symbols as in Fig. 6.

родам Исландии получают более низкие потенциальные мантийные температуры. По сейсмотомографическим моделям предполагается, что вулканизм плато Онтонг Джава и Исландии связан с верхнемантийными расплавленными аномалиями, не распространяющимися ниже переходной зоны [Foulger, 2010]. Таким образом, полученные оценки T_p по вулканизму Витимского, Дариганского, Камарского и Удоканского полей, связанному с верхнемантийными конвективными процессами в Забайкальском расплавленном домене (см. рис. 1), в

целом сопоставляются с оценками T_p верхнемантийных расплавленных аномалий. Заметим, что рассчитанная потенциальная температура для Гавайев (1550 °C [Herzberg et al., 2007]) превышает приведенный интервал T_p и сопоставляется с более высокотемпературным интервалом T_p пород о-ва Горгона (рис. 14). Эта потенциальная температура могла быть обусловлена поднятием горячего мантийного материала из глубокой части мантии по плюмовой модели Д. Морган [Morgan, 1971].

Дополнительное ограничение максимальных

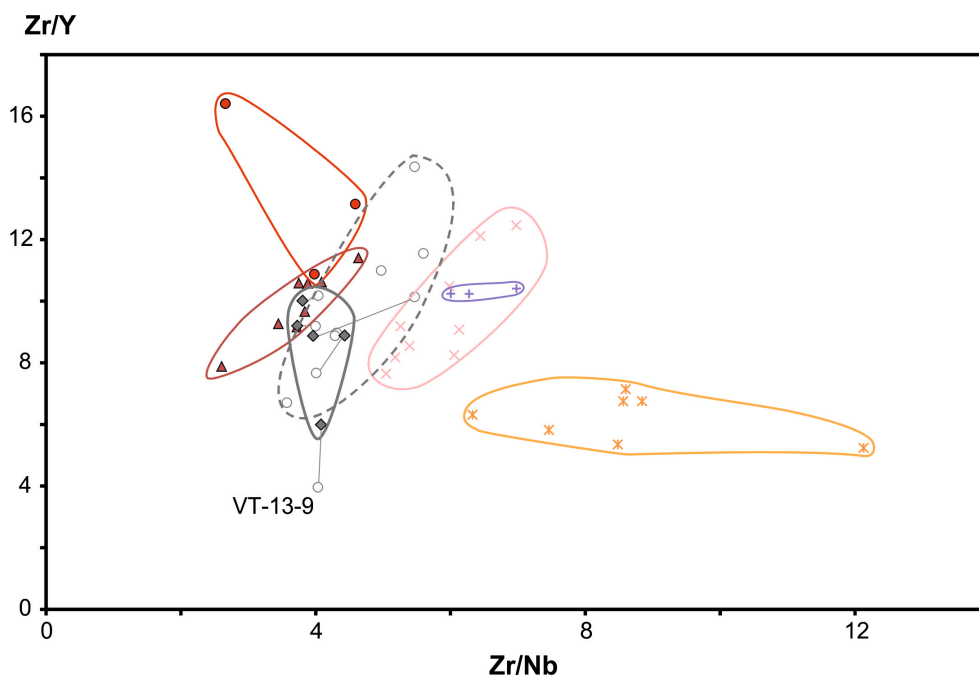


Рис. 13. Соотношения Zr/Y – Zr/Nb в среднемиоценовых породах Береинского вулканического центра. Усл. обозн. см. рис. 6.

Fig. 13. Zr/Y vs Zr/Nb in Mid-Miocene rocks from the Bereya volcanic center. Symbols as in Fig. 6.

температур в мантии можно ввести по расчетам максимальных температур минеральных равновесий в ксеногенном материале из вулканических пород. Аномально высокие температуры были рассчитаны для ксенолитов пегматоидных ортопироксенитов и вебстеритов со структурами распада твердых растворов. Ксенолиты были обнаружены в базанитах Удоканского и Камарского вулканических полей. По расчетам растворимости Ca в ортопироксенах из ксенолитов для исходного твердого раствора получен интервал 1350–1450 °C [Rasskazov, 1985; Rasskazov, Chuvashova, 2013]. На Удоканском поле высокотемпературные ксенолиты находятся в умеренно-Mg базанитовых лавах осевой части хр. Удокан, изливавшихся во временном интервале последних 4 млн лет. Эти базаниты (и содержащиеся в них включения) разделены во времени и пространстве с высоко-Mg мелалейцититами северной части поля. По максимальному содержанию $MgO=14$ мас. % в мелалейцититах рассчитывается потенциальная температура $T_p=1430$ °C, соответствующая интервалу исходных температур распадавшегося пегматоидного ортопироксена. На Камарском поле ксенолиты находятся в субвулканической фации базанитов вулкана Сухой возрастом 13–12 млн лет, в основании которого в пакете толеитовых базальтов обнаружены породы с содержанием $MgO=15.3$ мас. %. Расчет потенциальной температуры для такого состава дает оценку

$T_p=1470$ °C, близкую к максимальной температуре распавшегося ортопироксена.

В контуре Саяно-Монгольского низкоскоростного (расплавного) домена расчеты для наиболее магнезиального базальта Джидинского вулканического поля ($MgO=10.1$ мас. %) дают по трем приведенным уравнениям интервал температур кристаллизации $T_{pe}=1200–1230$ °C при оценке потенциальной температуры $T_p=1300$ °C. В лавах возрастного интервала 17–11 млн лет центральной части Восточного Хангая был рассчитан также интервал температур 1260–1170 °C по термометру [Nikolaev et al., 1996]. В более поздних расплавах, изливавшихся в юго-восточной части Восточного Хангая, температура ликвидуса по этому термометру варьировалась в интервале 1160–1210 °C, а в расплавах последних 3.6 млн лет составляла более узкий интервал – 1190–1210 °C [Rasskazov et al., 2007a].

Для позднекайнозойских базальтов вулканических полей, расположенных в контуре Саяно-Монгольского домена, в работе [Simonov et al., 2012] приведены данные по температурам гомогенизации расплавных включений из оливинов. Для базальтов Окинского вулканического поля (Восточный Саян) получен интервал 1220–1250 °C, Джидинского вулканического поля – 1175–1220 °C. Полученные температуры гомогенизации сопоставимы с приведенными выше расчетными максимальными

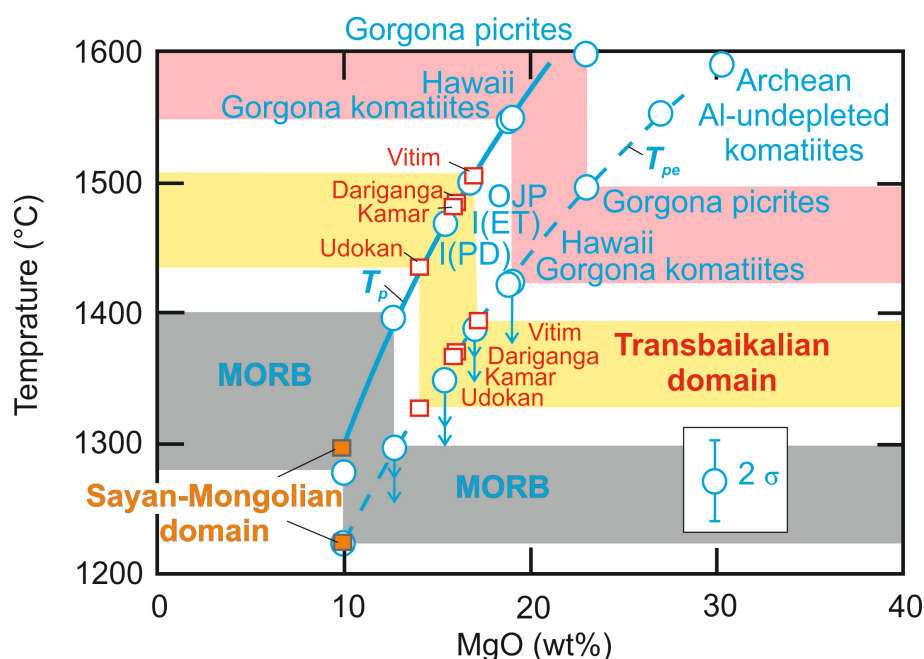


Рис. 14. Соотношения температур первичных извержений (T_{pe}) и мантийных потенциальных температур (T_p) с содержаниями MgO первичных магм.

Принимаются содержания MgO первичных магм. Первичные температуры извержений – температуры оливина на сухом ликвидусе при 1 атм, рассчитанные для первичных расплавов по упрощенному уравнению $T_{pe} (^{\circ}\text{C}) = 935 + 33 \times \text{MgO} - 0.37 \times \text{MgO}^2$. Приведена ошибка определений температур на уровне 2 σ . Потенциальные мантийные температуры – модельные температуры, рассчитанные по уравнению $T_p (^{\circ}\text{C}) = 1463 + 12.7 \times \text{MgO} - 2924 / \text{MgO}$ [Herzberg et al., 2007]. Стрелки обозначают эффект снижения температуры ликвидуса при наличии H_2O . Частичная кристаллизация первичной магмы приводит к занижению фактической температуры ее извержений, по сравнению с первичной температурой извержений. Принятые сокращения: MORB – mid-ocean ridge basalts, OJP – Ontong Java Plateau, I (ET) – Island (Early Tertiary), I (PD) – Island (present day). Цветом выделены три интервала температур: 1) $T_p = 1550^{\circ}\text{C}$ и выше – плюмы, поднимающиеся из глубоких частей мантии (Горгона, Гавайи), 2) $T_p = 1430\text{--}1510^{\circ}\text{C}$ – расплавные аномалии, начинающиеся от переходной зоны мантии (плато Онтонг Джава, Исландия, Забайкальский домен) и 3) $T_p = 1280\text{--}1400^{\circ}\text{C}$ – расплавные аномалии малоглубинной части верхней мантии (срединные океанические хребты, Саяно-Монгольский домен).

Fig. 14. Primary eruption and mantle potential temperatures as a function of the MgO contents of primary magmas.

MgO contents of primary magmas are shown. Primary eruption temperatures are anhydrous olivine liquidus temperatures at 1 atm calculated for the primary magmas using the simplified equation $T_{pe} (^{\circ}\text{C}) = 935 + 33 \times \text{MgO} - 0.37 \times \text{MgO}^2$. The bracket shows the uncertainty at the 2 σ level. Potential temperatures are calculated from the equation $T_p (^{\circ}\text{C}) = 1463 + 12.7 \times \text{MgO} - 2924 / \text{MgO}$ [Herzberg et al., 2007]. Arrows display the effects of H_2O content on liquidus temperature. Partial crystallization of primary magmas will yield actual eruption temperatures that are lower than primary eruption temperatures. Abbreviations: MORB – mid-ocean ridge basalts, OJP – Ontong Java Plateau, I (ET) – Island (Early Tertiary), I (PD) – Island (present day). Highlighted in three temperature ranges are: 1) $T_p = 1550^{\circ}\text{C}$ and above – plumes rising from the deeper parts of the mantle (Gorgona, Hawaii), 2) $T_p = 1430\text{--}1510^{\circ}\text{C}$ – upper-mantle melting anomalies extending from the mantle transition zone (Plateau Ontong Java, Iceland, Transbaikalian domain), and 3) $T_p = 1280\text{--}1400^{\circ}\text{C}$ – melting anomalies in the shallow part of the upper mantle (mid-ocean ridges, Sayan-Mongolian domain).

ными температурами кристаллизации базальтов Саяно-Монгольского домена. Для пород Тарянского района Центральной Монголии определены два температурных интервала: $1210\text{--}1240^{\circ}\text{C}$ (единичные замеры температур около 1145°C) и $1279\text{--}1300^{\circ}\text{C}$. Первый интервал сопоставляется с максимальной расчетной температурой вулканических извержений, второй – с максимальной оценкой потенциальной температуры в Саяно-Монгольском домене.

Сравнительно низкие оценки температур ликвидусной кристаллизации оливина и потенциаль-

ной температуры мантии могут быть прямым следствием меньшей глубины Саяно-Монгольского расплавного домена, термально обеспеченного малоглубинной (не глубже 200 км) астеносферной конвекцией, в отличие от более глубоинной (до 410 км) конвекции в Забайкальском расплавном домене. Оценка потенциальной мантийной температуры $T_p = 1300^{\circ}\text{C}$ соответствует температурному интервалу базальтов срединных океанических хребтов $T_p = 1280\text{--}1400^{\circ}\text{C}$. По данным сейсмической томографии, низкоскоростные аномалии под срединными океаническими хребтами находятся не

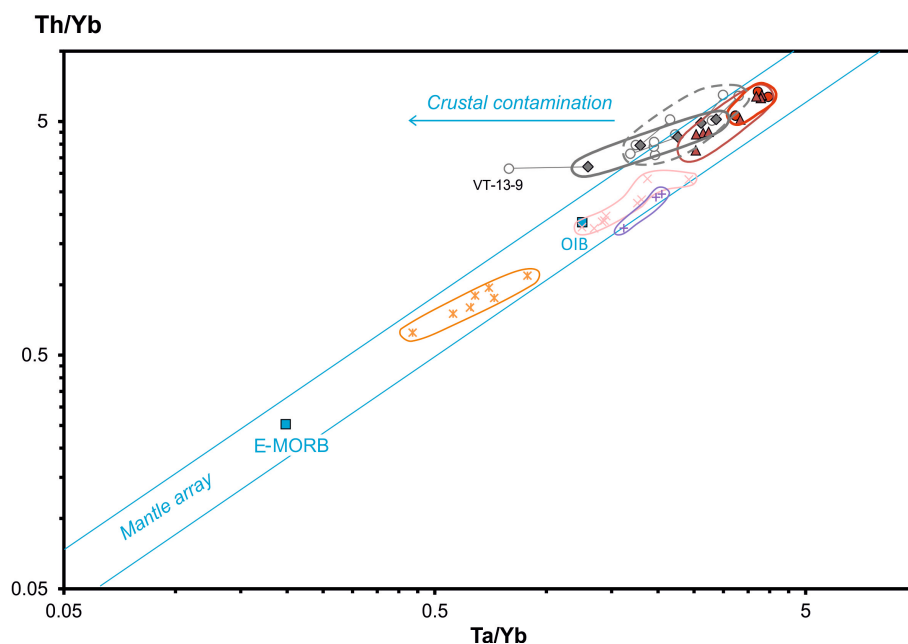


Рис. 15. Соотношения Th/Yb – Ta/Yb в среднемиоценовых породах Берейнского вулканического центра. Усл. обозн. см. рис. 6.

Fig. 15. Th/Yb vs Ta/Yb in Mid-Miocene rocks from the Bereya volcanic center. Symbols as in Fig. 6.

глубже 150 км [Anderson *et al.*, 1992]. Малоглубинный характер источников вулканических пород в контуре Саяно-Монгольского расплавленного домена подтверждается значениями отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ в оливинах из базальтов Тарят-Чулутынского поля Центральной Монголии и Джидинского поля Западного Забайкалья, сопоставимыми со значениями этого показателя в базальтах срединных океанических хребтов [Barry *et al.*, 2007].

5.2. КОРОВАЯ КОНТАМИНАЦИЯ

Заметно контаминированы высоко-Mg вулканические породы начального эпизода вулканической активности 16–14 млн лет назад. На всех вариационных диаграммах фигуративные точки группы контаминированных базальтов и трахиандезита VT-13-9 смещены от трендов групп высоко-Mg базанитов-базальтов и пикробазальтов-базальтов. При высоко-Mg составе пород контаминация выражается в возрастании SiO_2 , снижении нормативных $100 \times \text{An}/(\text{An} + \text{Ab})$ до значений, свойственных умеренно-Mg породам (см. рис. 6, 8, а), и в повышении концентраций K и Rb (см. рис. 12).

На диаграмме Th/Yb – Ta/Yb контаминированные базальты и трахиандезит VT-13-9 смещены выше мантийного направления. Смещаются и фигуративные точки валовых составов контаминированных пород, и точки основной массы (рис. 15). Таким образом, контаминация выражается не

только в насыщении пород ксеногенным коровым материалом, но и в его частичном усвоении кристаллизовавшимися расплавами.

5.3. КОМПОНЕНТЫ МАНТИЙНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ

Группа высоко-Mg базанитов-базальтов имеет интервалы начальных $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t = 0.512867\text{--}0.512892$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.703831\text{--}0.704183$ в диапазоне обедненной мантии. Группа пикробазальтов-базальтов обнаруживает менее обедненные изотопные характеристики – $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t = 0.512730\text{--}0.512842$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.703778\text{--}0.704406$ с относительным смещением фигуративных точек вдоль мантийного направления в сторону состава недифференцированной мантии. Фигуративные точки группы контаминированных базальтов-трахибазальтов и трахиандезита VT-13-9 смещены от мантийного направления к изотопно обогащенным составам в правом нижнем углу диаграммы с низкими значениями $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$. Группа умеренно-Mg базальтов-трахибазальтов перекрывает поля групп высоко-Mg базанитов-базальтов и пикробазальтов-базальтов. Базальт V-9 переходного (Na–K–Na) состава имеет более обедненные изотопные характеристики: $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t = 0.512934$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0.703740$ (рис. 16, а).

На диаграмме $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ – $1000/\text{Sr}$ (рис. 16, б) разные группы пород, образующих мантийное

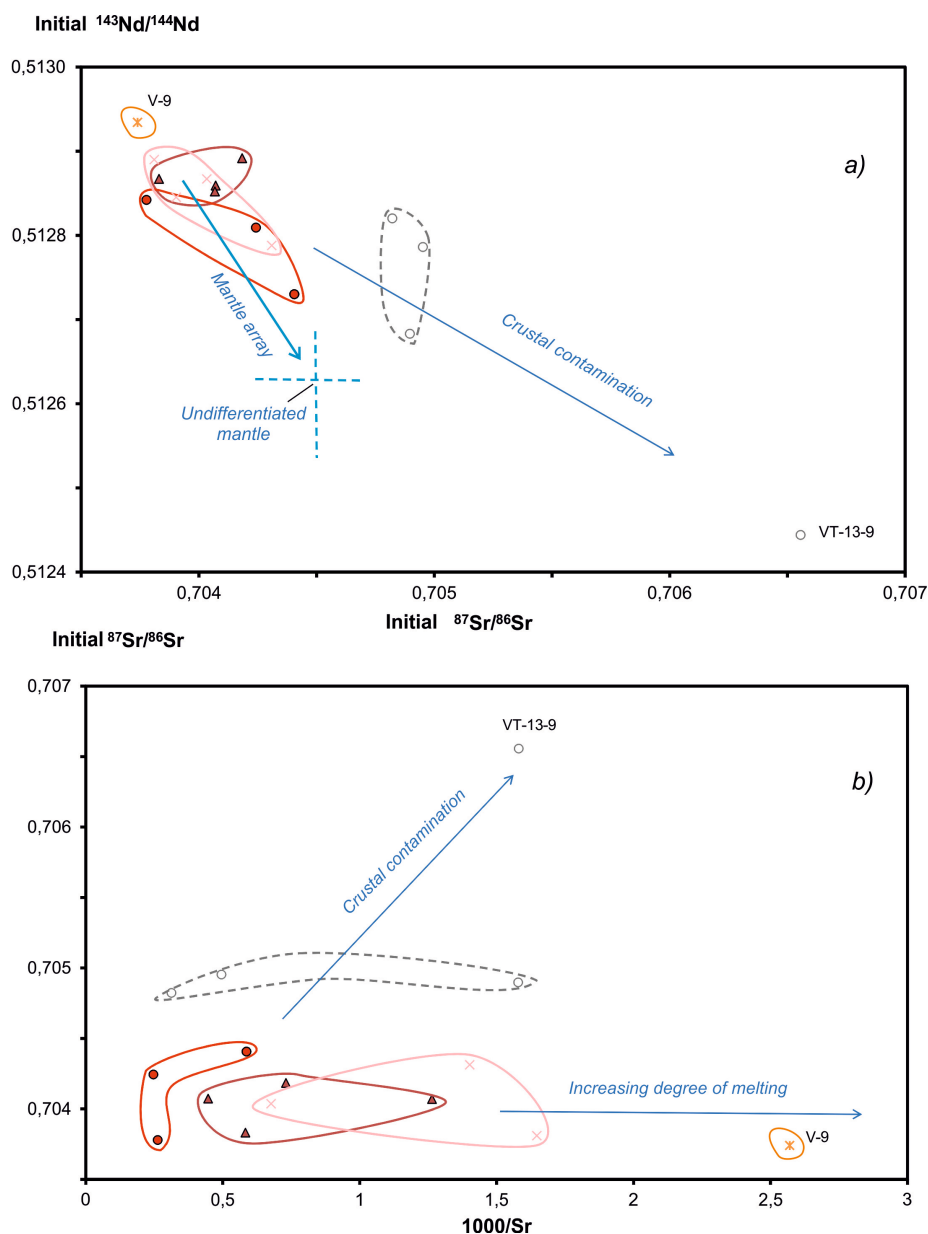


Рис. 16. Соотношения $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (a) и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - 1000/\text{Sr}$ в среднемиоценовых породах Береинского вулканического центра. Из-за молодого возраста пород и низких Sm/Nd и Rb/Sr начальные изотопные отношения Nd и Sr не отличаются от измеренных. Усл. обозн. см. рис. 6.

Fig. 16. $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$ vs $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (a) and $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ vs $1000/\text{Sr}$ in Mid-Miocene rocks from the Bereya volcanic center. Because of the young ages of rocks and low Sm/Nd and Rb/Sr, the initial isotopic ratios of Nd and Sr do not differ from the measured values. Symbols as in Fig. 6.

направление, смещаются вдоль оси ординат при широком диапазоне $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (0.703740–0.704406). Смещение объясняется повышением степени частичного плавления в мантийных источниках. Группа контаминированных базальтов-трахибазальтов и трахиандезита VT-13-9 отличается повышенными $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ при относительно возрастании $1000/\text{Sr}$. Между тем изотопные отношения Sr могут быть завышены из-за вторичных изменений пород. Хотя эффект вторичных измене-

ний может сниматься кислотной обработкой проб [Song et al., 1990; Rasskazov et al., 2012, 2015], критерий полноты достижения стронциевых изотопных отношений неизменных пород отсутствует, поэтому нет уверенности в получении истинных значений этого показателя. Поскольку полученные данные по изотопам Sr не дают точной идентификации компонентов, эти данные используются здесь только для общей констатации коровой контаминации.

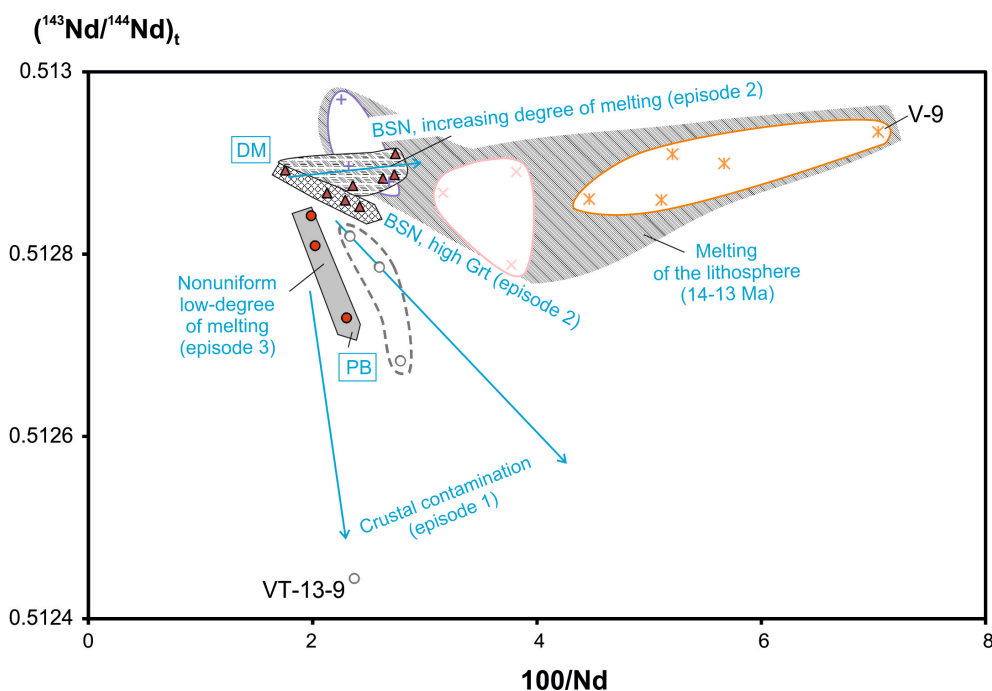


Рис. 17. Соотношения $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$ – $100/\text{Nd}$ в среднемиоценовых породах Береинского вулканического центра. Тренд одинакового малого плавления DM-high Grt соответствует смещению точек от модельной линии с содержанием граната 6 % к линии с модельным содержанием граната 12 % на рис. 18. Усл. обозн. см. рис. 6.

Fig. 17. $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$ – $100/\text{Nd}$ in Mid-Miocene rocks from the Bereya volcanic center. Trend of uniform small melting DM-high Grt corresponds to bias of data points from the model line with the garnet content of 6 % to the line with the garnet content of 12 % in Fig. 18. Symbols as in Fig. 6.

Более уверенная идентификация компонентов вулканических пород обеспечивается совместным использованием диаграмм $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$ – $100/\text{Nd}$ и $(\text{La}/\text{Yb})_n$ – $(\text{Yb})_n$ (рис. 17, 18). Тренды высоко-Mg базанитов–базальтов и пикробазальтов–базальтов сходятся в точке базанита с наиболее обедненной изотопной характеристикой, которая принимается в качестве компонента конвектирующей мантии DM (depleted mantle) с общим составом: $100/\text{Nd}=1.7$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t=0.512892$ ($\epsilon\text{Nd}=+5$). Фигуративные точки смещаются от общего компонента DM вдоль направлений базанитов (BSN-high Grt) и пикробазальтов (PB). Тренд контаминированных базальтов проходит между трендами BSN-high Grt и PB и изгибается в сторону снижения $100/\text{Nd}$ (возрастания концентраций Nd). Фигуративные точки более поздних умеренно-Mg расплавов смещены от составов высоко-Mg расплавов с относительным повышением $100/\text{Nd}$ (снижением концентраций Nd) (рис. 17).

Проведено микроэлементное моделирование равновесного частичного плавления источников пород Береинского вулканического центра на основе уравнения [Shaw, 1970]. Доли минералов в плавящемся материале скорректированы с учетом экспериментальных данных [Walter, 1998]. Для

учета соотношения микроэлементов в обогащенном модельном источнике использовались средние составы минералов ксенолитов с водосодержащими минералами из щелочных базальтов Витимского вулканического поля [Ionov et al., 1997; Glaser et al., 1999; Litasov et al., 2000a, 2000b; Ashchepkov et al., 2003, 2011] и в мантийных апатитах типа A [O'Reilly, Griffin, 2000].

По результатам микроэлементного моделирования в координатах $(\text{La}/\text{Yb})_n$ – Yb_n , предполагается выплавление группы высоко-Mg базанитов–базальтов из полиминерального источника с содержаниями граната от 6 до 12 %. Тренд BSN-high Grt на рис. 17 соответствует тренду смещения точек от модельной линии с содержанием граната 6 % к линии с модельным содержанием граната 12 % при узком диапазоне и малой степени частичного плавления ($F=0.042$ – 0.046) на рис. 18. Содержание граната в источнике повышается с увеличением плотности пород с глубиной, поэтому поступление выплавов одинаковой степени частичного плавления из источников с разным содержанием граната (с разных глубин) может служить показателем вовлечения в плавление мантии с однородными (т.е. астеносферными) свойствами. Источник такого типа был выявлен для базанитов

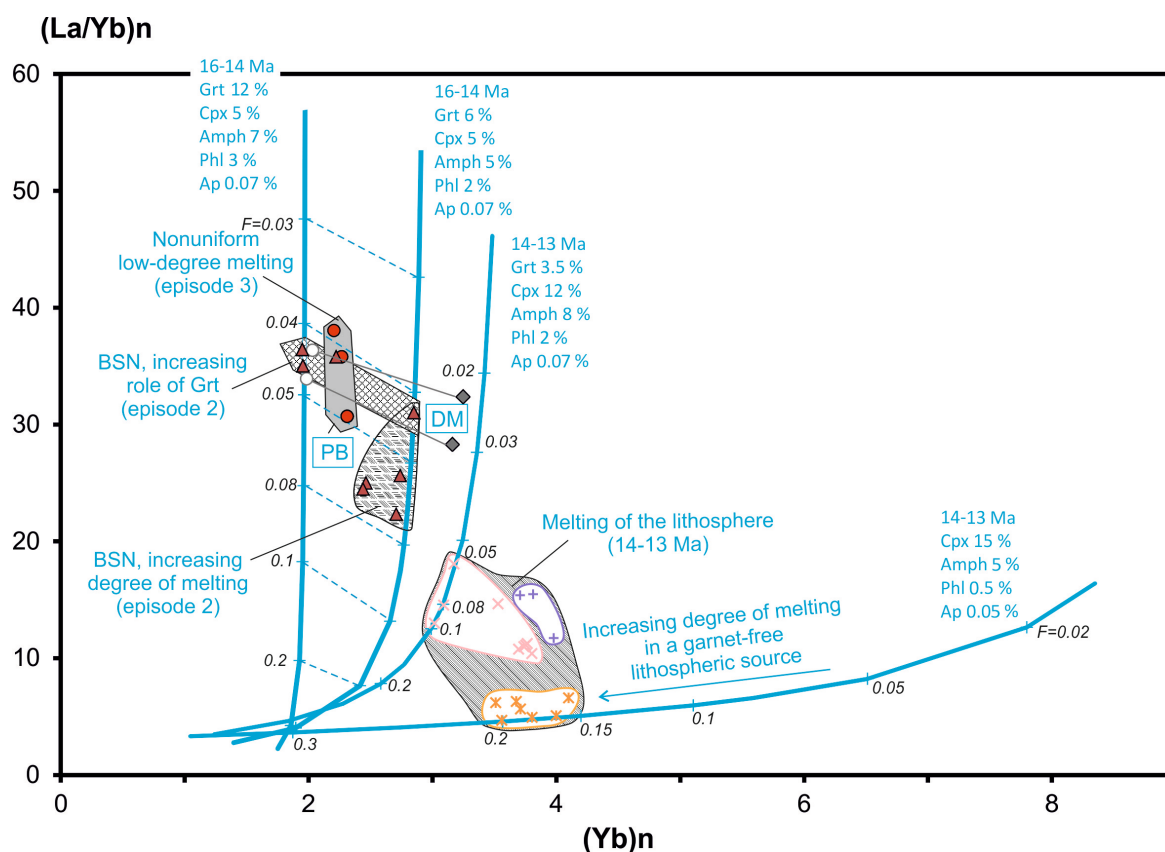


Рис. 18. Соотношения $(La/Yb)_n$ – $(Yb)_n$ в среднемиоценовых породах Береинского вулканического центра.

Для упрощения диаграммы из группы контаминированных базальтов показаны только точки валовых составов и основной массы двух образцов с наиболее высокими $(La/Yb)_n$. Данные для других образцов не показаны. Нормирование выполнено по составу примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995]. Сокращения: *Grt* – гранат, *Cpx* – клинопироксен, *Amph* – амфибол, *Phl* – флогопит, *Ap* – апатит. Соотношения минералов в источниках рассчитаны исходя из моделирования микроэлементного состава пород (диаграмма не показана). Коэффициенты распределения минерал/расплав для La и Yb из работ [Hart, Dunn, 1993 (Cpx); Kennedy et al., 1993 (Opx); Halliday et al., 1995 (Ol, Grt); La Tourrette et al., 1995 (Amph, Phl); Chazot et al., 1996 (Ap)]. Усл. обозн. см. рис. 6.

Fig. 18. $(La/Yb)_n$ vs $(Yb)_n$ in Mid-Miocene rocks from the Bereya volcanic center.

To simplify the diagram in respect to the group of contaminated basalts, we plotted only data points of bulk and groundmass compositions of two samples from this group that show the highest $(La/Yb)_n$. Data for other samples are omitted. The primitive mantle composition is used after McDonough and Sun [1995]. Abbreviations: *Grt* – garnet, *Cpx* – clinopyroxene, *Amph* – amphibole, *Phl* – phlogopite, *Ap* – apatite. Ratios of minerals in sources are based on modeling of the trace-element concentrations in rocks (figure is not shown). The distribution coefficients of mineral/melt for La and Yb are from [Hart, Dunn, 1993 (Cpx); Kennedy et al., 1993 (Opx); Halliday et al., 1995 (Ol, Grt); LaTourrette et al., 1995 (Amph, Phl); Chazot et al., 1996 (Ap)]. Symbols as in Fig. 6.

Камарского вулканического поля, связанных с образованием Южно-Байкальской впадины Байкальской рифтовой зоны [Rasskazov et al., 2013]. Часть фигуративных точек группы базанитов–базальтов Витимского плоскогорья смещена, однако, вдоль линии с 6 % граната с повышением F до 0.07. Относительное возрастание степени частичного плавления при минимальной глубине области генерации группы базанитов–базальтов, по-видимому, отражало развитие магматических процессов на границе астеносферы и литосферы. Плавление возрастало в подошве литосферы, находившейся в равновесии с подстилающей конвектирующей астеносферой.

Тренд PB пересекает среднюю часть тренда BSN-high Grt. В отличие от источника пород этого тренда, в источнике пород тренда PB содержания граната остаются постоянными, а меняется степень частичного плавления ($F=0.039-0.050$). Составы контаминированных базальтов–трахибазальтов с наиболее высокими $(La/Yb)_n$ попали на тренд источника с максимальным содержанием граната (12 %).

С одной стороны, обогащение источников высоко-Mg магм легкими РЗЭ относительно тяжелых обусловлено присутствием граната. Но высоко-Mg магмы обогащены и другими несовместимыми элементами, например Th и Zr (относительно хон-

дрита или пиролита), зависящими от участия в плавлении других минеральных фаз. С другой стороны, источники высоко-Mg магм имеют обедненные характеристики изотопных отношений Nd и Sr относительно недифференцированной мантии. Такие соотношения объясняются конвективной изотопной гомогенизацией подлитосферного мантийного материала и его элементной дифференциацией перед плавлением обособившейся части, обогащенной несовместимыми компонентами. Выплавки из конвектирующей подлитосферной мантии явились, таким образом, следствием высоких температур в конвектирующей мантии и снижения точки плавления ее материала за счет концентрации легкоплавких компонентов. Этот тип магмогенерации отличается от образования коматиитовых магм в плюмовых колоннах, обедненных легкими РЗЭ и другими несовместимыми элементами.

Гранат имеет отношение $Gd/Yb = 0.15$, поэтому, если этот минерал остается в рестите, в частичной выплавке Gd/Yb выше, чем в породах источника [Walter, 1998]. В качестве граничного между выплавками из гранатсодержащего и безгранатового источников принимается $Gd/Yb = 1.6$ [Sobolev et al., 2011]. В среднемиоценовых породах Береинского вулканического центра Gd/Yb выше этого значения. По этому критерию все выплавки этого центра должны быть производными гранатсодержащих источников. Наиболее высокие отношения (7.9–9.3) определены в группе пикробазальтов–базальтов, несколько пониженные (6.6–8.1, в одном образце – 5.3) – в группе Mg-базанитов–базальтов. Наиболее низкие Gd/Yb (2.5–3.4) получены для группы базальтов–андезиобазальтов. В базальтах Na-серии и базальтах–трахибазальтах Gd/Yb более высокие, соответственно 4.9–5.7 и 3.6–6.5. Таким образом, выстраивается ряд с последовательным уменьшением роли граната в источниках: К-пикробазальт – переходный (К–Na–К) Mg-базанит – К–Na-трахибазальт – Na-базальт – переходный (Na–K–Na) базальт–андезиобазальт.

Глубина магмогенерирующих процессов в подлитосферной мантии 16–14 млн лет назад оценивается не только по высоким содержаниям граната в источниках, но и по переходному (К–Na–К) составу группы высоко-Mg базанитов–базальтов с принадлежностью пикробазальтов–базальтов к К-серии. Высокая активность калия свойственна глубинным частям верхней мантии древних кратонов и складчатых областей. Она отражена в распространении калийсодержащих клинопироксенов в ксенолитах из кимберлитов и включениях в алмазах, в алмазоносных пироксен–гранат–карбонатных породах Кокчетавского метаморфического комплекса, выведенного на поверхность тектоническими процессами, и подтверждена эксперимен-

тами при высоких давлениях и температурах [Sobolev, 1974; Tsuruta, Takahashi, 1998; Perchuk et al., 2002; Shatsky et al., 2006; Foley et al., 2009; Safonov et al., 2005]. По уравнению $P(\text{кбар}) = 213.6 - 4.05 \times \text{SiO}_2$ (мас. %) [Scurrow, Cox, 1995] получены оценки давлений для выплавов Mg-базанитов в сравнительно широком диапазоне (36.4–48.6 кбар), а пикробазальтов – в более узком диапазоне (41.4–44.3 кбар). Эти оценки соответствуют глубинным интервалам 115–150 и 135–140 км, которые могут приниматься в качестве вероятных глубинных интервалов среднемиоценовой генерации расплавов Береинского вулканического центра: сначала – Mg-базанитовых (эпизод 2), а затем – пикробазальтовых (эпизод 3). Интересно, что максимальные давления (около 48–49 кбар) получены для группы фигуративных точек Mg-базанитов с максимальной степенью частичного плавления (см. рис. 17–19).

Фигуративные точки лав, излившихся 14–13 млн лет назад, заключены между модельной линией с содержанием граната в источнике 3.5 % и модельной линией без граната. Сначала плавился материал безгранатового источника или содержащего малое количество граната в малоглубинных условиях. Степень частичного плавления была максимальной ($F = 0.15–0.20$). Излившиеся лавы группы базальтов–андезиобазальтов составили более 2/3 объема продуктов извержений. Одновременно излившаяся небольшая порция базальтовых лав Na-серии была производной более глубинного гранатсодержащего (1–2 % Grt) источника, испытавшего сравнительно слабое плавление ($F = 0.05–0.07$). Финальная порция лав, составившая 1/4 объема всех извержений, была также производной гранатсодержащего (до 3.5 % Grt) источника с возросшей степенью частичного плавления ($F = 0.05–0.10$), повлекшей за собой полный переход слюды в расплав.

Глубина литосферной мантии, вовлекавшейся в плавление 14–13 млн лет назад, оценивается по гранат–шпинелевому переходу. По экспериментальным данным в системе $\text{CaO–MgO–Al}_2\text{O}_3\text{–SiO}_2$ (CMAS) переход мог происходить в условиях ниже солидуса в интервалах давлений 1.8–2.0 GPa при температуре 1200 °C и 2.6–2.7 GPa при температуре 1500 °C (глубины 60–85 км). В Cr-содержащих системах шпинель сосуществует с гранатом. Повышение концентраций Cr смещает реакцию вхождения граната в область более высоких давлений. Присутствие Fe^{2+} оказывает противоположный эффект [Klemme, 2004; Klemme, O'Neill, 2000]. Подобные оценки гранат–шпинелевого перехода получены в экспериментах с использованием обогащенных и обедненных перидотитов [Robinson, Wood, 1998]. Предполагается, что плавление начинается в жилах гранатовых пироксенитов, стабильных в

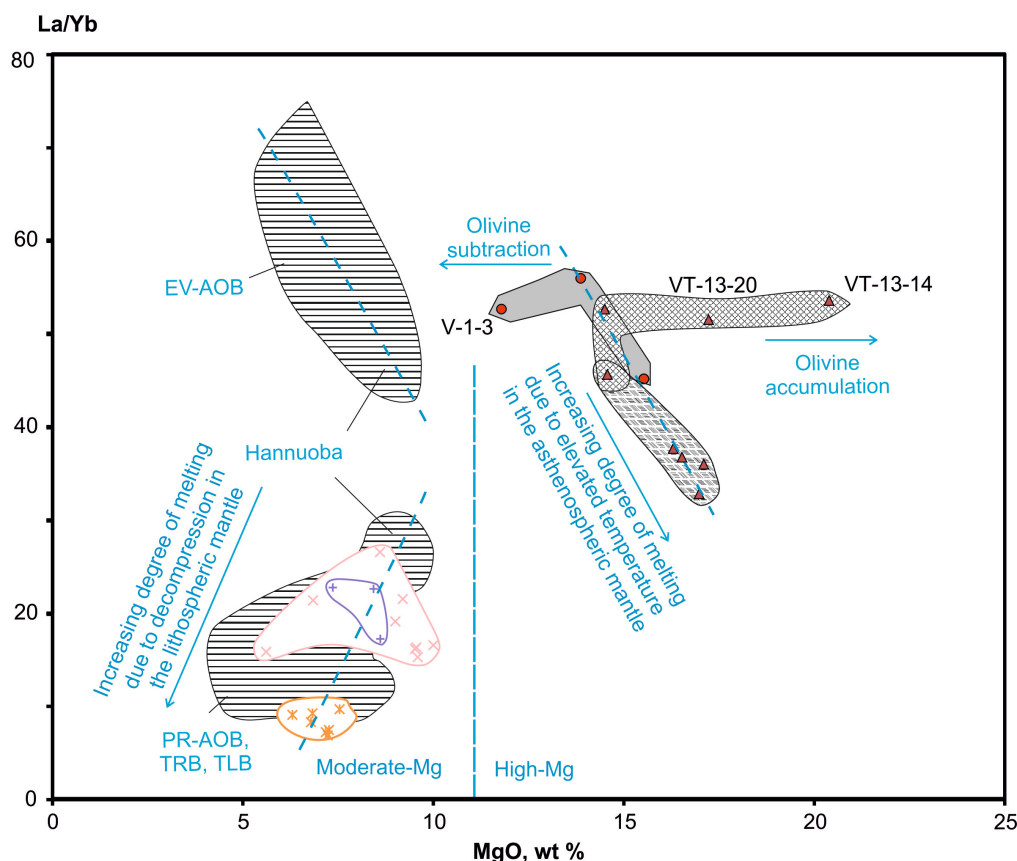


Рис. 19. Соотношения La/Yb – MgO в среднемиоценовых породах Берейнского вулканического центра. Для сравнения показаны фигуративные поля пород Ханнуоба (Северный Китай) – группы эволюционированных щелочных оливиновых базальтов (EV-AOB), примитивных щелочных оливиновых базальтов (PR-AOB), переходных базальтов (TRB) и толеитовых базальтов (TLB). Усл. обозн. см. рис. 6.

Fig. 19. La/Yb vs MgO in Mid-Miocene rocks from the Bereya volcanic center. For comparison, we showed also data fields of rocks from Hannuoba (North China): groups of evolved alkali olivine basalts (EV-AOB), primitive alkali olivine basalts (PR-AOB), transitional basalts (TRB), and tholeiitic basalts (TLB). Symbols as in Fig. 6.

условиях более низких давлений, чем гранатовые перидотиты.

В рассматриваемом случае высоко-Mg выплавки сменялись умеренно-Mg выплавками с временным разрывом в 1–2 млн лет. Между высоко-Mg (высокотемпературными) и умеренно-Mg (умеренно-температурными) расплавами сложились контрастные отношения. Подобный контраст существовал в миоцене на вулканическом поле Ханнуоба (Северный Китай) между группой эволюционированных щелочных оливиновых базальтов с высокими La/Yb и тремя группами (толеитовых, переходных и примитивных щелочных) базальтов с низкими La/Yb. На диаграмме La/Yb – MgO три группы пород Ханнуоба сопоставляются с умеренно-Mg группами пород Берейнского вулканического центра.

Группа эволюционированных щелочных оливиновых базальтов с высокими La/Yb поля Ханнуоба смещена относительно высоко-Mg пород Берейн-

ского центра в умеренно-Mg область (рис. 19). Тренды пород с высокими La/Yb поля Ханнуоба и Берейнского центра параллельны. Оба могут интерпретироваться в связи с возрастанием степени частичного плавления при повышении температуры в астеносферной мантии. В источнике эволюционированных базальтов Ханнуоба моделировалось 4.5–6.0 % граната и доля расплава 2–5 % [Chuvashova et al., 2012]. Эти параметры приближаются к параметрам источника групп высоко-Mg базанитов-базальтов и пикробазальтов-базальтов Берейнского вулканического центра.

Оливин фракционировал в породах верхней части тренда Берейнского вулканического центра (т.е. при пониженной температуре и степени частичного плавления) и не фракционировал в его нижней части (т.е. при повышенной температуре и степени частичного плавления). Нефракционировавшие магматические расплавы были перегретыми. Благоприятные условия для фракционирова-

ния оливина существовали в выплавках малых степеней плавления, образовавшихся в условиях пониженных температур. Перегретые магматические расплавы принадлежали к глубокой части магмогенерирующей колонны. На меньших глубинах под литосферой на ликвидусе начинал кристаллизоваться оливин, аккумулировавшийся в Mg-базанитовых расплавах и, наоборот, отделявшийся от пикробазальтовых расплавов. Эволюционированные щелочные оливиновые базальты Ханнуобы явились следствием условий магмообразования, подобных пикробазальтовым. Первичные выплавки базальтов этого типа на поле Ханнуоба должны были иметь высоко-Mg состав подобно другим вулканическим полям Забайкальского низкостратостного домена (см. рис. 1).

5.4. МОДЕЛЬ СМЕНЫ МАГМАТИЗМА 16–13 МЛН ЛЕТ НАЗАД

В смене среднемиоценовых вулканических пород Береинского центра от высокомагнезиального состава к умеренно-магнезиальному отразилось тектонотермальное воздействие на литосферу подлитосферного материала (рис. 20).

Во временном интервале 16–14 млн лет назад высоко-Mg базальты–трахибазальты первого вулканического эпизода были насыщены дезинтегрированным коровым ксеногенным материалом. Из-за его частичного усвоения состав первичных выплавов, поднимавшихся из мантии, был искажен. Вероятно, первичные расплавы были близки по составу высоко-Mg базанитовым–базальтовым расплавам, извергнутым на Береинском вулканическом центре после контаминированных базальтов–трахибазальтов.

Высоко-Mg базаниты–базальты второго вулканического эпизода и пикробазальты–базальты третьего представляли собой первичные мантийные выплавки. В адиабатически поднимающемся мантийном материале глубинность плавления зависит от теплосодержания системы. При высоком теплосодержании начальное плавление осуществляется на больших глубинах, а при меньшем – на меньших [Fukuyama, 1985]. Мантийный материал плавился ниже подошвы литосферы. Созданная благодаря этому процессу плавучесть частично расплавленного материала превышала плавучесть кристаллических фаз вмещающей астеносферной мантии. В результате расплав высвобождался из матрицы, мигрировал вверх и изливался на земной поверхности. Сначала образовались высоко-Mg базаниты–базальты в условиях сравнительно однородного плавления малых степеней, сопровождавшегося избыточной концентрацией тепла в подошве литосферы с усилением плавления. Образовавшиеся расплавы оказывались

достаточно плавучими, чтобы мигрировать из области магмообразования с излиянием на земной поверхности. Затем состав выплавов сменился на пикробазальтовый–базальтовый в процессе перерождения средней части однородной подлитосферной области магмогенерации в область с варьирующейся степенью частичного плавления материала.

На этом этапе тепло поступало через магматические каналы в малоглубинную мантийную часть литосферы. В процессе декомпрессионного плавления безгранатовых мантийных пород, сопровождавшего усиление рифтогенеза с поднятием и эрозийным расчленением территории, выплавился и излился на земную поверхность большой объем умеренно-Mg базальтов и андезибазальтов. Возник эффект термального утонения литосферы. Импульс крупнообъемного малоглубинного плавления, однако, был непродолжительным и сменился менее объемным плавлением более глубокой части литосферной мантии гранатовой фации.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполнено сравнительное изучение состава последовательностей высоко- и умеренно-Mg вулканических пород, извергавшихся в Береинском вулканическом центре Витимского плоскогорья, соответственно, 16–14 и 14–13 млн лет назад. В первой (малообъемной) возрастной генерации определена смена контаминированных базальтов–трахибазальтов K–Na-серии базанитами–базальтами переходного (K–Na–K) состава, а затем пикробазальтами–базальтами K-серии. Во второй (крупнообъемной) генерации выявлена смена базальтов–андезибазальтов переходного (Na–K–Na) состава, переслаивающихся с базальтами Na-серии, базальтами–трахибазальтами K–Na-серии.

Показано, что относительные вариации петрогенных оксидов, микроэлементов и изотопов в первой последовательности сначала осложнялись коровой контаминацией, эффективность которой затем снизилась. Вариации состава более поздних неконтаминированных продуктов извержений в этой последовательности определялись эффектом температурных вариаций с отделением выплавов повышенной степени плавления сначала на границе астеносферы–литосферы, а затем в астеносфере. Относительные вариации петрогенных оксидов, микроэлементов и изотопов во второй последовательности пород свидетельствовали о сильном начальном плавлении на малых глубинах литосферной мантии и более слабом плавлении на ее больших глубинах с последующей концентрацией выплавов в условиях больших глубин.

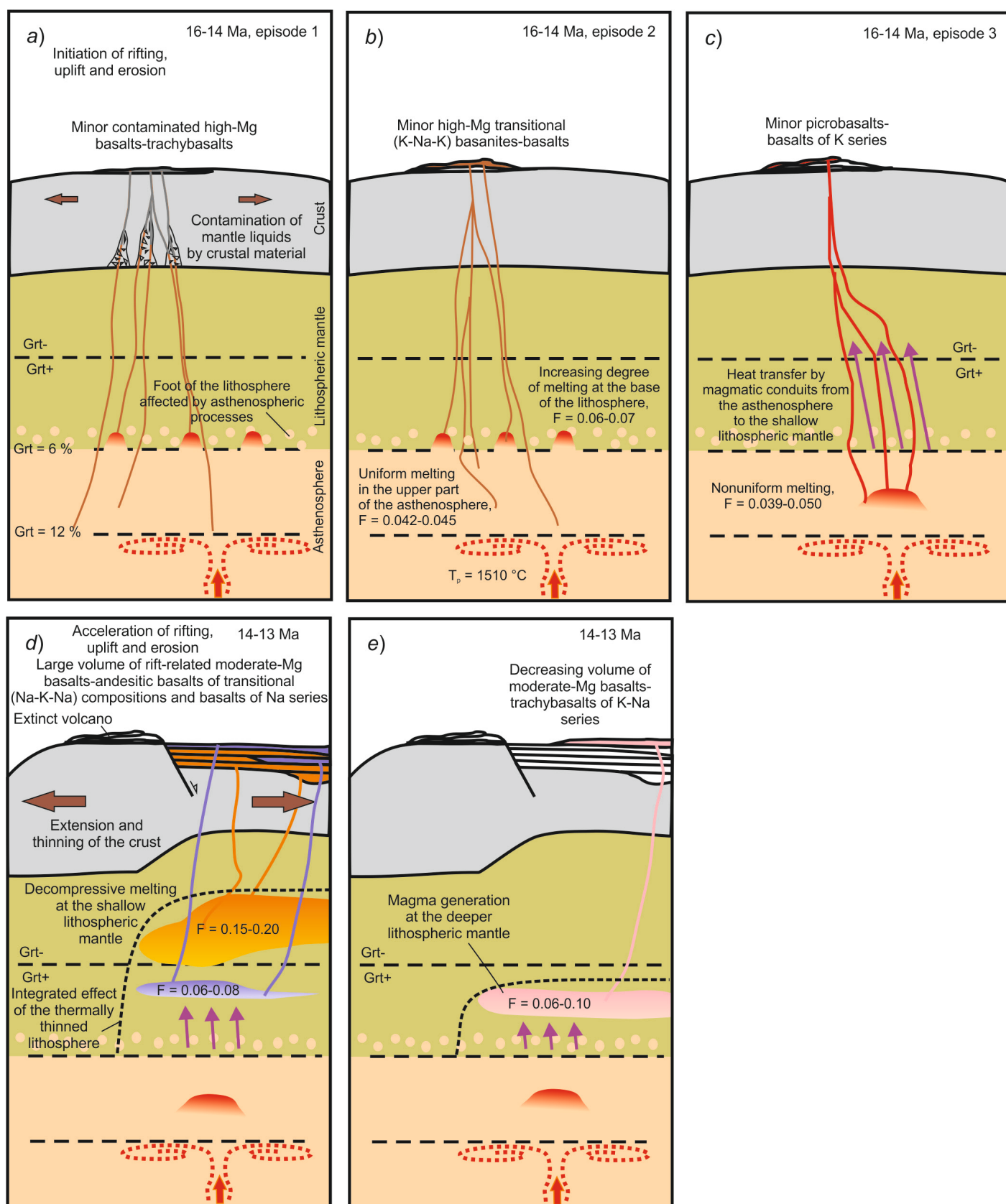


Рис. 20. Отражение среднемиоценового тектонотермального воздействия на литосферу горячим материалом астеносферы Забайкальского расплавленного домена в смене источников вулканических пород Берейнского центра. T_p – потенциальная температура, F – степень частичного плавления мантии.

Fig. 20. Reflection of the Mid-Miocene tectonothermal impact on the lithosphere by the asthenospheric hot material from the Transbaikalian melting domain in change of sources for rocks of the Bereya volcanic center. T_p – potential temperature, F – the degree of partial melting in the mantle.

Предполагается, что извержения большого объема малоглубинных выплавок из литосферы 14–13 млн лет назад были вызваны термальным воздействием на литосферу под Витимским вулканическим полем материала астеносферной мантии Забайкальского домена, обладавшего высокой потенциальной мантийной температурой ($T_p = 1510^\circ\text{C}$), сопоставимой с этим параметром в верхнемантийных горячих пятнах плато Онтонг Джава и Исландии. Это термальное воздействие повлекло за собой резкое усиление рифтогенеза с образованием впадин и хребтов на земной поверхности. Более низкие оценки T_p для высоко-Mg лав Удоканского, Дариганского и Камарского вулканических полей могут отражать пространственные вариации

потенциальных мантийных температур в Забайкальском низкоскоростном (расплавном) домене с относительным уменьшением T_p до 1430°C и, возможно, ниже. В менее глубинном Саяно-Монгольском низкоскоростном (расплавном) домене T_p в мантии не превышала 1300°C .

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят рецензентов И.В. Ащепкова и Ю.В. Меньшагина за критический анализ работы, способствовавший разработке более ясных интерпретационных схем. Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 14–05–31328.

8. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Anderson D.L., 2007. New Theory of the Earth. Cambridge University Press, Cambridge, 384 p.
- Anderson D.L., Zhang Y-S., Tanimoto T., 1992. Plume heads, continental lithosphere, flood basalts and tomography. In: B.C. Storrey, T. Alabaster, R.J. Pankhurst (Eds.), Magmatism and the causes of continental break-up. *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 68, p. 99–124. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.068.01.07>.
- Arndt N., Lesher C.M., Barnes S.J., 2008. Komatiite. Cambridge University Press, Cambridge, 458 p.
- Ashchepkov I.V., 1991. Deep Xenoliths of the Baikal Rift. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 160 p. (in Russian) [Ащепков И.В. Глубинные ксенолиты Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1991. 160 с.].
- Ashchepkov I.V., Andre L., Downes H., Belyatsky B.A., 2011. Pyroxenites and megacrysts from Vitim picrite–basalts (Russia): Polybaric fractionation of rising melts in the mantle? *Journal of Asian Earth Sciences* 42 (1–2), 14–37. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.03.004>.
- Ashchepkov I.V., Travin S.V., Saprykin A.I., Andre L., Gerasimov P.A., Khmel'nikova O.S., 2003. Age of xenolith-bearing basalts and mantle evolution in the Baikal Rift Zone. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 44 (11), 1160–1188.
- Asimow P.D., 2005. Igneous processes. In: R.C. Selley, L.R.M. Cocks, I.R. Plimer (Eds.), *Encyclopedia of Geology*, vol. 2. Elsevier, Oxford, UK, p. 209–217.
- Barry T.L., Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Demonterova E.I., Dunai T.J., Davies G.R., Harrison D., 2007. Helium isotopes provide no evidence for deep mantle involvement in widespread Cenozoic volcanism across Central Asia. *Lithos* 95 (3), 415–424. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2006.09.003>.
- Barry T.L., Saunders A.D., Kempton P.D., Windley B.F., Pringle M.S., Dorjnamjaa D., Saandar S., 2003. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: evidence for the role of asthenospheric versus metasomatized lithospheric mantle sources. *Journal of Petrology* 44 (1), 55–91. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/44.1.55>.
- Belichenko V.G., Geletii N.K., Barash I.G., 2006. Barguzin microcontinent (Baikal mountain area): the problem of outlining. *Russian Geology and Geophysics (Geologiya i Geofizika)* 47 (10), 1035–1045.
- Carlson R.W., Czamanske G., Fedorenko V., Ilupin I., 2006. A comparison of Siberian meimechites and kimberlites: Implications for the source of high-Mg alkalic magmas and flood basalts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7 (11), Q11014. <http://dx.doi.org/10.1029/2006GC001342>.
- Certificate of state registration of the database № 2013620655 Cenozoic volcanic rocks Asia. Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Chuvashova I.S., Markova M.E. Database on the chemical and isotopic composition. Application № 20113620317. Registered in the Register database 27 May 2013 (in Russian) [Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2013620655 Кайнозойские вулканические породы Азии / С.В. Рассказов, Т.А. Ясныгина, И.С. Чувашова, М.Е. Маркова. База данных по химическому и изотопному составу / Заявка № 20113620317. Зарегистрировано в Реестре баз данных 27 мая 2013 г.].
- Chazot G., Menzies M.A., Harte B., 1996. Determination of partition coefficients between apatite, clinopyroxene, amphibole, and melt in natural spinel lherzolites from Yemen: Implications for wet melting of the lithospheric mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (3), 423–437. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00412-2](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(95)00412-2).
- Chernyaeva G.P., Lyamina N.A., Rasskazov S.V., Rezanov I.N., Savinova V.V., 2007. Biostratigraphy and deposition environments of the Middle-Late Miocene volcanosedimentary section in the Dzhilinda basin, Western Transbaikalia. *Russian Geology and Geophysics* 48 (4), 361–370. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2006.01.002>.
- Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Mikheeva E.A., 2012. High-Mg lavas from the Dariganga volcanic field in the South-Eastern Mongolia: petrogenetic model of magmatism at the asthenosphere–lithosphere boundary.

- Geodynamics & Tectonophysics* 3 (4), 385–407 (in Russian) [Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Михеева Е.А. Высокомagneзиальные лавы Дариганского вулканического поля, Юго-Восточная Монголия: петрогенетическая модель магматизма на астеносферно–литосферной границе // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2012. Т. 3. № 4. С. 385–407]. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-4-0081>.
- Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnigina T.A., Rudneva N.A., 2015. Activation and termination of late Cenozoic extension in the lithosphere of the marginal part of the Baikal Rift Zone: changing sources of volcanism on the Vitim plateau. *Journal of Volcanology and Seismology* 9 (in press).
- Dickin A.P., 2005. Radiogenic isotope geology. Second edition. Cambridge University Press, Cambridge, 492 p.
- Esin S.V., Ashchepkov I.V., Ponomarchuk V.A. et al., 1995. Petrogenesis of alkaline basaltoids from the Vitim plateau (Baikal rift zone). UIGGM SB RAS Press, Novosibirsk, 58 p. (Preprint N 2).
- Fedorenko V.A., Czamanske G.K., 1997. Results of new field and geochemical studies of the volcanic and intrusive rocks of the Maymecha-Kotuy area, Siberian flood-basalt province, Russia. *International Geology Review* 39 (6), 479–531. <http://dx.doi.org/10.1080/00206819709465286>.
- Fedorenko V.A., Lightfoot C., Naldrett A.J., Czamanske G., Hawkesworth C., Wooden J., Ebel D., 1996. Petrogenesis of the Siberian flood-basalt sequence at Noril'sk, north central Siberia. *International Geology Review* 38 (2), 99–135. <http://dx.doi.org/10.1080/00206819709465327>.
- Flower M.F.J., Chung Sun-Lin, Lo Ching-Hua, Lee Tung-Yi (Eds.), 1998. Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. Geodynamic Series, vol. 27. American Geophysical Union, Washington D.C., 418 p.
- Foley S.F., Venturelli G., Green D.H., Toscani L., 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth-Science Reviews* 24 (2), 81–134. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252\(87\)90001-8](http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252(87)90001-8).
- Foley S.F., Yaxley G.M., Rosenthal A., Buhre S., Kiseeva E.S., Rapp R.P., Jacob D.E., 2009. The composition of near-solidus melts of peridotite in the presence of CO₂ and H₂O between 40 and 60 kbar. *Lithos* 112 (1), 274–283. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2009.03.020>.
- Foulger G.R., 2010. Plates vs. Plumes: A Geological Controversy. Wiley-Blackwell, New York, 328 p.
- Fukuyama H., 1985. Heat fusion of basaltic magma. *Earth and Planetary Science Letters* 73 (2–4), 407–414. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(85\)90088-3](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(85)90088-3).
- Ghosh S., Ohtani E., Litasov K.D., Suzuki A., Sakamaki T., 2007. Stability of carbonated basaltic melt at the base of the Earth's upper mantle. *Geophysical Research Letters* 34 (22), L22312. <http://dx.doi.org/10.1029/2007GL031349>.
- Ghosh S., Ohtani E., Litasov K.D., Teresaki H., 2009. Solidus of carbonated peridotite from 10 to 20 GPa and origin of magnesiocarbonated melt in the Earth's deep mantle. *Chemical Geology* 262 (1–2), 17–28. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.12.030>.
- Glaser S.M., Foley S.F., Günter D., 1999. Trace element compositions of minerals in garnet and spinel peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Transbaikalia, eastern Siberia. *Lithos* 48 (1), 263–285. [http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00032-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00032-8).
- Goncharov A.G., Ionov D.A., 2012. Redox state of deep off-craton lithospheric mantle: new data from garnet and spinel peridotites from Vitim, southern Siberia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 164 (5), 731–745. <http://dx.doi.org/10.1007/s00410-012-0767-z>.
- Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Stabel C.G., 1988. Mantle metasomatism beneath western Victoria, Australia: II. Isotopic geochemistry of Cr-diopside lherzolites and Al-augite pyroxenites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52 (2), 449–459. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90100-7](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(88)90100-7).
- Halliday A.N., Lee D.-C., Tommasini S., Davies G.R., Paslick C.R., Fitton J.G., James D.E., 1995. Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 133 (3), 379–395. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00097-V](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(95)00097-V).
- Hanano D., Weis D., Scoates J.S., Aciego S., DePaolo D.J., 2010. Horizontal and vertical zoning of heterogeneities in the Hawaiian mantle plume from the geochemistry of consecutive postshield volcano pairs: Kohala-Mahukona and Mauna Kea-Hualalai. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11 (1), Q01004. <http://dx.doi.org/10.1029/2009GC002782>.
- Hanski E., Walker R.J., Huhma H., Polyakov G.V., Balykin P.A., Hoa Tran Trong, Phuong Ngo Thi, 2004. Origin of the Permo-Triassic komatiites, northwestern Vietnam. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 147 (4), 453–469. <http://dx.doi.org/10.1007/s00410-004-0567-1>.
- Harris N.R., 1998. Isotopic, Geochemical, and Geochronological Constraints on the Origin and Evolution of Cenozoic Volcanism, Baikal Rift Zone, Siberia. PH dissertation, USA, Massachusetts Institute of Technology, 440 p.
- Hart S.R., Dunn T., 1993. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113 (1), 1–8. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00320827>.
- Herzberg C., 2011. Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary islands: implications for origins. *Journal of Petrology* 52 (1), 113–146. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egq075>.
- Herzberg C., Asimov N., Arndt N., Niu Y., Leshner C.M., Fitton J.G., Cheadle M.J., Saunders A.D., 2007. Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8 (2), Q02006. <http://dx.doi.org/10.1029/2006GC001390>.

- Hofmann A.W., 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature* 385 (6613), 219–229. <http://dx.doi.org/10.1038/385219a0>.
- Ionov D.A., Ashchepkov I., Jagoutz E., 2005. The provenance of fertile off-craton lithospheric mantle: Sr–Nd isotope and chemical composition of garnet and spinel peridotite xenoliths from Vitim, Siberia. *Chemical Geology* 217 (1–2), 41–75. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.12.001>.
- Ionov D.A., Ashchepkov I.V., Stosch H.-G., Witt-Eickschen G., Seck H.A., 1993. Garnet peridotite xenoliths from the Vitim Volcanic Field, Baikal Region – the nature of the garnet spinel peridotite transition zone in the continental mantle. *Journal of Petrology* 34 (6), 1141–1175. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/34.6.1141>.
- Ionov D.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., 1997. Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle. *Chemical Geology* 141 (3–4), 153–184. [http://dx.doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00061-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00061-2).
- Johnson J.S., Gibson S.A., Thompson R.N., Nowell G.M., 2005. Volcanism in the Vitim volcanic field, Siberia: Geochemical evidence for a mantle plume beneath the Baikal Rift Zone. *Journal of Petrology* 46 (7), 1309–1344. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egi016>.
- Karato S.-i., 2012. On the origin of the asthenosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 321–322, 95–103. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2012.01.001>.
- Kennedy A.K., Lofgren G.E., Wasserburg G.J., 1993. An experimental study of trace element partitioning between olivine, orthopyroxene and melt in chondrulites: equilibrium values and kinetic effects. *Earth and Planetary Science Letters* 115 (1), 177–195. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90221-T](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(93)90221-T).
- Kerr A.C., Arndt N.T., 2001. A note on the IUGS reclassification on high-Mg and picritic volcanic rocks. *Journal of Petrology* 42 (11), 2169–2171. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/42.11.2169>.
- Kiselev A.I., Medvedev M.E., Golovko G.A., 1979. Volcanism of the Baikal Rift Zone and Problems of Deep Magma Formations. Nauka, Novosibirsk, 200 p. (in Russian) [Киселев А.И., Медведев М.Е., Головки Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 200 с.].
- Klemme S., 2004. The influence of Cr on the garnet–spinel transition in the Earth's mantle: experiments in the system MgO–Cr₂O₃–SiO₂ and thermodynamic modeling. *Lithos* 77 (1–4), 639–646. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.017>.
- Klemme S., O'Neill H.St.C., 2000. The near-solidus transition from garnet lherzolite to spinel lherzolite. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 138 (3), 237–248. <http://dx.doi.org/10.1007/s004100050560>.
- Kogarko L.N., Ryabchikov I.D., 2000. Geochemical evidence for meimechite magma generation in the subcontinental lithosphere of Polar Siberia. *Earth and Planetary Science Letter* 18 (2), 195–203. [http://dx.doi.org/10.1016/S1367-9120\(99\)00041-3](http://dx.doi.org/10.1016/S1367-9120(99)00041-3).
- Konev A.A., 1982. Nepheline Rocks of Sayan-Baikal Mountain Area. Nauka, Siberian branch, Novosibirsk, 201 p. (in Russian) [Конеv А.А. Нефелиновые породы Саяно-Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1982. 201 с.].
- Koulakov I., Bushenkova N., 2010. Upper mantle structure beneath the Siberian craton and surrounding areas based on regional tomographic inversion of P and PP travel times. *Tectonophysics* 486 (1), 81–100. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2010.02.011>.
- Kutolin V.A., 1966. To the problem of the order and temperatures of mineral crystallization in rocks of basic compositions. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* (11), 42–51 (in Russian) [Кутолин В.А. К вопросу о порядке и температурах кристаллизации минералов в породах основного состава // Геология и геофизика. 1966. № 11. С. 42–51].
- La Tourrette T., Hervig R.L., Holloway J.R., 1995. Trace element partitioning between amphibole, phlogopite and basaltic melt. *Earth and Planetary Science Letter* 135 (1), 13–30. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00146-4](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(95)00146-4).
- Le Bas M.J., 2000. IUGS reclassification on high-Mg and picritic volcanic rocks. *Journal of Petrology* 41 (10), 1467–1470. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/41.10.1467>.
- Le Bas M.J., Streckeisen A.L., 1991. The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society* 148 (5), 825–833. <http://dx.doi.org/10.1144/gsjgs.148.5.0825>.
- Litasov K.D., Foley S.F., Litasov Yu.D., 2000a. Magmatic modification and metasomatism of the subcontinental mantle beneath the Vitim volcanic field (East Siberia): evidence from trace element data on pyroxenite and peridotite xenoliths from Miocene picobasalt. *Lithos* 54 (1), 83–114. [http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00016-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00016-5).
- Litasov K.D., Litasov Y.D., Mekhonoshin A.S., Mal'kovets V.G., 2000b. Mineralogy of mantle xenoliths from Pliocene basaltites of the Dzhilinda River (Vitim volcanic field). *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 41 (11), 1477–1501.
- Litasov K., Taniguchi H., 2002. Mantle Evolution Beneath the Baikal Rift. CNEAS Monograph Series (5). Center for Northeast Asian Studies Tohoku University, 221 p.
- Maruyama S., Santosh M., Zhao D., 2007. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and antiplate tectonics on the core–mantle boundary. *Gondwana Research* 11 (1), 7–37. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2006.06.003>.
- McDonough W.F., Sun S.-S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120 (3), 223–253. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).

- Morgan W.J., 1971. Convective plumes in the lower mantle. *Nature* 230 (5288), 42–43. <http://dx.doi.org/10.1038/230042a0>.
- Nakamura E., McCulloch M.T., Campbell I.H., 1990. Chemical geodynamics in the back arc region of Japan based on the trace element and Sr–Nd isotope compositions. *Tectonophysics* 174 (3), 207–233. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90323-Z](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(90)90323-Z).
- Nikolaev G.S., Borisov A.A., Ariskin A.A., 1996. Calculation of the ferric-ferrous ratio in magmatic melts: testing and additional calibration of empirical equations for various magmatic series. *Geochemistry International* 34 (8), 641–649.
- O'Reilly S.Y., Griffin W.L., 2000. Apatite in the mantle: implications for metasomatic processes and high heat production in Phanerozoic mantle. *Lithos* 53 (3), 217–232. [http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00026-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00026-8).
- Perchuk L.L., Safonov O.G., Yapaskurt V.O., Barton Jr J.M., 2002. Crystal-melt equilibria involving potassium-bearing clinopyroxene as indicator of mantle-derived ultrahigh-potassic liquids: an analytical review. *Lithos* 60 (3), 89–111. [http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937\(01\)00072-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937(01)00072-X).
- Rasskazov S.V., 1985. The Udokan Basaltoids. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 142 p. (in Russian) [Рассказов С.В. Базальтоиды Удокана. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. 142 с.].
- Rasskazov S.V., 1991. Hot spot volcanism and structure of the western part of the Baikal rift system. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* (9), 72–81 (in Russian) [Рассказов С.В. Вулканизм горячего пятна и структура западной части Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. 1991. № 9. С. 72–81].
- Rasskazov S.V., 1993. Magmatism of the Baikal Rift System. Nauka, Siberian publishing firm, Novosibirsk, 288 p. (in Russian) [Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма, 1993. 288 с.].
- Rasskazov S.V., Boven A., Andre L., Liegeois J.P., Ivanov A.V., Punzalan L., 1997. Evolution of magmatism in the North-eastern Baikal rift system. *Petrology* 5 (2), 101–120.
- Rasskazov S.V., Bowring S.A., Hawsh T., Demonterova E.I., Logachev N.A., Ivanov A.V., Saranina E.V., Maslovskaya M.N., 2002a. The Pb, Nd, and Sr isotope systematics in heterogeneous continental lithosphere above the convecting mantle domain. *Doklady Earth Sciences* 387A (9), 1056–1059.
- Rasskazov S.V., Melnikov O.A., Rybin A.V., Guryanov V.A., Yasnygina T.A., Brandt I.S., Brandt S.B., Saranina Ye.V., Maslovskaya M.N., Fefelov N.N., Zharov A.E., 2005. The spatial change of deep sources of Cenozoic volcanic rocks on the western coast of South Sakhalin. *Tikhookeanskaya Geologiya* 24 (2), 10–32 (in Russian) [Рассказов С.В., Мельников О.А., Рыбин А.В., Гурьянов В.А., Ясныгина Т.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Саранина Е.В., Масловская М.Н., Фёфелов Н.Н., Жаров А.Э. Пространственная смена глубинных источников кайнозойских вулканических пород западного побережья Южного Сахалина // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 2. С. 10–32].
- Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S., 2010. Radiogenic Isotopes in Geologic Processes. Springer, 306 p.
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., 2013. The Newest Mantle Geodynamics of Central Asia. ISU, Irkutsk, 308 p. (in Russian) [Рассказов С.В., Чувашова И.С. Новейшая мантийная геодинамика Центральной Азии. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2013. 308 с.].
- Rasskazov S., Taniguchi H., Goto A., Litasov K., 2004. Magmatic expression of plate subduction beneath East Asia in the Mesozoic through Cenozoic. *Northeast Asian Studies* 9, 179–219.
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Mikolaichuk A.V., Sobel E.R., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V., 2015. Lateral shift sources Cretaceous–Paleogene magmatism in the Tien Shan. *Petrology* 23 (in press).
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Brandt I.S., Brandt S.B., Pisarsky B.I., 2007a. Temperature characteristics of mantle magmatism to assess the prospects for the heating of the East Khangai Central Mongolia. In: Geodynamic evolution of lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent). Issue 5. Part 2. Institute of the Earth's Crust, Irkutsk, p. 40–42 (in Russian) [Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Писарский Б.И. Температурные характеристики мантийного магматизма для оценки перспектив теплоснабжения населения Восточного Хангая Центральной Монголии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 5. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 2. С. 40–42].
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V., 2012. Potassium and Potassic-sodic Volcanic Series in the Cenozoic of Asia. Academic Publishing House “Geo”, Novosibirsk, 351 p (in Russian) [Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фёфелов Н.Н., Саранина Е.В. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2012. 351 с.].
- Rasskazov S.V., Ivanov A.V., Brandt I.S., Brandt S.B., 1998. Migration of the Late Cenozoic Volcanism of the Udokan Field in the Baikal and Olekma–Stanovoi Systems. *Doklady Earth Sciences* 360 (4), 503–506.
- Rasskazov S.V., Logachev N.A., Ivanov A.V., Misharina V.A., Chernyaeva G.P., Brandt I.S., Brandt S.B., Skoblo V.M., Lyamina N.A., 2001. Palynological and diatom analyses of sediments from the late cenozoic paleo-amalat valley (Western Transbaikalia). *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 42 (5), 773–785.
- Rasskazov S.V., Logachev N.A., Kozhevnikov V.M., Yanovskaya T.B., 2003a. Multistage dynamics of the upper mantle in Eastern Asia: Relationships between wandering volcanism and low-velocity anomalies. *Doklady Earth Sciences* 390 (4), 492–496.
- Rasskazov S.V., Logatchev N.A., Brandt I.S., Brandt S.B., Ivanov A.V., 2000. Geochronology and Geodynamics of the Late Cenozoic (South Siberia – South and East Asia). Nauka, Siberian branch, Novosibirsk, 288 p. (in Russian) [Расска-

- зов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 2000. 288 с.]
- Rasskazov S.V., Luhr J.F., Bowring S.A., Ivanov A.V., Brandt I.S., Brandt S.B., Demanterova E.I., Boven A.A., Kunk M., Housh T., Dungan M.A., 2003b. Late Cenozoic volcanism in the Baikal rift system: evidence for formation of the Baikal and Khubsugul basins due to thermal impacts on the lithosphere and collision-derived tectonic stress. *Berliner Paläo-biologische Abhandlungen* 4, 33–48.
- Rasskazov S.V., Lyamina N.A., Chernyaeva G.P., Skoblo V.M., Luzin I.V., Rudnev A.F., Rezanov I.N., 2007b. Cenozoic stratigraphy of the Vitim plateau: the phenomenon of long-term rifting in the south of Eastern Siberia. Academic Publishing House “Geo”, Novosibirsk, 193 p. (in Russian) [Рассказов С.В., Лямина Н.А., Черняева Г.П., Скобло В.М., Лузина И.В., Руднев А.Ф., Резанов И.Н. Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007а. 193 с.]
- Rasskazov S.V., Saranina E.V., Logachev N.A., Ivanov A.V., Demanterova E.I., Maslovskaya M.N., Brandt S.B., 2002b. The DUPAL mantle anomaly of the Tuva-Mongolian Massif and its paleogeodynamic implication. *Doklady Earth Sciences* 382 (1), 44–48.
- Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Chuvashova I.S., Mikheeva E.A., Snopkov S.V., 2013. The Kultuk Volcano: spatial-temporal change of magmatic sources at the western terminus of the South Baikal basin between 18 and 12 Ma. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (2), 135–168. (in Russian) [Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Михеева Е.А., Снопков С.В. Култукский вулкан: пространственно-временная смена магматических источников на западном окончании Южно-Байкальской впадины в интервале 18–12 млн лет назад // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4. № 2. С. 135–168]. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2013-4-2-0095>.
- Robinson J.A.C., Wood B.J., 1998. The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus. *Earth and Planetary Science Letters* 164 (1), 277–284. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00213-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00213-1).
- Rogozhina V.A., Kozhevnikov V.M., 1979. Region of Anomalous Mantle beneath Baikal rift. Nauka, Siberian branch, Novosibirsk, 104 p (in Russian) [Рогожина В.А., Кожевников В.М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. 104 с.]
- Rollinson H.R., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman, Harlow, 310 p.
- Safonov O.G., Perchuk L.L., Litvin Y.A., 2005. Equilibrium K-bearing clinopyroxene-melt as a model for barometry of mantle-derived mineral assemblages. *Russian Geology and Geophysics (Geologiya i Geofizika)* 46 (12), 1318–1334.
- Scarrow J.H., Cox K.G., 1995. Basalts generated by decompressive adiabatic melting of a mantle plume: a case study from the Isle of Skye, NW Scotland. *Journal of Petrology* 36 (1), 3–22. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/36.1.3>.
- Shatsky V.S., Ragozin A.L., Sobolev N.V., 2006. Some aspects of metamorphic evolution of ultrahigh-pressure calc-silicate rocks of the Kokchetav Massif. *Russian Geology and Geophysics (Geologiya i Geofizika)* 47 (1), 105–119.
- Shaw D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34 (2), 237–243. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(70\)90009-8](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(70)90009-8).
- Simonov V.A., Kudryashova E.A., Yarmolyuk V.V., Kovyazin S.V., Kotlyarov A.V., Stupakov S.I., 2012. Physico-chemical conditions of petrogenesis of Late basalt complexes South Baikal and South Khangai volcanic regions, Central Asia (data on melt inclusions). In: Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent). Issue 10. Part 2. Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, p. 75–77 (in Russian) [Симонов В.А., Кудряшова Е.А., Ярмолюк В.В., Ковязин С.В., Котляров А.В., Ступаков С.И. Физико-химические условия петрогенезиса позднекайнозойских базальтовых комплексов Южно-Байкальской и Южно-Хангайской вулканических областей, Центральная Азия (данные по расплавленным включениям) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 10. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. Т. 2. С. 75–77].
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K., 2005. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature* 434 (7033), 590–597. <http://dx.doi.org/10.1038/nature03411>.
- Sobolev A.V., Sobolev S.V., Kuzmin D.V., Malitch K.N., Petrunin A.G., 2009. Siberian meimechites: origin and relation to flood basalts and kimberlites. *Russian Geology and Geophysics* 50 (12), 999–1033. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2009.11.002>.
- Sobolev N.V., 1974. Deep inclusions in kimberlites and the problem of the composition of the upper mantle. Nauka, Novosibirsk, 264 p. (in Russian) [Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.]
- Sobolev S.V., Sobolev A.V., Kuzmin D.V., Krivolutsкая N.A., Petrunin A.G., Arndt N.T., Radko V.A., Vasiliev Yu.R., 2011. Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes. *Nature* 477 (7364), 312–318. <http://dx.doi.org/10.1038/nature10385>.
- Song Y., Frey F.A., Zhi H., 1990. Isotopic characteristics of Hannuoba basalts, eastern China: implications for their petrogenesis and the composition of subcontinental mantle. *Chemical Geology* 88 (1–2), 35–52. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90102-D](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(90)90102-D).
- Tatsumi Y., Koyaguchi T., 1989. An absarokite from a phlogopite lherzolite source. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 102 (1), 34–40. <http://dx.doi.org/10.1007/BF01160189>.
- Tatsumi Y., Maruyama S., Nohda S., 1990. Mechanism of backarc opening in the Japan Sea: role of asthenospheric injection. *Tectonophysics* 181 (1–4), 299–306. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90023-2](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(90)90023-2).

- Tsuruta K., Takahashi E., 1998. Melting study of an alkali basalt JB-1 up to 12.5 GPa: behavior of potassium in the deep mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 107 (1–3), 119–130. [http://dx.doi.org/10.1016/S0031-9201\(97\)00130-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0031-9201(97)00130-1).
- Usoltseva M., Khursevish G., Rasskazov S., Vorob'eva S., Chernyaeva G., 2010. Morphology of Actinocyclus and Lobodiscus species from the Miocene deposits of the Vitim Plateau, Russia. *Plant Ecology and Evolution* 143 (3), 352–364. <http://dx.doi.org/10.5091/plecevo.2010.410>.
- Vasiliev Y.R., Zolotukhin V.V., 1995. The Maimecha-Kotui alkaline-ultramafic province of the northern Siberian Platform, Russia. *Episodes* 18 (4), 155–164.
- Volyanyuk N.Ya., Semenova V.G., Yelizar'yeva T.I., Bondareva G.V., 1976. Inclusions pyrope and pyrope-spinel lherzolite from basanites Vitim plateau. *Doklady AN SSSR* 228 (3), 693–696 (in Russian) [Волянюк Н.Я., Семенова В.Г., Елизарьева Т.И., Бондарева Г.В. Включения пиропового и пироп-шпинелевого лерцолита из базанитов Витимского плоскогорья // Доклады АН СССР. 1976. Т. 228. № 3. С. 693–696].
- Walter M.J., 1998. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *Journal of Petrology* 39 (1), 29–60. <http://dx.doi.org/10.1093/ptro/39.1.29>.
- Wang Z., Gaetani G.A., 2008. Partitioning of Ni between olivine and siliceous eclogite partial melt: experimental constraints on the mantle source of Hawaiian basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 156 (5), 661–678. <http://dx.doi.org/10.1007/s00410-008-0308-y>.
- Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M., 2003. 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 138 (3), 263–278. [http://dx.doi.org/10.1016/S0031-9201\(03\)00154-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0031-9201(03)00154-7).
- Yarmolyuk V.V., Ivanov V.G., Kovalenko V.I., Samoilov V.S., 1994. Dynamics of formation and magmatism in the Late Mesozoic-Cenozoic South Khangai mantle hotspot (Mongolia). *Geotektonika* (5), 28–45 (in Russian) [Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Самойлов В.С. Динамика формирования и магматизм позднемезозойско-кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголия) // Геотектоника. 1994. № 5. С. 28–45].
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Bogatikov O.A., 1990. South Baikal «hot spot» of the mantle and its role in the formation of the Baikal Rift area. *Doklady AN SSSR* 312 (1), 187–191 (in Russian) [Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Богатиков О.А. Южно-Байкальская «горячая точка» мантии и ее роль в формировании Байкальской рифтовой области // Доклады АН СССР. 1990. Т. 312. № 1. С. 187–191].
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kuz'min M.I., 2000. North Asian superplume activity in the Phanerozoic: magmatism and geodynamics. *Geotectonics* 34 (5), 343–366.
- Yasnygina T.A., Rasskazov S.V., Markova M.E. et al., 2003. Determination of trace elements by ICP-MS using microwave digestion in the volcanic rocks of basic and intermediate composition. In: Applied geochemistry. Issue 4. Analytical studies. IMGRE, Moscow, p. 48–56 (in Russian) [Ясныгина Т.А., Рассказов С.В., Маркова М.Е. и др. Определение микроэлементов методом ИСП-МС с применением микроволнового кислотного разложения в вулканических породах основного и среднего состава // Прикладная геохимия. Вып. 4. Аналитические исследования. М.: ИМГРЭ, 2003. С. 48–56].
- Zhi X., Song Y., Frey F.A., Feng J., Zhai M., 1990. Geochemistry of Hannuoba basalts, eastern China: constraints on the origin of continental alkalic and tholeiitic basalt. *Chemical Geology* 88 (1), 1–33. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90101-C](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(90)90101-C).
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Bocharova N.Y., 1991. Hot-field tectonics. *Tectonophysics* 199 (2–4), 165–192. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90171-N](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(91)90171-N).
- Zorin Y.A., Turutanov E.K., Kozhevnikov V.M., Rasskazov S.V., Ivanov A.V., 2006. The nature of Cenozoic upper mantle plumes in East Siberia (Russia) and Central Mongolia. *Russian Geology and Geophysics (Geologiya i Geofizika)* 47 (10), 1056–1070.



Чувашова Ирина Сергеевна, канд. геол.-мин. наук, н.с.

Институт земной коры СО РАН

664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Тел. +7(3952)511659; ✉ e-mail: chuvashova@crust.irk.ru

Иркутский государственный университет, геологический факультет
старший преподаватель кафедры динамической геологии

Chuvashova, Irina S., Candidate of Geology and Mineralogy, Researcher

Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS

128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia

Tel. +7(3952)511659; ✉ e-mail: chuvashova@crust.irk.ru

Senior Lecturer of Dynamic Geology Chair, Geological Faculty, Irkutsk State University



Рассказов Сергей Васильевич, докт. геол.-мин. наук, профессор, зав. лабораторией
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. +7(3952)511659; e-mail: rassk@crust.irk.ru
Иркутский государственный университет, геологический факультет, зав. кафедрой
динамической геологии

Rasskazov, Sergey V., Doctor of Geology and Mineralogy, Professor, Head of Laboratory
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel. +7(3952)511659; e-mail: rassk@crust.irk.ru
Head of Dynamic Geology Chair, Geological Faculty, Irkutsk State University



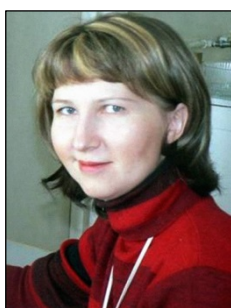
Ясныгина Татьяна Александровна, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. +7(3952)511659; e-mail: ty@crust.irk.ru

Yasnygina, Tatiana A., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel. +7(3952)511659; e-mail: ty@crust.irk.ru



Фефелов Николай Николаевич, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. +7(3952)511659

Fefelov, Nikolay N., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel. +7(3952)511659



Саранина Елена Владимировна, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. +7(3952)511659; e-mail: saranina@crust.irk.ru

Saranina, Elena V., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel. +7(3952)511659; e-mail: saranina@crust.irk.ru



Руднева Надежда Анатольевна, ст. лаборант
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. +7(3952)511659
Иркутский государственный университет, геологический факультет, студент магистерской подготовки

Rudneva, Nadezhda A., Senior lab assistant
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel. +7(3952)511659
Irkutsk State University, Geological Faculty, Undergraduate student



A REVIEW OF S. I. SHERMAN'S MONOGRAPH "SEISMIC PROCESS AND THE FORECAST OF EARTHQUAKES: TECTONOPHYSICAL CONCEPTION"

A. V. Vikulin

Institute of Volcanology and Seismology of FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia

Recommended by E.V. Sklyarov

For citation: Vikulin A.V. 2015. A review of S.I. Sherman's monograph "Seismic Process and the Forecast of Earthquakes: Tectonophysical Conception". *Geodynamics & Tectonophysics* 6 (1), 127–131. doi:10.5800/GT-2015-6-1-0175.

О ФУНДАМЕНТАЛЬНОЙ МОНОГРАФИИ С.И. ШЕРМАНА «СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС И ПРОГНОЗ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ: ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКАЯ КОНЦЕПЦИЯ»

А. В. Викулин

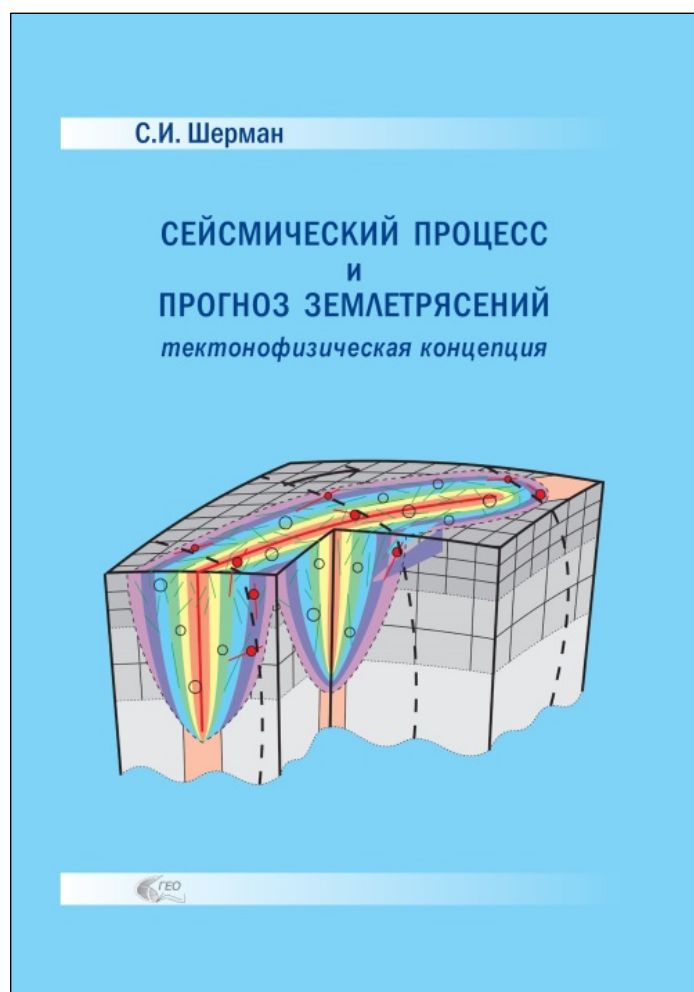
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

In 2014, S.I. Sherman published a monograph in GEO Academy Publishing House in Novosibirsk, Russia [Sherman, 2014], which consolidated results collected through more than 50 years of researches conducted by the author and his colleagues in the Baikal rift zone.

At the Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS, the team of geologists had successfully conducted a number of research projects under the leadership by S.I. Sherman and pioneered in providing a comprehensive and detailed view of tectonophysical aspects of faulting under various lithospheric load conditions [Sherman *et al.*, 1991, 1992, 1994]. Their conclusions were based on studies of faulting of the lithosphere and seismicity in the complex natural geological

environment. In the above-mentioned books, S.I. Sherman authored the chapters on relationships between faulting and seismicity. He described parameters of faulting and their correlation with thicknesses of deformed layers, types and rates of loading and thus provided a complete tectonophysical description of faulting at various load types. This approach was bound to lead to the analysis of seismic activity as a process associated with faulting. There was thus a good reason why the reviewed monograph was developed and published.

The outstanding significance of S.I. Sherman's monograph and its fundamental character is well described in the introduction by the editor, G.A. Sobolev.



Sherman S.I., 2014. Seismic Process and the Forecast of Earthquakes: Tectonophysical Conception. Academic Publishing House "Geo", Novosibirsk, 359 p. ISBN 978-5-906284-50-1.

Шерман С.И. Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2014. 359 с. ISBN 978-5-906284-50-1.

There is practically nothing to be added to what he said, save the fact that the book contains excellent reviews of seismic belts of the Earth, deformation waves and their generation under plastic flow conditions, phenomenological models of the seismic process and rheological parameters of the matter.

Not only does a good book offer a solution to the fundamental problem, but it helps determine principally new areas of further studies, as well as identify 'weak points' in the well-established concepts and theses. A few of the most significant points that came to this reviewer's mind after reading S.I. Sherman's book, are outlined below.

Independence from physical representations. An important aspect of the study is the concept of 'areas of dynamic influence of faults', which was introduced ear-

lier in [Sherman et al., 1983], its formalization and the conclusion that "a seismic zone is an integrated independent geodynamic structure" (p. 113). A significant point of the author's theory is a thesis about independence of deformations and displacements occurring during seismic events from "the adopted concept of physics of earthquake foci or details of the release mechanism" (p. 186). The author thus emphasizes that the concept he is developing on the basis of geological data does not depend on our understanding of the physics of earthquake foci. In other words, as G.A. Sobolev put it, the author "laid the geological basis for the general principles of physics of earthquakes" (p. 6). Therefore, the seismic zone concept developed by the author can be considered quite universal.

Reviewing the data on plastic flow trends in deformed bodies which were published by L.B. Zuev and colleagues [Zuev, 2011; Zuev et al., 2008] (p. 194–207), the author formulates a dimensionless invariant (6.3) on the relationship between plastic and elastic flow (p. 203), and using the schematics (Fig. 6.14, p. 204), he actually interprets the effect of such invariant. In the opinion of this reviewer, the data in fact gives grounds to conclude that a deformed body, having a plastic flow ability, can split into blocks as a result of plastic and elastic processes, i.e. it 'reorganizes itself', and sizes of such blocks are determined by invariant (6.3), which is clearly illustrated by Fig. 6.14. The 'self-splitting' process may probably occur given a fairly slow loading of the body as elastic and plastic processes in the body have enough time to become 'self-conformant'.

It appears that such interpretation of invariant (6.3) may constitute a totally new trend in tectonophysical research of faulting in the lithosphere and may help to solve the problem of boundaries between blocks. It was the subject of a sharp discussion that occurred after one of the reports during the conference "Faulting in the lithosphere and associated processes: a tectonophysical analysis" at the Institute of the Earth's Crust of SB RAS, Irkutsk [Tveritinova, Vikulin, 2014].

On rheid properties of the geological medium. Under the known geological concepts providing an understanding of solid bodies flow, the rheid mechanism of movements of the geological medium is distinguished. The notion of rheid deformation of rocks, i.e. flow deformation of rocks in solid state, was introduced in [Carey, 1953; King, 1967]. According to [Leonov, 2008] (p. 16, p. 255), "The concept of 'rheid deformation of rocks' embraces all kinds of tectonic flow (viscous, plastic, brittle-plastic, cataclastic, etc., and their various combinations), and this ... allows avoiding inconsistencies and providing more adequate descriptions of natural processes which do not contradict the principles of mechanics and rheology". S.I. Sherman continues to use the term 'rheology' and 'rheological properties of the medium' rather than refer to or use the definitions

proposed by the geologists. He employs new concepts developed by V.E. Panin and his followers allowing the analysis of flow and the wavelike energy transfer in mesomediums, as well as the newest follow-up of these concepts by L.B. Zuev giving the grounds for applying the same solid state flow process to rock samples, i.e. a transit stage from the meso-level medium to the mega-level medium.

It is worth noting that the essentially pure geological definition of rheid property of the geomedium does not contain any reference to other properties or parameters of the geomedium, such as its fault- or faultless structure, temperature, etc. It needs mentioning that all the key rheological properties of substance were known already in the process of identifying and researching the rheid flow of the geomedium. Geologists, however, believed it necessary to introduce their own term, which “allows avoiding inconsistencies and providing more adequate descriptions of natural processes”. There is no reason for revisiting it or excluding it from consideration as ‘movements of the geomedium’ [Leonov, 2008]. Thus, rather than appeal to rheological properties of bodies in accordance with concepts of the continuum mechanics, it appears more logical and appropriate to refer to ‘movements of the geomedium’ for interpreting geological processes under concepts of tectonophysics.

It should be noted that according to [Vikulin, 2013], through studies of faulting in the lithosphere from the point of view of rheid movements of the geomedium, it is possible to further develop the author's universal thesis so that it can incorporate, in a logical and geologically justified way, non-linear properties of the geomedium and its ability to move, which is followed by formation of geological vortex structures [Vikulin, 2004; Milanovsky, 2007; Lee, 1929] (such properties have not been taken into account in S.I. Sherman's thesis yet).

Wave movement in geology. In the strict physical and mathematical sense, a wave is a solution of an equation. The author reviews wave movements with reference to coordinates of new earthquake foci that successively occur in the zones of dynamic impact of faults. Deformation [Kuzmin, 2004; Kuz'min, 2012] and/or slow tectonic waves are likely to be solitary waves. Principles of their interaction differ from principles of interaction of ‘conventional’ sinusoid waves.

From the standpoint of physics, earthquake foci migration waves correspond to the definition of a wave. On a plain (axes: earthquake foci time / coordinates of earthquake foci positions along the fault), such waves are represented by successive groups of points located along relevant sections of straight lines. In this sense, the deformation process can more or less accurately be viewed as a wave phenomenon, when we mean earthquake foci migration waves. Actually, earthquake foci migration waves are referred to by the author for forecasting purposes in Chapter 9.

A significant conclusion of S.I. Sherman's study is that “deformation waves should be introduced in the notion of ‘geomedium’ and viewed as a dynamic parameter of the geomedium” (p. 283). If earthquake foci migration waves are understood as deformation waves, a new geodynamic parameter is introduced in [Vikulin *et al.*, 2012a, 2012b] for the seismic process to be described with reference to such migration waves; it characterises the state of stresses of the geomedium in a seismic zone; and a physical analogue of such geodynamic parameter is also established.

Moreover, migration is not only typical of earthquake foci, but of volcanic eruption as well. The introduced geodynamic parameter [Vikulin *et al.*, 2012a, 2012b] determines the state of stresses of the geomedium which is characterized by migration of geodynamic (seismic + volcanic + tectonic) activity [Vikulin *et al.*, 2012a, 2012b].

As we see, the analysis of the wave process in S.I. Sherman's study is based, among other data, on a vast experience of geological studies and tectonophysical reconstructions employing the data from a volcanically inactive region, and, though they are not used for argumentation, undoubtedly, there is every reason to introduce the wave geodynamic parameter “in the scope of the geomedium concept”. Further studies may focus on a specific type of such parameter.

Notwithstanding a few critical comments made here, the reviewed monograph by S.I. Sherman is a fundamental work that presents a significant step forward in studies of faulting in the lithosphere and its relationships with seismicity.

Surely S.I. Sherman's book “Seismic Process and the Forecast of Earthquakes: Tectonophysical Conception” is of great interest and will be an asset to a broad range of researches in Earth sciences.

REFERENCES

- Carey S.W., 1953. The rheid concept in geotectonics. *Journal of the Geological Society of Australia* 1 (1–2), 67–117.
<http://dx.doi.org/10.1080/14400955308527848>.
- King L., 1967. The Morphology of the Earth. Progress, Moscow, 559 p. (in Russian) [Кинг Л. Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.].
- Kuzmin Yu.O., 2004. Recent Geodynamics of Fault Zones. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 40 (10), 868–882.

- Kuz'min Y.O., 2012. Deformation autowaves in fault zones. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 48 (1), 1–16. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351312010089>.
- Lee J.S., 1929. Some characteristic structural types in eastern Asia and their bearing upon the problem of continental movements. *Geological Magazine* 66 (11), 501–522. <http://dx.doi.org/10.1017/S0016756800105400>.
- Leonov M.G., 2008. Tectonics of Consolidated Crust. Nauka, Moscow, 457 p. (in Russian) [Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 457 с.].
- Milanovsky E.E. (Ed.), 2007. Rotational Processes in Geology and Physics. KomKniga, Moscow, 528 p. (in Russian) [Потационные процессы в геологии и физике / Ред. Е.Е. Милановский. М.: КомКнига, 2007. 528 с.].
- Sherman S.I., 2014. Seismic Process and the Forecast of Earthquakes: Tectonophysical Conception. Academic Publishing House "Geo", Novosibirsk, 359 p. (in Russian) [Шерман С.И. Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2014. 359 с.].
- Sherman S.I., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu. 1983. Areas of Dynamic Influence of Faults. Siberian Branch of Nauka Publishing House, Novosibirsk, 112 p. (in Russian) [Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1983. 112 с.].
- Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., Lobatskaya R.M., Adamovich A.N., Truskov V.A., Babichev A.A., 1991. Faulting in the Lithosphere. Shear Zones. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 261 p. (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1991. 261 с.].
- Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., Lobatskaya R.M., Adamovich A.N., Truskov V.A., Babichev A.A., 1992. Faulting in the Lithosphere. Tensile Stress Zones. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 227 p. (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А. Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1992. 227 с.].
- Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., Lobatskaya R.M., Adamovich A.N., Truskov V.A., Babichev A.A., 1994. Faulting in the Lithosphere. Compression Zones. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 262 p. (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А. Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1994. 262 с.].
- Tveritinova T.Yu., Vikulin A.V., 2014. Block geomedium concept and the problem of block boundaries. In: Faulting in the lithosphere and associated processes: a tectonophysical analysis. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 35–36 (in Russian) [Тверитинова Т.Ю., Викулин А.В. Концепция блоковой геосреды и проблема границ блоков // Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ: Материалы конференции, Иркутск, 11–16 августа 2014 г. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014. С. 35–36].
- Vikulin A.V. (Ed.), 2004. *Vortex in Geological Processes*. Science for Kamchatka, Kamchatka Public Fund, Petropavlovsk-Kamchatsky, 297 p. (in Russian) [Вихри в геологических процессах / Ред. А.В. Викулин. Петропавловск-Камчатский: Изд-во Камчатского общественного фонда «Наука для Камчатки», 2004. 297 с.].
- Vikulin A.V., 2013. Nonlinearity–fractality or rheidity–energy saturation: which categories are closer for geology? (Review on the article of N.V. Koronovskii, A.A. Naimark «Methods of dynamic geology at the critical turn of applicability»). *Vestnik KRAUNTS. Earth Sciences* (1 (21)), 163–168 (in Russian) [Викулин А.В. Нелинейность–фрактальность или реидность–энергонасыщенность: какие категории ближе геологии? (Отзыв на статью Н.В. Короновского, А.А. Наймарка «Методы динамической геологии на критическом рубеже применимости») // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1 (21). С. 163–168].
- Vikulin A.V., Akmanova D.R., Vikulina S.A., Dolgaya A.A., 2012a. Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process. *Geodynamics & Tectonophysics* 3 (1), 1–18 (in Russian) [Викулин А.В., Акманова Д.Р., Викулина С.А., Долгая А.А. Миграция сейсмической и вулканической активности как проявление волнового геодинамического процесса // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3. № 1. С. 1–18]. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-1-0058>.
- Vikulin A.V., Melekestsev I.V., Akmanova D.R., Ivanchin A.G., Vodinchar G.M., Dolgaya A.A., Gusakov V.K., 2012b. The IT system for modeling seismic and volcanic processes as a basis for studying wave geodynamic phenomena. *Vychislitelnye Tekhnologii* 17 (3), 34–54 (in Russian) [Викулин А.В., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р., Иванчин А.Г., Водинчар Г.М., Долгая А.А., Гусяков В.К. Информационно-вычислительная система моделирования сейсмического и вулканического процессов как основа изучения волновых геодинамических явлений // Вычислительные технологии. 2012. Т. 17. № 3. С. 34–54].
- Zuev L.B., 2011. Autowave model of plastic flow. *Physical Mesomechanics* 14 (5), 275–282. <http://dx.doi.org/10.1016/j.physme.2011.12.006>.
- Zuev L.B., Danilov V.I., Barannikova S.A., 2008. Plastic Flow Micro-Localization Physics. Siberian Branch of Nauka Publishing House, Novosibirsk, 327 p. (in Russian) [Зуев Л.Б., Данилов В.И., Баранникова С.А. Физика микролокализации пластического течения. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 2008. 327 с.].



Vikulin, Alexander V., Doctor of Physics and Mathematics, Lead Researcher
Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences
9, Boulevard Piip, Petropavlovsk-Kamchatsky 683006, Russia
✉ e-mail: vik@kscnet.ru

Викулин Александр Васильевич, д.ф.-м.н, в.н.с.
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
683006, Петропавловск-Камчатский, б-р Пийпа, 9, Россия
✉ e-mail: vik@kscnet.ru