



Dear readers,

This issue of Geotectonics & Tectonophysics is devoted to the 35th anniversary of the Laboratory of Tectonophysics, Institute of the Earth's Crust, SB RAS. Faulting in the lithosphere and synchronous associated processes have been the major subjects of studies of the Laboratory through these decades. Its scientific research results have been reported in more than 35 monographs, hundreds of scientific papers and a number of specialized geological maps. The Laboratory has initiated many All-Russia scientific conferences with participation of foreign scientists. The staff of the Laboratory received high awards for their contribution to the Earth sciences, including the Award of the USSR Council of Ministers in science and technics, awards granted in memory of Academicians N.A. Logachev and V.A. Obruchev, grants of the RF President, and many other prizes. They received almost 50 grants of the Russian Foundation for Basic Research and participated in organization and implementation of several international research projects. The laboratory ranks among the best in the Institute.

The Institute's Directorate and the Editorial Board of Geodynamics & Tectonophysics are congratulating the staff of the Laboratory with the jubilee and wishing them all the success in further scientific studies.

In preparation for the celebration of the jubilee, the Editorial Board of Geodynamics & Tectonophysics received more than 20 papers devoted to faulting in the lithosphere and describing the research results. The first lot of such papers is presented in this issue, and the second lot will be published in Issue 4 this year.

Chief Editor E.V. Sklyarov, Corresponding Member of RAS

Глубокоуважаемые читатели!

Настоящий номер журнала посвящен 35-й годовщине со дня организации лаборатории тектонофизики Института земной коры. Ведущая тема исследований лаборатории, проходящая красной нитью в течение всех лет ее деятельности, связана с разломообразованием в литосфере и синхронно протекающими сопутствующими процессами. Сотрудниками лаборатории опубликовано более 35 монографий, сотни научных статей и несколько специальных геологических карт. Лаборатория неоднократно выступала инициатором всероссийских научных совещаний с приглашением иностранных ученых. Работы сотрудников отмечены премией Совета Министров СССР в области науки и техники, премиями имени академика Н.А. Логачева, академика В.А. Обручева, грантами Президента РФ и другими наградами. Сотрудники лаборатории выполнили около 50 грантов РФФИ, участвовали в организации и выполнении нескольких международных научных проектов. Лаборатория входит в число лучших научных коллективов института.

Дирекция института и Редколлегия журнала поздравляют коллектив лаборатории с юбилейной датой и желают ей дальнейших творческих успехов!

К юбилею лаборатории тектонофизики Редколлегия журнала «Геодинамика и тектонофизика» получила более двадцати статей, связанных с тематикой и результатами исследований по проблеме разломообразования в литосфере. Их первая часть публикуется в настоящем номере журнала, вторая будет опубликована в № 4 за текущий год.

Главный редактор, член-корреспондент РАН Е.В. Скляров



FAULTING IN THE LITHOSPHERE: THE 35TH ANNIVERSARY OF THE IRKUTSK SCHOOL OF TECTONOPHYSICS

S. I. Sherman, K. Zh. Seminsky, S. A. Bornyakov

Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract: The history of tectonophysical studies in Irkutsk began in the 1950s at the initiative of Prof. V.N. Danilovich. Tectonophysics as a new scientific field in geology was enthusiastically supported by research institutes of the actively developing Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences, including the Institute of the Earth's Crust (IEC). In late 1950s, V.N. Danilovich, G.V. Charushin, O.V. Pavlov, P.M. Khrenov, S.I. Sherman and other scientists began to conduct large-scale studies of faults and rock fracturing with application of methods of structural analysis of fault tectonics and taking into account types of physical and mechanical destruction of the crust. In 1979, the IEC Scientific Council reviewed the initiative of Prof. S.I. Sherman, who was supported by Academician N.A. Logachev and Doctor of Geology and Mineralogy O.V. Pavlov, and approved the decision to establish the Laboratory of Tectonophysics, that has been and is the only scientific research team of the kind in the territory of Russia eastward of the Urals and, in fact, the second in the Russian Federation. Its studies are based on concepts dealing with physical regularities of crustal faulting that are described in the monograph published by S.I. Sherman [Sherman, 1977], three co-authored volumes of Faulting in the Lithosphere [Sherman et al., 1991, 1992, 1994] and other scientific papers. These publications have consolidated results of studies conducted by the team of researchers from the Laboratory, which can be called the Irkutsk school of tectonophysics. On the eve of the 21st century, the Laboratory successfully extended application of physics of destruction of materials and mathematical methods of analysis to studies of structural patterns of faults varying in ranks in the crust and the upper lithosphere.

We conducted comprehensive studies of tectonophysical regularities of formation of large crustal faults, pioneered in establishing quantitative relationships between main parameters of faults, i.e. length and depth, length and amplitude of displacement, length and density, and estimated the factors determining such parameters. A model showing the fault structure was proposed with account of changes of physical properties of the crust with depth. It was shown that faulting in the crust follows the laws of deformation and destruction of Maxwell body.

With accumulation of the knowledge on regularities of faulting in the lithosphere, analyses the state of stresses in the lithosphere has become prioritised, and this is one of the top challenges in geodynamics and tectonophysics. Tectonophysics from Irkutsk published the first map of the state of stresses of the Baikal rift zone and proposed new concepts for studying crustal stresses by structural geological methods. Based on such concepts, a new map of the state of stresses of the upper lithosphere was constructed.

Studies of faulting included researches of areas around virtual axes of faults and variations of sizes of such areas, and a concept of an area of dynamic influence of large lithospheric faults was proposed. It is established that internal patterns of areas of dynamic influence of faults are composed of zones that can be revealed both laterally and in depth, and such zonal patterns depend on the degree of tectonical and dynamo-metamorphical transformation of the rocks.

The internal structure of continental fault zones was studied, and three main disjunctive stages were revealed, each corresponding to a specific type of deformation behaviour of the medium, its state of stresses, pathogenesis of faults varying in ranks, and variations of parameters in space and time.

Triple parageneses of fractures were revealed and analysed for a number of regions, and such studies provided the basis to propose a method of specialized mapping of the crust, which provides for determination of locations of fault zones and their boundaries, conditions of their formation and major specific features of their internal structures. This method can be effectively applied within the framework of conventional geological surveys of any scale.

Results of studies of tectonic divisibility of the Earth based on advanced tectonophysical concepts were referred to establish the zone-block structure (ZBS) of the lithosphere. Analyses of faults at various scales showed a strict hierarchy of ranks in the ZBS of the lithosphere in Central Asia, and actual characteristics of 11 hierarchic levels (from global to local) were revealed and described in quantitative terms. With reference to the ZBS concept, the Baikal rift was studied, and the soil radon concentration pattern of Pribaikalie was analysed and its main spatial and temporal regularities were revealed.

Comprehensive geological, structural, tectonophysical and geoelectrical studies were conducted in the Cenozoic and Mesozoic basins of Pribaikalie and Transbaikalie, and results were consolidated and published. The fault-block patterns, the deep structure, the state of stresses and seismicity of the crust were studied in a number of areas in the region.

Complex tectonophysical studies were initiated in the Yakutian diamond-bearing province to reveal structural factors that control the kimberlite locations, and the first results were reported. By applying tectonophysical methods, it was established that periods of formation of kimberlite bodies are related to stages of formation and activation of the fault pattern of the plat-

form cover. A pioneering conclusion was stated that in the structural control over kimberlite magmatism of the Siberian platform, the dominant role is played by fault zones of the orthogonal network, which were activated in the regime of alternating-sign displacements at different stages of the platform's development in the Paleozoic and Mesozoic.

Physical modelling experiments using an original installation were conducted, and, among its main achievements, an important result is modelling of the process of formation of the Baikal rift zone (BRZ) by an elasto-plastic model in conformity with criteria of similarity. The Shanxi rift system was also modelled, and its physical modelling study was conducted jointly with scientists from China under the Russian-Chinese project supported by the Russian Foundation for Basic Research.

Besides, the article informs about commencement of original experimental studies of deformation waves in elasto-plastic mediums and describes objectives of tectonophysical studies for the nearest future.

Key words: faulting, fault-block structure, deep structure, state of stresses and seismicity of the crust, transect, geological and geophysical methods, East Siberia, Baikal rift.

Recommended by E.V. Sklyarov

Citation: Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A., 2014. Faulting in the lithosphere: the 35th anniversary of the Irkutsk school of tectonophysics. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (2), 329–352. doi:10.5800/GT-2014-5-2-0132.

РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЕ В ЛИТОСФЕРЕ: 35 ЛЕТ ИРКУТСКОЙ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОЙ ШКОЛЕ

С. И. Шерман, К. Ж. Семинский, С. А. Борняков

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация: Зарождение тектонофизических исследований в Иркутске относится к пятидесятным годам прошлого века и связывается с именем профессора В.Н. Даниловича. Новое тектонофизическое направление в геологической науке было подхвачено активно развивающимися в 50-х годах прошлого века институтами Сибирского отделения Академии наук, в том числе и Институтом земной коры в Иркутске. Здесь в конце пятидесятых годов В.Н. Даниловичем, Г.В. Чарушиным, О.В. Павловым, П.М. Хреновым, С.И. Шерманом и другими исследователями начали проводиться широкомасштабные исследования разломов и трещиноватости горных пород не только под углом зрения структурного анализа разрывной тектоники, но и как формы физико-механического разрушения земной коры. В 1979 г. Ученый совет ИЗК СО АН СССР по инициативе профессора С.И. Шермана при активной поддержке академика Н.А. Логачева и д.г.-м.н. О.В. Павлова принял решение об организации лаборатории тектонофизики, которая до настоящего времени остается единственным научным коллективом подобного профиля на территории восточнее Урала и фактически вторым в РФ. Определяющей базой ее исследований явились работы, посвященные физическим закономерностям формирования разломов земной коры, обобщенные в монографии С.И. Шермана [Sherman, 1977], коллективном трехтомном труде «Разломообразование в литосфере» [Sherman et al., 1991, 1992, 1994] и ряде статей. Они продолжили и существенно развили исследования зарождавшейся иркутской тектонофизической школы. К началу XXI столетия ее достижения определялись расширением применения физики разрушения материалов и математических методов анализа результатов структурной организации разноранговых разрывов в земной коре и верхней части литосферы.

Изучены тектонофизические закономерности формирования крупных разломов земной коры, впервые показаны численные взаимоотношения между главными параметрами разломов – длиной и глубиной, длиной и амплитудой смещения, длиной и густотой, а также оценены определяющие их факторы. Предложена модель строения разлома, учитывающая изменения физических свойств земной коры с глубиной. В целом показано, что разрывообразование в земной коре происходит по законам деформирования и разрушения тела Максвелла.

Расширение знаний о закономерностях развития разломов в литосфере потребовало анализа ее напряженного состояния, что является одной из самых актуальных задач геодинамики и тектонофизики. Иркутским тектонофизикам принадлежит первая карта напряженного состояния Байкальской рифтовой зоны и теоретические разработки для исследования напряженного состояния земной коры геолого-структурными методами. На их базе была составлена новая карта напряженного состояния верхней части литосферы Земли.

Изучена окружающая виртуальную ось разлома территория, вариации ее размеров, и введено понятие области динамического влияния крупных разломов литосферы. В зависимости от степени тектонической и динамометаморфической переработки горных пород внутренняя часть области динамического влияния разломов приобретает зональное строение по латерали и на глубину.

Изучена внутренняя структура континентальных разломных зон, и показано ее формирование в течение трех главных дисьюнктивных стадий, каждой из которых соответствуют строго определенные деформационное поведение субстрата, его напряженное состояние, парагенез разноранговых разломов, пространственные и временные вариации параметров.

Выделение и анализ тройственных парагенезов трещин, характерных для различных регионов, легли в основу

разработанного метода спецкартирования структуры земной коры, который позволяет определить местоположение и границы разломных зон, условия их образования, важнейшие особенности внутреннего строения и может быть эффективно реализован в рамках традиционной геологической съемки любого масштаба.

Результатом исследования тектонической делимости Земли на новом уровне тектонофизических разработок стали представления о зонно-блоковой структуре (ЗБС) литосферы. На основе анализа разномасштабных разломных схем установлена строгая ранговая соподчиненность в организации ЗБС литосферы Центральной Азии, где выделены и количественно охарактеризованы 11 объективно существующих уровней иерархии (от глобального до локального). На базе представлений о зонно-блоковом строении земной коры Байкальского рифта проведено изучение и выявлены главные пространственные и временные закономерности распределения концентраций почвенного радона в Прибайкалье.

Обобщены результаты комплексных геолого-структурных, тектонофизических и геоэлектрических исследований кайнозойских и мезозойских впадин Прибайкалья и Забайкалья. Охарактеризованы разломно-блоковая структура, глубинное строение, напряженное состояние и сейсмичность земной коры отдельных территорий региона.

Обобщен первый опыт комплексных тектонофизических исследований в пределах Якутской алмазоносной провинции, направленных на выявление структурных факторов контроля пространственной локализации кимберлитовых тел. Тектонофизическими методами установлена взаимосвязь периодов формирования кимберлитовых тел с этапами становления и активизации разрывной структуры платформенного чехла. Впервые показано, что определяющую роль в структурном контроле кимберлитового магматизма на Сибирской платформе играют разломные зоны ортогональной сети, активизировавшиеся в режиме знакопеременных движений на разных этапах ее развития в палеозое и мезозое.

Выполнена серия оригинальных исследований на базе физического моделирования. Одним из важных результатов экспериментальных работ стало моделирование процесса формирования Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) на упругопластичном материале с выполнением критерии подобия. Оно дополнено физическим моделированием рифтовой системы Шаньси, проведенным совместно с китайскими исследователями при выполнении совместного российско-китайского проекта по РФФИ.

Изложены перспективы тектонофизических исследований на ближайшие годы, в том числе начаты оригинальные экспериментальные работы по изучению деформационных волн в упруговязких средах.

Ключевые слова: разломообразование, разломно-блоковая структура, глубинное строение, напряженное состояние и сейсмичность земной коры, трансект, геолого-геофизические методы, Восточная Сибирь, Байкальский рифт.

1. ВВЕДЕНИЕ

Тектонофизика как наука зародилась в лаборатории геотектоники Института физики Земли АН СССР. Ее основателем заслуженно считается сотрудник лаборатории, позднее доктор геолого-минералогических наук М.В. Гзовский. Первые базовые работы по зарождающейся науке были написаны им совместно с В.В. Белодусовым – руководителем лаборатории, активно поддержавшим новое направление. Создание школы российской тектонофизики и введение этого понятия в мировую науку принадлежит М.В. Гзовскому [Leonov, Strakhov, 2000]. Сегодня тектонофизика является областью исследований, которая интегрирует знания геотектоники, геофизики, глубинной геодинамики, механики горных пород, учения о сопротивлении материалов, реологии, о полезных ископаемых, дополняя их собственными методами полевых и лабораторных экспериментальных данных с последующим анализом на базе современных методов геоинформатики.

Тектонофизика как обобщенное и обоснованное М.В. Гзовским новое научное направление имело определенную предысторию, противников и единомышленников, в том числе и в удаленных от столицы вузах и научных учреждениях.

Одним из ученых-геологов, который начал в Восточной Сибири использовать достижения механики твердого и деформируемого тела при проведении тектонических исследований, был профессор Иркутского горно-металлургического института Всеволод Николаевич Данилович. Его научные интересы были сосредоточены на исследовании разрывов и тектонической трещиноватости в кристаллических и осадочных породах Восточной Сибири. Его монография «Основы теории деформации геологических тел» [Danilovich, 1953] дает сегодня основания научному сообществу заслуженно считать ее автора основоположником тектонофизических исследований в Восточной Сибири [Sherman, 2005].

Новое тектонофизическое направление в геологической науке было поддержано активно развивающимися в 50-х годах прошлого века институтами Сибирского отделения Академии наук, в том числе и Институтом земной коры в Иркутске. Здесь в конце пятидесятых годов В.Н. Даниловичем, Г.В. Чарушиным, О.В. Павловым, П.М. Хреновым, С.И. Шерманом и др. начали проводиться широкие исследования разломов и трещиноватости горных пород не только под углом зрения структурного анализа разрывной тектоники, но и как формы физико-механического разрушения зем-

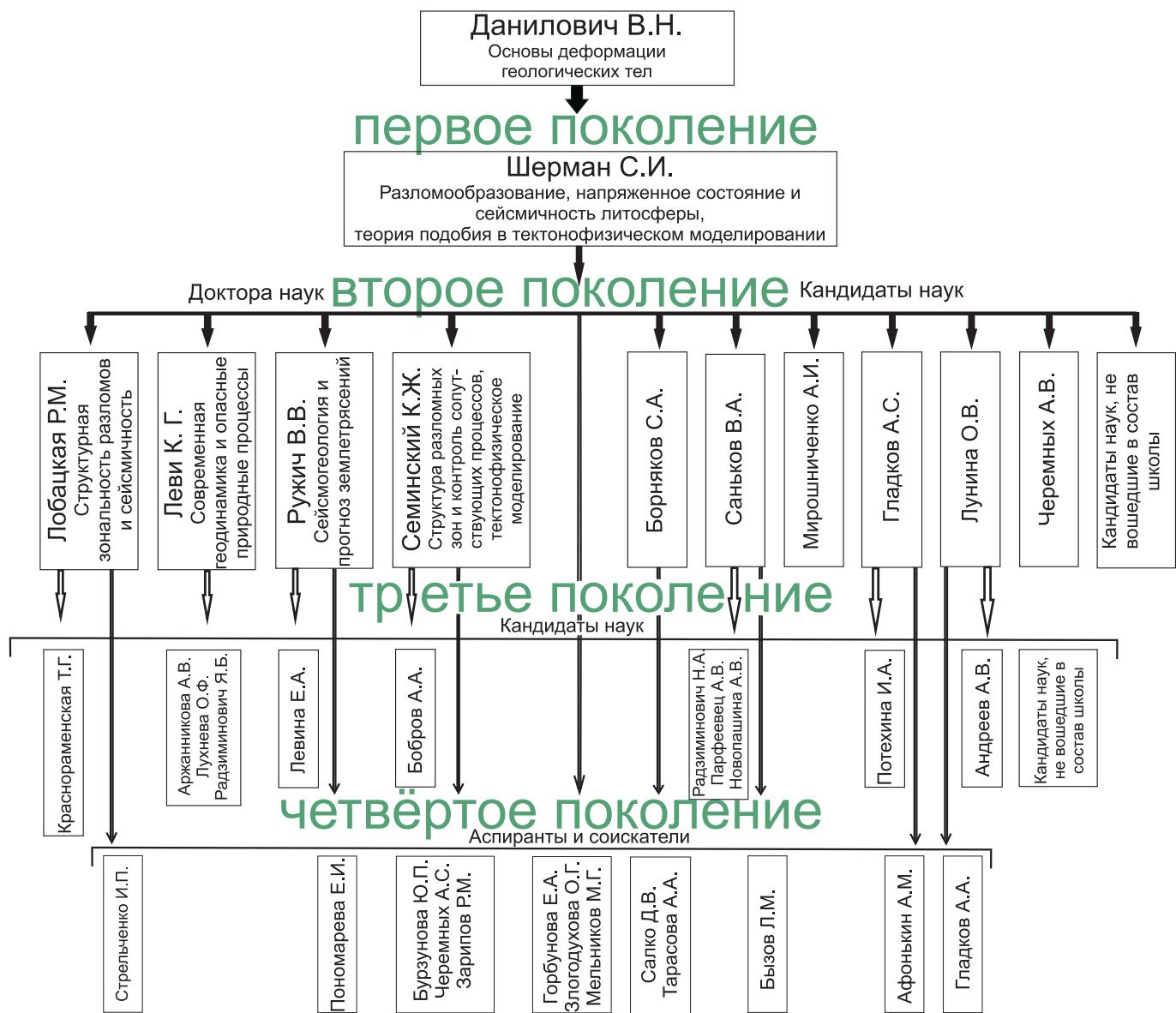


Рис. 1. Научные поколения иркутской тектонофизической школы ИЗК СО РАН.

Fig. 1. Scientific generations in the Irkutsk tectonophysics school of the Institute of the Earth's Crust, SB RAS.

ной коры. Со временем в Институте земной коры тектонофизические исследования расширялись и приобретали все большую значимость. В 1979 г. Ученый совет ИЗК СО АН СССР по инициативе профессора С.И. Шермана при активной поддержке академика Н.А. Логачева и д.г.-м.н. О.В. Павлова принял решение об организации лаборатории тектонофизики, которая до настоящего времени остается единственным научным коллективом подобного профиля на территории восточнее Урала и фактически вторым в РФ. Первая тектонофизическая лаборатория в СССР, организованная М.В. Гзовским, продолжает успешно работать в ИФЗ РАН.

Перед созданной в ИЗК лабораторией тектонофизики ставилась задача изучения закономерностей рас-

пределения тектонических напряжений, развития деформаций, разрывов и формирования разломно-блоковой структуры литосферы для оценки роли геолого-структурных факторов в сейсмическом процессе и разработки тектонофизических основ прогноза землетрясений и других проявлений тектогенеза. Эта комплексная задача во многом выполнена иркутянами, сотрудниками Института земной коры СО РАН при участии коллег из других научно-исследовательских учреждений г. Иркутска. В течение многих лет активно работающее ядро специалистов в области геодинамики и тектонофизики, образованное сотрудниками ИЗК, продолжает развивать иркутскую научную тектонофизическую школу (рис. 1). Ее определяющей базой явились работы, посвященные физическим закономерно-

ствам формирования разломов земной коры и литосфера в целом, выполненные в 70–90-х годах прошлого века и обобщенные в монографии [Sherman, 1977], коллективном трехтомном труде «Разломообразование в литосфере» [Sherman *et al.*, 1991, 1992, 1994] и ряде статей [Sherman, 1978, 1996; Sherman, Pleshakov, 1980; Sherman *et al.*, 1983; Sherman, Dneprovsky, 1989a, 1989b; Levi, 1991; Levi, Sherman, 1995; Seminsky, 1990, 1991; и др.]. Эти публикации продолжили и существенно развили исследования зарождавшейся восточно-сибирской научной тектонофизической школы, трансформировав ее в более точное определение – иркутскую научную тектонофизическую школу. К началу XXI столетия ее достижения определялись расширением применения физики разрушения материалов и математических методов анализа результатов структурной организации разноранговых разрывов в земной коре и верхней части литосферы.

2. Основополагающие базовые исследования

1. Изучены тектонофизические закономерности формирования крупных разломов земной коры, впервые показаны численные взаимоотношения между главными параметрами разломов – длиной и глубиной, длиной и амплитудой смещения, длиной и густотой, а также оценены определяющие их факторы. Предложена модель строения разлома, учитывая изменения физических свойств земной коры с глубиной. В целом показано, что разрывообразование в земной коре происходит по законам деформирования и разрушения тела Максвелла. Проанализированы общие закономерности, определяющие густоту сетки разломов, на основе которых разработаны рекомендации по использованию соотношений параметров при геолого-съемочных и поисково-разведочных работах [Sherman, 1977].

Развитие этих исследований было продолжено в обобщающих монографиях, объединенных общим названием «Разломообразование в литосфере» [Sherman *et al.*, 1991, 1992, 1994]. Они суммировали результаты целенаправленных полевых и лабораторных экспериментальных работ по изучению физических закономерностей развития разрывов в условиях преобладающих типов напряженного состояния литосферы: сдвига, растяжения и сжатия. Красной нитью через все книги проходила идея использования меры и числа при анализе тектонических процессов и формирования разноранговых разрывов. Особое внимание было обращено на структуру разноранговых разломов, их внутреннее строение и количественную характеристику, соотношения основных параметров как между собой, так и со структурными параметрами литосферы. Физическое и математическое моделирование, как неотъемлемые части каждой из книг, существенно дополняли геологические наблюдения о динамике разрывов и полей деформаций. В книгах приводятся принципи-

ально новые (ко времени их издания) сведения о количественных соотношениях между основными параметрами разломов, в том числе о влиянии условий нагружения литосферы на различия между соотношениями коррелируемых величин. Много внимания уделено тектонофизическим условиям реализации движений по сместителям, особенно по надвигам и взбросам. В целом было показано, что разломообразование в литосфере представляет собой закономерный длительно развивающийся процесс. Он описывается рядом уравнений, отражающих закономерности деструкции на различных уровнях литосферы и разные ее напряженные состояния [Sherman, 2013; и мн. др.], лишь частично изменяющиеся при вариациях региональных полей напряжений. Детально была изучена структурная зональность крупных разломов. Области динамического влияния разломов представляют собой достаточно широкие зоны. Общие закономерности структурной организации зон динамического влияния крупных разломов с позиций количественного анализа распределения более мелких разрывов детально исследованы [Lobatskaya, 1987, 2002; Lobatskaya, Koff, 1997].

Одним из важнейших общих выводов изучения тектонофизических закономерностей разломной деструкции литосферы является заключение о том, что ее разломная делимость описывается уравнением:

$$L=a/N^b, \quad (1)$$

в котором L – длина разломов; N – их количество; a – коэффициент пропорциональности, зависящий от максимальных длин разломов, участвующих в выборке; b – коэффициент пропорциональности, определяемый физическими свойствами горных пород, скоростью деформирования среды и равный ~ 0.4 . В «скрытой» форме он отражает вязкость земной коры или литосферы в целом. Полученное соотношение позволяет сделать вывод, что при формировании сетки разломов, т. е. при мега- и макроразрушении горных пород в естественных условиях, независимо от степени тектонической активизации, проявляются некоторые общие закономерности дробления твердых тел.

Изложенные данные в продолжение развития многих близких по направленности исследований работ (например [Sadovsky *et al.*, 1987]), в сочетании с последующими исследованиями С.И. Шермана, К.Ж. Семинского и А.В. Черемных [Sherman *et al.*, 1999] в регионах с различными режимами геодинамического развития, позволили установить зависимость поперечных размеров блоков $L_{бл}$ от их количества $N_{бл}$ в границах определенных площадей, которая описывается общим уравнением:

$$L_{бл}=f(N_{бл}). \quad (2)$$

Оно получено на основе анализа частных зависимостей (рис. 2):

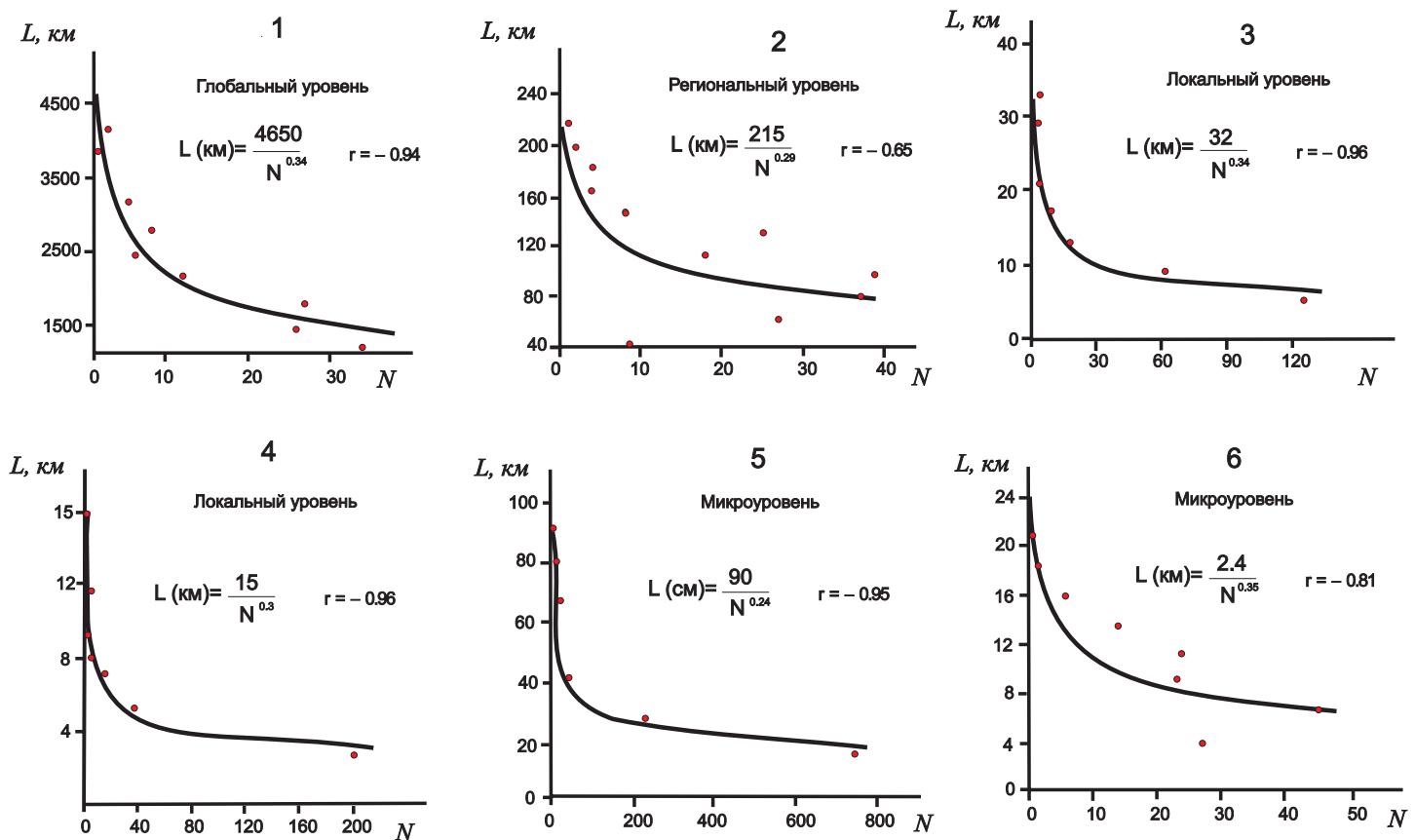


Рис. 2. Соотношения поперечных размеров разноранговых блоков L и их количества N [Sherman et al., 1999].

Fig. 2. Relationships between lateral dimensions of blocks varying in ranks (L) and their number (N) [Sherman et al., 1999].

$$L_{\text{бл}} = f(N_{\text{бл}}). \quad (2a)$$

Последовательное увеличение масштабов подчеркивает принципиальное строение разноранговой блоковой структуры. Фактически структура блоков и межблочных пространств, изученная в разных масштабах и с разной степенью детальности, остается одинаковой в своих главных чертах.

Результаты широкого применения соотношений параметров разломов и дальнейшего развития этого направления отражены в работах аспирантов и докторантов профессора С.И. Шермана: при исследовании глубины проникновения разломов [San'kov, 1989], в прикладной геодинамике [Levi, Sherman, 1995], при изучении структурной зональности разломов [Lobatskaya, 1987], при тектонофизическом анализе внутренней структуры разломных зон [Seminsky, 1990, 1991, 2003], при исследовании областей динамического влияния разломов [Sherman et al., 1983]. На этом благоприятном фоне в ответ на критику противников применения математики и физики в геологических исследованиях углублялось и становилось более разносторонним и аргументированным изучение тектонофизических закономерностей разломообразования в земной коре и литосфере в целом. Оно выгодно отличалось и закреп-

лялось использованием теории подобия при проведении физического моделирования.

2. Одной из неотъемлемых составляющих тектонофизических работ является физическое моделирование. В тектонофизике без применения теории подобия в экспериментальных исследованиях трудно рассчитывать на глубокое изучение закономерностей разломообразования в литосфере. Физическое моделирование требует наличия как минимум трех различных составляющих: специального оборудования, сознательно подобранных, отвечающих определенным свойствам, композитных материалов и аргументированных критериев подобия.

На опытном заводе Иркутского научного центра по заказу Института земной коры была разработана конструкция и изготовлена испытательная установка «Разлом». Активное участие в ее разработке принимали С.И. Шерман и в то время молодые сотрудники лаборатории С.А. Борняков, В.Ю. Буддо, В.А. Трусков и др. В качестве модельного материала, близкого по своим свойствам к телу Максвелла, было решено использовать глину одного из расположенных рядом с Иркутском карьеров. Ее свойства, знание которых чрезвычайно важно для проведения экспериментов и последующей интерпретации опытов, были детально

изучены [Seminsky, 1986b]. Эта работа не потеряла своей актуальности и сегодня. Критерии подобия экспериментов натуральным геологическим условиям формирования разломов были разработаны С.И. Шерманом [Sherman, 1984], позднее дополнены и расширены [Sherman, Babichev, 1989]. Широкое использование физического [Bornyakov, 1988, 1990; Sherman *et al.*, 1985], а впоследствии и математического моделирования [Adamovich *et al.*, 2002] существенно выделяло работы иркутян, способствовало росту их научного авторитета, а также «выживанию» научных исследований в сложные для страны 90-е годы прошлого века. Одним из значимых до сегодняшнего дня результатов физического моделирования разломной тектоники является установление областей динамического влияния разломов литосферы.

3. Области динамического влияния крупных разломов литосферы – окружающее разлом во всех трех измерениях геологическое пространство, в котором проявляются остаточные (пластические или разрывные) и упругие следы деформаций, вызванные формированием разлома или подвижками по нему [Sherman *et al.*, 1983]. В плане это эллипсовидное по объему пространство, в котором изменяется вызванное присутствием дислокаций общее поле напряжений. В зависимости от степени тектонической и динамометаморфической переработки горных пород внутренняя часть области динамического влияния разломов приобретает зональное строение по латерали и на глубину. Оно не остается постоянным и изменяется при активизации движений по разлому.

Для оценки потенциальных размеров областей динамического влияния разломов в зависимости от их морфолого-генетического типа и реологических свойств среды в лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН была проведена большая серия физических экспериментов [Bornyakov, 1988, 1990]. Они позволили установить, что формирование зон крупных разломов в литосфере, независимо от морфолого-генетического типа, представляет собой процесс сложного структурно-динамического преобразования вмещающей их геологической среды. В ней прослеживаются определенные пространственно-временные закономерности: ширина формирующейся зоны разлома M в каждый момент времени лимитирована, а ее инфраструктура развивается стадийно и дискретно-избирательно.

Как показали многочисленные эксперименты, проведенные при варьировании их граничных условий, параметр M имеет многофакторную природу и для каждого морфолого-генетического типа разломной зоны может быть оценен через уравнения множественной корреляции [Sherman *et al.*, 1983, 1991, 1993, 1994].

Выделение областей динамического влияния разломов позволило в последующие годы, к началу нового столетия, исследования по разломообразованию в литосфере поднять на новый теоретический уровень с большей практической значимостью. Этому способст-

вовали начатые в лаборатории исследования по сопутствующим разломообразованию в литосфере процессам, и прежде всего сейсмичности и радионовой перекодации, а также некоторые усовершенствования в направленности работ по физическому моделированию.

4. Расширение знаний о закономерностях развития разломов в литосфере потребовало анализа ее напряженного состояния, что является одной из самых актуальных задач геодинамики и тектонофизики. Из большой серии опубликованных по теме работ следует совершенно четкий вывод, что напряжения – это своеобразная характеристика тонуса литосферы, который определяет ее реакцию на различные воздействия и влияет на характер течения геолого-геофизических процессов. Геолого-структурные и тектонофизические методы играют существенную роль в оценке напряженного состояния литосферы. Иркутским тектонофизикам принадлежит первая карта напряженного состояния Байкальской рифтовой зоны [Sherman, Dneprovsky, 1989a; Sherman, 1992] и методические разработки для исследования напряженного состояния земной коры геолого-структурными методами [Sherman, Dneprovsky, 1989b]. Впоследствии эти работы были расширены и составлена новая карта напряженного состояния верхней части литосферы Земли [Sherman, Lunina, 2001] (рис. 3). При работе над последней был использован новый способ районирования верхней упругой части литосферы по типам напряженного состояния. Интегрированный анализ всех фактических данных позволил выделить в упругой литосфере Земли шесть превалирующих типов напряженного состояния литосферы – четыре главные: нейтральное, растяжение, сжатие, сдвиг и два промежуточных: растяжение со сдвигом и сжатие со сдвигом. Установлены определенные закономерности в расположении главных типов полей напряжений на поверхности Земли. Одни из них связаны с распределением областей напряжений по отношению к оси вращения планеты и могут характеризоваться использованием сетки географических координат, другие – со структурой верхней части литосферы и ее делением на континентальную и океаническую. Карта заполнила пробелы в наших фундаментальных представлениях о типах напряженного состояния литосферы, их распространении на поверхности Земли и открыла возможности комплексного использования напряженного состояния литосферы для геодинамических построений и долгосрочных геолого-геофизических прогнозов.

3. СОВРЕМЕННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ, ИХ РЕЗУЛЬТАТИВНОСТЬ

5. К началу нового столетия были полностью подготовлены условия для более глубокого изучения внутренней структуры разноранговых разломных зон и синхронно протекающих процессов.

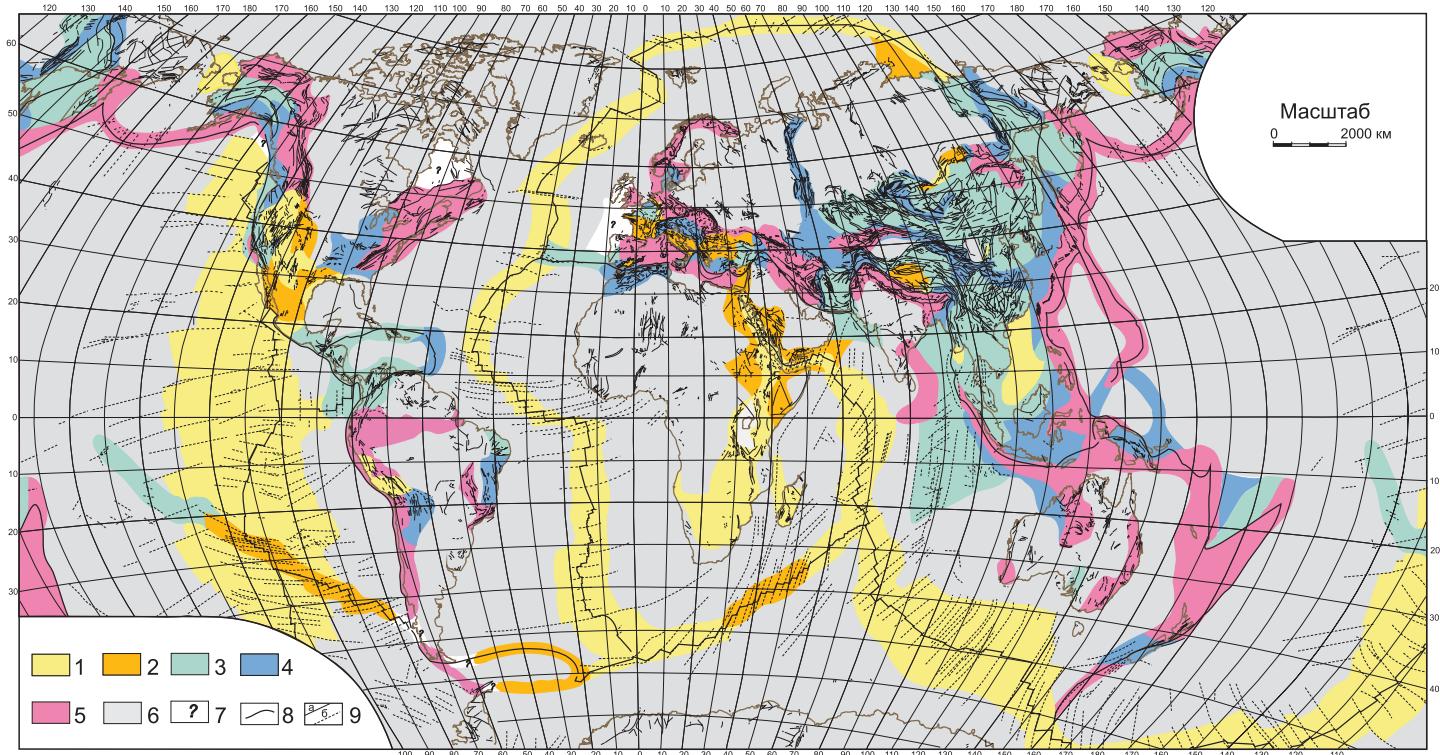


Рис. 3. Карта напряженного состояния верхней части литосферы Земли [Sherman, Lunina, 2001].

1–6 – типы напряженного состояния литосферы и соотношения вертикального σ_z , максимального σ_x и минимального σ_y горизонтальных напряжений сжатия: 1 – области растяжения $\sigma_z > \sigma_y > \sigma_x$, 2 – области растяжения со сдвигом $\sigma_z = \sigma_y > \sigma_x$, 3 – области сдвига $\sigma_x > \sigma_z > \sigma_y$, 4 – области сжатия со сдвигом $\sigma_x > \sigma_y = \sigma_z$, 5 – области сжатия $\sigma_x > \sigma_y > \sigma_z$, 6 – области тектонически нейтрального напряженного состояния $\sigma_z > \sigma_x = \sigma_y$; 7 – области с неустановленным типом напряженного состояния; 8–9 – главные структурные границы: 8 – границы основных литосферных плит, 9 – разломы (а), в том числе трансформные (б).

Fig. 3. The map of the state of stresses of the upper lithosphere [Sherman, Lunina, 2001].

1–6 – types of states of lithospheric stresses and ratios of vertical σ_z , maximum σ_x and minimum σ_y of horizontal compression stresses: 1 – areas of extension $\sigma_z > \sigma_y > \sigma_x$, 2 – areas of extension with shear $\sigma_z = \sigma_y > \sigma_x$, 3 – areas of shear $\sigma_x > \sigma_z > \sigma_y$, 4 – areas of compression with shear $\sigma_x > \sigma_y = \sigma_z$, 5 – areas of compression $\sigma_x > \sigma_y > \sigma_z$, 6 – areas of tectonically neutral state of stresses $\sigma_z > \sigma_x = \sigma_y$; 7 – areas with undefined state of stresses; 8–9 – main structural boundaries: 8 – boundaries of major lithospheric plates, 9 – faults (a), including transform ones (б).

Внутренняя структура континентальных разломных зон на базе применения комплекса тектонофизических (полевых и экспериментальных) методов исследована К.Ж. Семинским [Seminsky, 2003]. Установлено, что основные закономерности формирования внутренней структуры разломных зон сжатия, растяжения и сдвига (т.е. состав парагенезиса разрывов 2-го порядка, характер стадийности, виды неравномерности в нарушенности субстрата) являются единными, так как определяются видом, кинетикой и способом распространения реализующейся в их пределах прогрессирующей деформации скальвания. На большом фактическом материале К.Ж. Семинский убедительно показал, что внутренняя структура разломной зоны любого типа и ранга формируется в течение трех главных дисьюнктивных стадий, каждой из которых соответствуют строго определенные деформационное поведение субстрата, его напряженное состояние, парагенезис раз-

ломов 2-го порядка, пространственные и временные вариации параметров разрывной сети. Ранняя дисьюнктивная стадия характеризуется упрочнением деформируемого субстрата и распространением достаточно мелких опережающих нарушений, поздняя дисьюнктивная – ослаблением субстрата с развитием в сравнительно узкой зоне опережающих и трансформационных разрывов, а дисьюнктивная стадия полного разрушения – скольжением блоков по магистральному смеcителю, у изгибов которого имеют место активизированные опережающие, трансформационные и собственно опережающие разрывы.

Рациональное сочетание экспериментальных и полевых исследований позволило показать и, главное, теоретически обосновать неравномерность тектонической раздробленности субстрата разломных зон, имеющую место в продольном и поперечном направлениях [Seminsky, 1986a, 2003]. Эта неравномерность

выражается, во-первых, в различной степени нарушенности крыльев дизъюнктива даже у сдвигов и, во-вторых, в существовании участков повышенной и пониженной плотности разрывов, чередующихся по простирианию дизъюнктива с определенным шагом, величина которого в ходе структурной эволюции возрастает и к концу поздней дизъюнктивной стадии отражает пространственную неоднородность разрушения 1-го порядка.

Для крупных разломных зон разработан универсальный парагенезис разрывов 2-го порядка, который при учете характера движений и пространственного положения объекта позволяет прогнозировать полные наборы систем, составляющих внутреннюю структуру зон сжатия, растяжения и сдвига в их тектоническом понимании. Парагенезис включает группы опережающих, оперяющих и сопутствующих нарушений. Однако определяющую роль в структуре формирующихся разломных зон играют опережающие разрывы, которые образуют серию частных парагенезисов, в том числе и тройки-системы трещин, имеющие место вблизи разломных поверхностей любого масштабного ранга.

Выделение и анализ тройственных парагенезисов трещин, осуществленные К.Ж. Семинским для различных по степени тектонической активности регионов, имеют большое значение для геологической практики. Они легли в основу метода спецкартирования структуры земной коры [Seminsky, 1994; Seminskii, 1997; Seminsky, Gladkov, 1991], который позволяет определить местоположение и границы разломных зон, условия их образования, важнейшие особенности внутреннего строения и может быть эффективно реализован в рамках традиционной геологической съемки любого масштаба. В монографии [Seminsky et al., 2005] рассмотрены вопросы стратегии и тактики использования тектонофизических закономерностей разломообразования для решения прикладных задач сейсмологической, металлогенической, инженерно-геологической и гидрогеологической направленности [Sherman et al., 2000, 2003]. Было показано, что распределение эпицентров землетрясений, локализация оруденения, специфика обводненности и особенности газовых эманаций под влиянием местных факторов и условий существенно отличаются для конкретных разломных зон, имеющих место в отдельных регионах. Вместе с тем, имеются и общие черты, которые свойственны всем объектам одной и даже разных прикладных специализаций. Эта общность определяется тем, что структурная основа у всех этих объектов одна – разломная зона, развивающаяся в соответствии с определенными законами механики как результат разрушения различных по размерам объемов литосферы. Вследствие этого главные тектонофизические закономерности формирования внутренней структуры разломных зон предопределяют существование общих особенностей проявления различающихся по типу со-

путствующих деструкции процессов.

Прежде всего, наиболее общие закономерности связаны со стадийностью разломообразования. В целом, наибольшего внимания в практическом отношении заслуживают разломы, состояние внутренней структуры которых соответствует поздней дизъюнктивной стадии развития, отражающей по большому счету собственно процесс разрушения нагруженного объема земной коры. Как следствие аномальной тектонической активности, в течение этой стадии активизируются все сопутствующие деструкции процессы (сейсмичность, миграция флюидов, газов и т.п.), что приводит к аномальным, часто неравномерным в пространстве распределениям результатов их деятельности. Прикладные исследования дизъюнктивов данной и других стадий развития были бы крайне сложны, если бы неравномерность распределения разрывов и контролируемых ими эпицентров землетрясений, месторождений полезных ископаемых, обводненности и т.п. не характеризовалась определенной упорядоченностью. Наиболее ярким ее проявлением следует считать регулярность расположения участков с подобным внутренним строением по простирианию разломной зоны, которая при прочих равных условиях позволяет установить постоянный шаг в наиболее интенсивных проявлениях процессов, связанных с деструкцией.

6. Одним из сопутствующих разломообразованию в литосфере процессов является сейсмичность. Разломы и сейсмичность – проблема многогранная и не новая. Однако ее решения, предлагаемые иркутской группой тектонофизиков, оригинальны и направлены на исследование физики процесса синхронной деструкции литосферы и ее сейсмичности на базе развития методов фиксирования короткопериодной активизации разломов. Анализ их геолого-геофизических параметров дал основание для введения понятия и выделения зон современной деструкции литосферы, под которыми понимаются области повышенной раздробленности литосферы, интенсивного напряженного состояния, высоких скоростей деформирования среды, контрастных вариаций параметров геофизических полей и сейсмичности [Sherman, Gladkov, 1999; Sherman et al., 1996, 2002].

Количественные параметры деструкции литосферы и сейсмичности детально изучены на примере Байкальской рифтовой системы (БРС) и ряда других крупных разломных формирований Центральной Азии. Выявлены закономерности распределения сильных землетрясений по отношению к оси зоны современной деструкции литосферы в БРС, а также сильных и слабых событий по отношению к ее фрагментам. Результаты исследований современной геодинамики литосферы Центральной Азии позволили выделить группы активных разломов, интенсивность активизаций которых изменяется в интервалах короткого реального времени и практически не зависит от функционирующих геодинамических режимов регионов. Установле-

но, что разломы активизируются с изменяющейся интенсивностью и чаще, чем фиксируются изменения в тектоническом режиме и региональном поле напряжений. Вывод получен благодаря введению новых параметров численных оценок количественной и энергетической (магнитудной) характеристик разломов. Для оценки интенсивности активизации разломов в реальном времени (месяцы, годы) предложено использовать количественный индекс их сейсмической активности (КИСА) ξ_n (км⁻¹), под которым понимается число сейсмических событий в определенных энергетических классов K , приходящихся на единицу длины разлома L (км) при принятой ширине области его динамического влияния M (км) за заданный промежуток времени t (годы): $\xi_n = \sum n(M, K, t)/L$ [Sherman et al., 2004a, 2004b, 2005].

В реальном масштабе времени именно КИСА характеризует нестабильность крыльев разломов и дает основание для анализа доли участия разнорангового разломного сообщества в сейсмическом процессе.

Для определения энергетического потенциала разломов предложено применять магнитудный (энергетический) индекс сейсмической активности (МИСА) разломов ξ_k , под которым понимается значение класса максимального сейсмического события K_{max} ($K = \lg E$, Дж), приходящегося на длину разлома L (км) при принятой ширине области его динамического влияния M (км): $\xi_k = K_{max(t)}$ (M, K, t), где $K_{max(t)}$ – максимальный класс землетрясения (или его максимальная магнитуда) в области динамического влияния разлома M за заданный промежуток времени t [Sherman, Savitsky, 2006].

Вариации КИСА и МИСА на примерах разломной тектоники Центральной Азии свидетельствуют об отсутствии ясно выраженной пространственной закономерности в активизации территориально сближенных ансамблей разломов в чрезвычайно короткие интервалы реального времени. Создается впечатление, что активизация разломов в границах сейсмоактивных зон происходит хаотично. Эндогенные источники развития разломов и генетически связанный с ними сейсмичности в задаваемые, с геологической точки зрения мгновенные, интервалы времени остаются пространственно и энергетически стабильными. Следовательно, пространственно-временные закономерности в возбуждении активизации разломов необходимо искать в энергетически слабых, но достаточных для нарушения метастабильного состояния разломно-блоковой среды литосферы триггерных механизмах. Они изучены на основе деформационных волн в литосфере [Sherman, 2013].

Использование деформационных волн как триггерных механизмов сейсмических активизаций разломов и стимулирования возникновения в областях их динамического влияния разломов – новые разработки иркутских ученых. В их основе лежит представление о том, что землетрясение любого класса, как единичный

акт проявления сейсмической активности в зоне динамического влияния разлома, фиксирует нарушение равновесия в его внутренней структуре, сопровождающееся увеличением интенсивности трещиноватости и, при сильных событиях, смещением крыльев. Частота сейсмических событий в зоне разлома отражает интенсивность нарушений динамического равновесия, их вероятную периодичность, а тенденция в пространственной направленности очагов вдоль оси разлома во времени воспроизводит макроскопические изменения зоны разлома и направленность его прорастания в соответствующем направлении, то есть продолжающееся формирование разрывов идет по уже существующей переколяционной сети более мелких трещин, хотя скорость развития (активизации) трещины может быть исключительно низкой, сопоставимой с геологическим исчислением времени [Sherman, 2009].

Для выяснения тенденций векторной направленности возбуждений по наиболее активным разломам разработаны программы [Gorbunova, Sherman, 2012; 2013], в рамках которых строятся индивидуальные графики, где на оси абсцисс откладывается длина разлома с соответствующими положениями эпицентров землетрясений, на оси ординат – даты этих событий. Цель подобных графиков – показать временные последовательности расположения вновь возникающих событий в зонах конкретных разломов. По физическому смыслу каждый из графиков отражает два новых дополнительных параметра разлома: наклон линии воспроизводит вектор пространственно-временного «движения» очагов землетрясений вдоль разрыва (с одного фланга разлома на другой или наоборот), а тангенс угла ее наклона к оси ординат – среднюю скорость изменения мест локализации очагов, типичную для рассматриваемого разрыва. Эта вычислена скорость фактически соответствует интервалу времени между зафиксированным в выборке из каталога землетрясений первым и последним событиями, лежащими по простиранию разлома в направлении тенденции расположения большинства эпицентров. Она отражает вектор вспарывания разрывов. По разработанной геоинформационной системе Digital faults обработаны базы многотысячных данных по разломной тектонике и сейсмичности Центральной Азии. Установлена закономерная группировка разломов по критерию одинаковых скоростей – экстремальных возмущений (активаций) разломов, которая свидетельствует об идентичных параметрах их активизации. Закономерные согласованности в пространственной направленности активизации разломов в их различных иерархических группах свидетельствуют о том, что генераторами описываемого процесса могут быть медленные деформационные волны разных длин, чувствительность к которым различна у выделенных групп разломов, характеризующихся разной длиной [Sherman, Tsurkan, 2006; Sherman, Gorbunova, 2008a, 2008b].

Комплекс введенных параметров оценки активности разломов в реальном времени (количественный индекс сейсмической активности – КИСА, магнитудный индекс сейсмической активности – МИСА; опасные разломы по совместной интерпретации КИСА, МИСА и γ -графика повторяемости землетрясений для областей активного динамического влияния разломов; векторы и скорости деформационных волн возмущений), последовательно изложенный в публикациях, дает аргументированное основание для выявления на базах сейсмического мониторинга короткопериодных (в интервалах времени геохронологической шкалы мгновенных) деформаций разломных зон верхней части земной коры. Эти деформации отражают активизации разломов в реальном времени и тем самым выделяют ту часть разрывов литосферы, которая предопределяет сейсмичность. Для новых параметров предложены алгоритмы расчетов, и в целом они существенно дополнили изучаемые в ИЗК СО РАН тектонофизические закономерности сейсмического процесса в деструктивных зонах литосферы.

7. Одним из результатов тектонофизических исследований сейсмического процесса в деструктивных зонах литосферы является тектонофизическая модель сейсмической зоны, разработанная на основе хорошо изученной разломной тектоники и сейсмичности Байкальской рифтовой системы (рис. 4) [Sherman, 2009, 2012, 2013]. Концептуальной основой тектонофизической модели сейсмической зоны является разломно-блоковая среда хрупкой части литосферы, достаточно частая активизация разноранговых разломов в реальном времени, инициированная деформационными волнами различной длины и скорости, сейсмические события, последовательно происходящие преимущественно по одному из направлений конкретных активизированных разломов. Сейсмический процесс в той или иной части зоны может быть стимулирован наличием флюидов, наведенной сейсмичностью и другими факторами. Разрабатываемая тектонофизическая модель сейсмического процесса открывает возможности использования современных геоинформационных систем для расчетов за заданный интервал времени последовательной закономерности активизаций разрывов, а в границах областей их динамического влияния – последовательности возникновения отдельных очагов землетрясений. Модель и принципиально возможные расчеты на ее основе приближают нас к средне- и краткосрочному прогнозу землетрясений.

На основе тектонофизической модели установлены закономерности пространственной локализации эпицентров и очагов землетрясений в сейсмических зонах Байкальской и Шаньси, соответственно сформированных в одноименных рифтовых системах [Sherman *et al.*, 2014]. Сравнительный анализ сейсмичности аргументирован общностью структурно-геологической ситуации в локализации соответствующих сейсмических зон около жестких кратонов, а также сходством в

структурном плане, структурном контроле рифтовых депрессий разломами, толщинах земной коры, ориентировках региональных полей напряжений и тепловых потоков. Анализ параметров очагов землетрясений, координаты эпицентров и глубин гипоцентров которых использованы за последние пятьдесят лет, выявил зональную структуру эпицентрального поля землетрясений и координированную с ней зональную структуру глубинного расположения очагов. Рассчитаны уравнения регрессии, описывающие глубинную и поверхностные зональные структуры по критериям максимально возможных очагов землетрясений по мере удаления от осевой, центральной, части сейсмических зон. Приведенные уравнения характеризуют тектонофизические закономерности затухания землетрясений максимальной силы по мере удаления от центральных частей сейсмических зон в континентальной литосфере к их периферии на земной поверхности и на глубине.

8. Результатом исследования тектонической делимости Земли на новом уровне тектонофизических разработок стали представления о зонно-блоковой структуре (ЗБС) литосферы [Seminsky, 2001; Seminskii, 2008]. ЗБС – это иерархически организованная система относительно стабильных блоков и ограничивающих их широких подвижных зон, которые выделяются высокой дислоцированностью геологического субстрата. На основе анализа разномасштабных разломных схем установлена строгая ранговая соподчиненность в организации ЗБС литосферы Центральной Азии, где выделены и количественно охарактеризованы 11 объективно существующих уровней иерархии (от глобального до локального) (таблица). Вместе с тем, зонно-блоковая структура различных объемов литосферы сложна для картирования полевыми геолого-геофизическими методами в связи с многообразием проявлений межблочных зон. В тектоническом отношении это могут быть вытянутые области высокой концентрации разломов, полосы тектонитов, зоны повышенной трещиноватости. Кроме того, межблоковая зона иногда внешне по-разному проявляется на отдельных участках вдоль ее простирации, а также в зависимости от стадии эволюционного развития. Эти отличия усиливаются у зон, относящихся к разным масштабным рангам и генетическим типам, а также формирующихся в условиях неравномерного внешнего воздействия, под влиянием структурно-вещественных неоднородностей коры и на ее разных глубинных уровнях.

Для установления характера проявления зонно-блоковой структуры земной коры в разнотипных полях и признаков, фиксирующихся при исследованиях на местности, были проведены комплексные геолого-геофизические работы вдоль 550-километрового трансекта пос. Хертой – пос. Красный Чикой, пересекающего область сочленения Сибирского кратона и Саяно-Байкальского складчатого пояса [Seminskii *et al.*, 2012; Seminsky *et al.*, 2013]. Анализ разнотипных полей

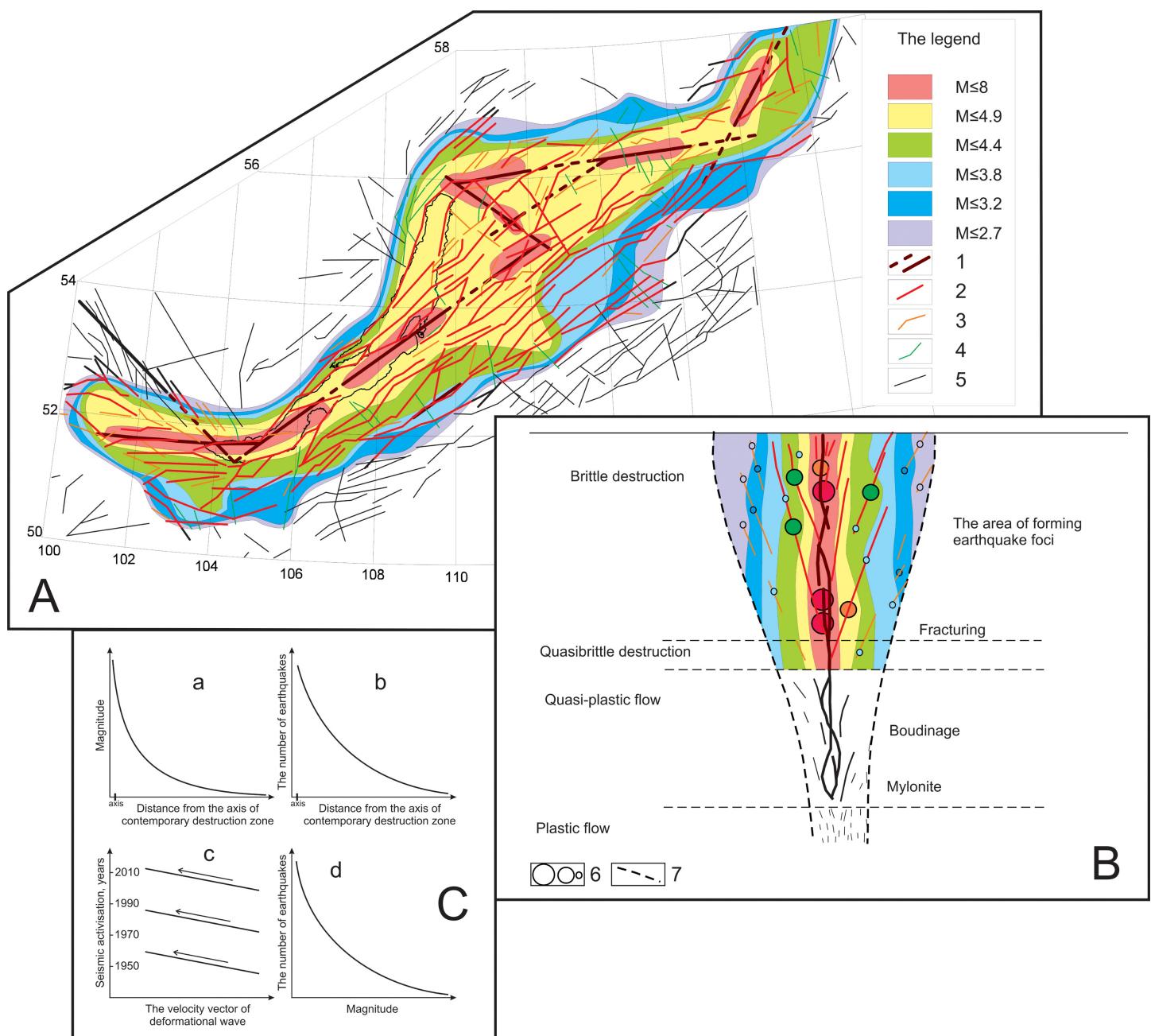


Рис. 4. Принципиальная тектонофизическая модель сейсмической зоны в континентальной литосфере Земли (на примере Байкальской сейсмической зоны). Составил С.И. Шерман.

А – стабильная составляющая модели (зональная структура эпицентрального поля землетрясений); В – вертикальный разрез; С – графики математических зависимостей структурных и сейсмологических параметров, показанных на тектонофизической модели сейсмической зоны. 1 – виртуальная ось сейсмической зоны; 2–5 – активность разломов по параметру КИСА: 2 – высокая степень активности, 3 – слабая степень активности, 4 – неактивные в рассматриваемый конкретный интервал времени, 5 – пассивные (преимущественно за границами сейсмической зоны); 6 – магнитуды очагов землетрясений: сильных, средних и слабых – в сравнимых относительных значениях; 7 – граница сейсмической зоны.

Fig. 4. The principal tectonophysical model of a seismic zone in the continental lithosphere (as exemplified by the Baikal seismic zone). Author: S.I. Sherman.

A – stable component of the model (zonal pattern of the earthquake epicentral field); B – vertical cross-section; C – functions of structural and seismological parameters included in the tectonophysical model of the seismic zone. 1 – virtual axis of the seismic zone; 2–5 – activity of faults according to QISA parameter: 2 – high activity, 3 – low activity, 4 – no activity in the given time period, 5 – passive (located mainly outside the seismic zone); 6 – earthquake foci magnitudes: strong, medium and weak (in comparable relative values); 7 – boundaries of the seismic zone.

Параметры зонно-блоковой структуры Центральной и Восточной Азии на 11 уровнях иерархии

Parameters of zone-block structure of Central and East Asia on 11 levels of hierarchy

Уровни	XI	X	IX	VIII	VII	VI	V	IV	III	II	I
$l_{cp} = \sqrt{s}$ – зоны	0.7	1.4	2.7	6.6	14.0	33.0	86.0	200.0	410.0	818.0	2000.0
$\mu_{\text{зон}} = l_{i+1}/l_i$		2.0	1.9	2.4	2.1	2.4	2.6	2.3	2.1	2.0	2.4
$L_{cp} = \sqrt{S}$ – блоки	1.4	2.8	4.6	10.4	24.0	55.0	128.0	272.0	542.0	1113.0	2746.0
$\mu_{\text{блок}} = L_{i+1}/L_i$		2.0	1.6	2.3	2.3	2.3	2.3	2.1	2.0	2.0	2.5
L_{cp} / l_{cp}	2.0	2.0	1.7	1.6	1.7	1.7	1.5	1.4	1.3	1.4	1.4

О б о з н а ч е н и я: l – среднегеометрический размер зоны, км; s – площадь зоны, km^2 ; L – среднегеометрический размер блока, км; S – площадь блока, km^2 ; $\mu_{\text{зон}}$ и $\mu_{\text{блок}}$ – параметры, характеризующие соотношения размеров, соответственно, зон и блоков, принадлежащих к двум смежным рангам; L_{cp} / l_{cp} – отношение размеров разнотипных элементов делимости, представляющих один и тот же иерархический уровень.

L e g e n d: l – average geometric size of the zone, km; s – zone area, km^2 ; L – average geometric block size, km; S – block area, km^2 ; $\mu_{\text{зон}}$ and $\mu_{\text{блок}}$ – parameters characterizing the ratio of the sizes of zones and blocks belonging to two adjacent ranks; L_{cp} / l_{cp} – aspect ratio of different types of divisibility elements representing the same hierarchical level.

позволил выделить в пределах изучаемого трансекта аномальные участки. Отдельные аномалии, несмотря на различие рассматриваемых геолого-геофизических полей, приурочены к одним и тем же участкам и, судя по характеру количественных показателей и структурной выраженности, представляют межблоковые зоны изучаемого региона. Их субстрат вследствие нарушенности разрывами является высокопроницаемым для флюидов, миграция которых представляет одну из основных причин, приводящих к возникновению геофизических аномалий. Зонам обычно соответствуют (рис. 5): понижение в рельефе, максимум плотности линеаментов, сложные по форме пики объемной активности радона и количества распадов торона, максимум общей минерализации подземных вод и аномальные условия водообмена, минимум удельного электрического сопротивления, а также – в отдельных случаях – минимумы потенциала естественного электрического поля и модуля полного вектора магнитной индукции.

Полученные по трансекту материалы позволили подтвердить достоверность выявленной ранее иерархии межблоковых зон (таблица) на четырех уровнях (III–VI), наиболее крупному из которых соответствует Байкальский рифт в целом. В результате интерпретации большого объема полевых геолого-геофизических данных выявлена реальная картина нарушенности земной коры юга Восточной Сибири и установлено ее соответствие представлениям о зонно-блоковой структуре литосферы. В плане и разрезе имеет место чередование двух типов участков, соответствующих широким подвижным зонам (слоям) и сравнительно стабильным блокам земной коры (рис. 6). Таким образом, в тектонически активном регионе формирование разнотипных аномалий определяет не вещественный, а структурный фактор. Главным в этом плане является то, что независимо от масштаба исследований деструкция субстрата в пределах межблоковых зон осуществляется в результате скальвания с формировани-

ем закономерно связанных ансамблей разрывов. На локальном уровне межблоковые структуры, как правило, представлены разломами в геологическом понимании термина (разрывы «открытого типа» или зоны «рыхлых» тектонитов). На более низких уровнях иерархии межблоковые структуры являются разломными зонами в их тектонофизической трактовке, т.е. являются широкими зонами разноранговых разрывов, генетически связанных с формированием главного сместителя. Далее в ранговой последовательности следуют разломные системы, в пределах которых интегральное перемещение по совокупности сближенных дислокаций обеспечивает чистые растяжение, сдвиг или сжатие литосферы. Как следствие этого, представленные в данной статье закономерности разломообразования (стадийность, упорядоченная неравномерность нарушенности субстрата, парагенетические соотношения между разрывами 2-го порядка и др.) в значительной мере применимы для картирования и определения механизмов формирования зонно-блоковой структуры регионов, развивающихся под действием геодинамических сил различной природы и направленности.

9. На базе представлений о зонно-блоковом строении земной коры Байкальского рифта проведено изучение и выявлены главные пространственные и временные закономерности распределения концентраций почвенного радона в Прибайкалье [Seminsky, Bobrov, 2009, 2012, 2013].

Установлено, что на границе Сибирского кратона и Саяно-Байкальского складчатого пояса существует аномалия радона, которая обусловлена высокой проницаемостью пород Байкальского рифта, активно развивающегося при растяжении земной коры. Ее попечные размеры в Центральном Прибайкалье превышают 170 км, а величина объемной активности радона достигает сотен тысяч $\text{Бк}/\text{м}^3$. Строение аномалии определяется существованием иерархии зон с высокой плотностью разрывов, каждой из которых соответст-

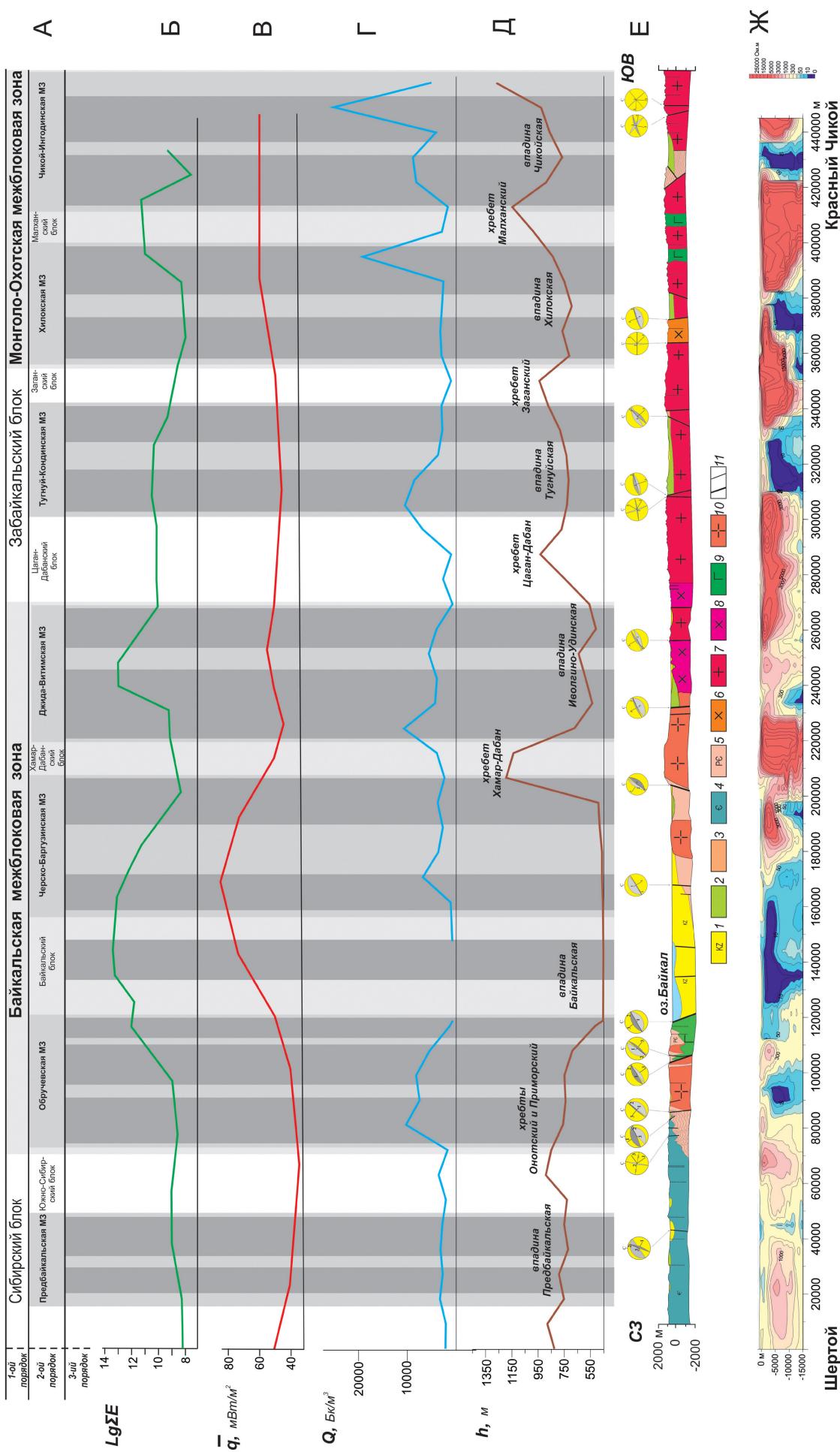


Рис. 5. Иерархия межблоковых зон, выявленная для верхней части земной коры при тектонофизической интерпретации результатов комплексных исследований вдоль трансекта Шертоя – Красный Чикой [Seminsky *et al.*, 2013].

А. Иерархия межблоковых зон в пределах трех порядков (границы зон отмечены вертикальными полосами с разными оттенками серого цвета). Б–Д. Изменения вдоль трансекта логарифма суммарной энергии землетрясений с $K \geq 7.7$ (1960–2005 гг.) согласно данным БФ ГС СО РАН (Б), плотности теплового потока по материалам [Duchkov *et al.*, 1999] (Б), объемной активности радона по данным А.А. Боброва (Г) и высоты рельефа (Д). Е. Схематичный геологический разрез по данным А.В. Черемных (на диаграммах – плоскости смещения разлома (тёмно-серая) и сопряженной системы разрывов (светло-серая), а также положение осей главных нормальных напряжений: 1 – сжатия, 2 – промежуточная, 3 – растяжения). Ж. Геоэлектрический разрез до глубины 15 км, построенный по данным магнитотеллурических зондирований (материалы Е.В. Поспевовой и В.В. Оленченко). 1 – кайнозойские осадки; 2 – мезозойские вулканогенно-осадочные отложения; 3 – вулканогенно-осадочные породы палеозоя; 4 – отложения осадочного чехла Сибирской платформы; 5 – метаморфизованные породы докембрия; 6 – мезозойские интрузии граносиенитов; 7–8 – палеозойские интрузии гранитов (7) или габбро-диоритов (8); 9–10 – протерозойские интрузии гранитов (9) или габбро, габбро-диоритов, диоритовых порфиров и др. (10); 11 – крупные и более мелкие разломы.

Fig. 5. The hierarchy of inter-block zones in the upper crust according to tectonophysical interpretation of results of complex studies along the Shertoy – Krasny Chikoy transect [Seminsky *et al.*, 2013].

А. The hierarchy of inter-block zones within the three orders of magnitude (boundaries of the zones are marked by vertical stripes in different shades of grey). Б–Д. Along-the-transect changes of the logarithm of the total energy of earthquakes with $K \geq 7.7$ (from 1960 to 2005) according to data published by the Baikal Branch of the Geophysical Survey, Siberian Branch of RAS (Б), heat flow density according to data from [Duchkov *et al.*, 1999] (Б), radon activity according to data provided by A.A. Bobrov (Г), and elevations (Д). Е. The schematic structural geological cross-section according to data provided by A.V. Cherenmykh. Diagrams show fault planes (dark grey), the system of conjugated joints (light grey), and positions of axes of the principal normal stresses: 1 – compression, 2 – transitional, 3 – extension. Ж. The geoelectric profile to a depth of 15 km, according to MTS data (the data are provided by E.V. Pospeeva and V.V. Olenchenko). 1 – the Cenozoic sediments; 2 – the Mesozoic volcanic-sedimentary deposits; 3 – volcano-sedimentary rocks of the Paleozoic; 4 – deposits of the sedimentary cover of the Siberian platform; 5 – metamorphosed rocks of the Precambrian; 6 – the Mesozoic intrusions of granosyenite; 7–8 – the Paleozoic intrusions of granite (7) or gabbro-diorite (8); 9–10 – the Proterozoic intrusions of granite (9) or gabbro, gabbro-diorite, diorite porphyrite etc. (10); 11 – large and smaller faults.

вует пропорциональная и большая по ширине полоса аномальных концентраций почвенного радона. Самые крупные аномалии в бортах рифта имеют ширину ≈ 50 –60 км и обусловлены существованием разломных систем растяжения. Системы, в свою очередь, состоят из крупных и мелких разломных зон, которые на каждом уровне иерархии отличаются близким пространственным положением и повышенными концентрациями почвенного радона.

Аномалии радона над отдельными разломами Прибайкалья демонстрируют ярко выраженную продольную и поперечную неравномерность, обусловленную изменчивостью проницаемости субстрата разломной зоны для газовых эманаций. Радоновая активность разломных зон Прибайкалья меняется во времени, что определяется одновременным воздействием внутренних (геодинамических) и внешних (планетарных) факторов (рис. 7), так как амплитуды вариаций зависят от тектонической активности разломной зоны и от изменений атмосферного давления (циклические явления). В разные периоды времени одна или другая группа факторов оказывает доминирующее влияние на выход радона из недр через разломные зоны. Особенности пространственных и временных вариаций объемной активности радона в Байкальском рифте, с одной стороны, свидетельствуют о сложности поля радона над активными разломными зонами, а с другой – открывают новые возможности определения их ширины, картирования внутреннего строения, оценки степени активности, т.е. выявления территорий, опасных для проживания людей в связи с риском онкозаболеваемости.

10. Одним из важных результатов экспериментальных работ стало моделирование процесса формирования Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) на упругопластичном материале с выполнением критериев подобия [Seminsky, 2009; Seminskii, Kogut, 2009]. Согласно механизму пассивного рифтинга, Байкальский рифт (центральный сегмент БРЗ) возник как структура пулл-апарт при сдвиговом перемещении Сибирского и Забайкальского блоков литосферы. В связи с этим модель из влажной глины располагалась на плоских жестких штампах, один из которых смещался в горизонтальном направлении и на контакте со вторым штампом имел изгиб, имитирующий в первом приближении прибайкальский сегмент краевого шва Сибирской платформы (рис. 7). В серии из 30 экспериментов воссоздавались стабильные условия деформирования, параметры которых после пересчета через масштабные коэффициенты в критериях подобия соответствовали природному объекту. Воспроизведенный посредством физического моделирования механизм рифтогенеза позволил объяснить главные пространственно-временные закономерности формирования Байкальской рифтовой зоны: последовательность и двухстадийность эволюционного развития, наличие раздвигового (центральная часть) и сдвиговых (северо-восточный и юго-западный фланги) сегментов межплитной границы, морфологию наиболее крупных впадин. В отличие от результатов экспериментальных работ предшественников в отдельных опытах была достигнута высокая степень подобия в эволюции и взаимном расположении главных котловин Байкальской рифтовой системы. Таким образом, было показано, что упругопла-

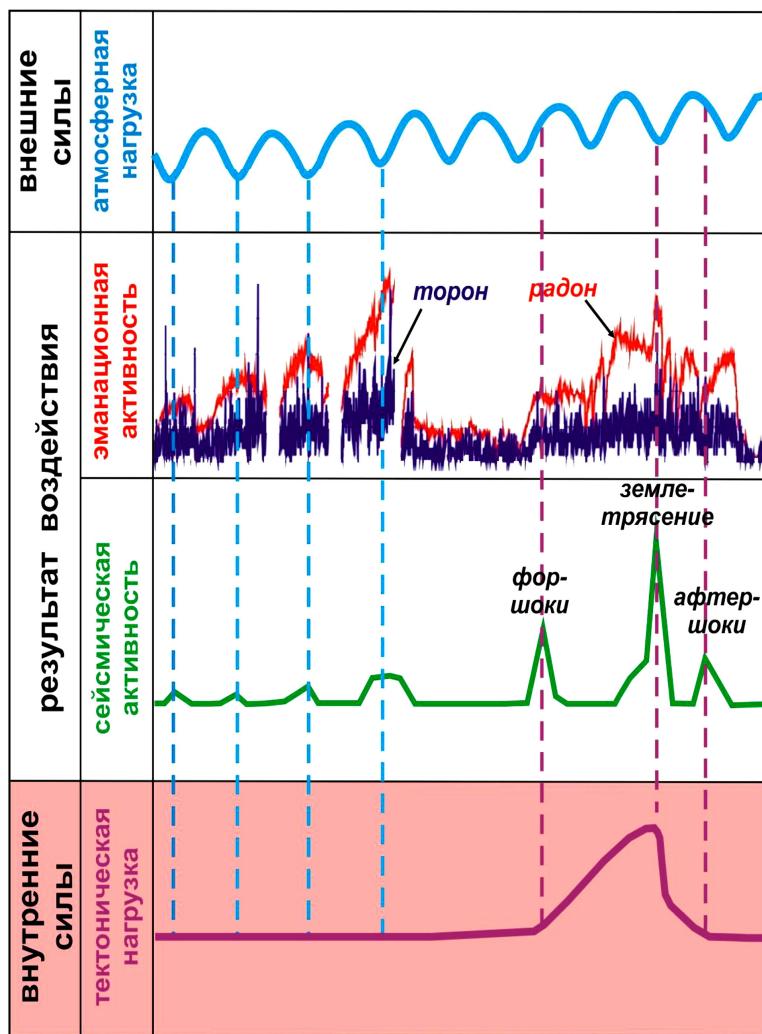


Рис. 6. Концептуальная модель проявления эманационной и сейсмической активности разломных зон в ответ на воздействие внешних и внутренних сил, составленная на основе исследований в пределах Байкальской межблоковой зоны [Seminsky, Bobrov, 2013].

Вариации активности почвенных радона и торона соответствуют реальным измерениям в 2010 г. на станции мониторинга «Тырган» (Западное Прибайкалье).

Fig. 6. The conceptual model showing the occurrence of emanation and seismic activity of fault zone in response to impacts of external and internal forces. The model is based on results of studies conducted within the limits of the Baikal inter-block zone [Seminsky, Bobrov, 2013].

Variations of soil radon and thoron activity correspond to field measurements in 2010 at the Tyrgan Monitoring Station, West Pribaikalie.

стическая реакция субстрата (1) при реализации лево-сдвиговых перемещений (2) в области влияния изогнутой в плане инициирующей структурной неоднородности (3) отражает совокупность из трех главных факторов развития природного объекта, реальное сочетание которых может быть достигнуто в сравнительно простом по организации физическом эксперименте.

Обобщены результаты комплексных геолого-структурных, тектонофизических и геоэлектрических исследований кайнозойских и мезозойских впадин Прибайкалья и Забайкалья [Lunina et al., 2009, 2010]. Оха-

рактеризованы разломно-блочная структура, глубинное строение, напряженное состояние и сейсмичность земной коры отдельных территорий региона (рис. 8). На новом уровне тектонофизических исследований подтверждено, что комбинация дизъюнктивов разного типа в Прибайкалье отражает парагенез разломов, который формировался и активизировался в течение позднего кайнозоя в едином региональном поле напряжений под воздействием доминирующего горизонтального растяжения в направлении СЗ-ЮВ. На локальном уровне структура поля напряжений приповерхностной части земной коры определяется вариа-

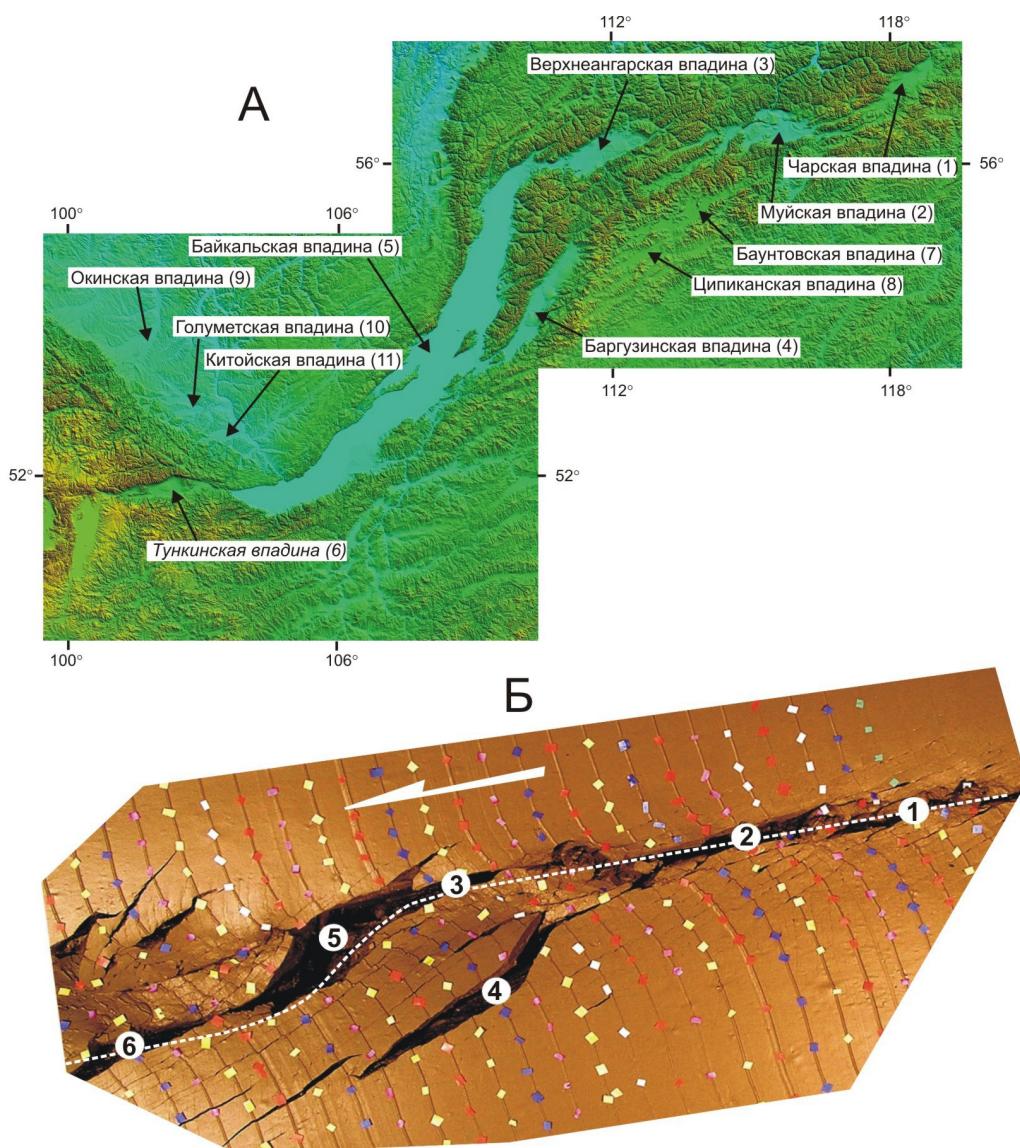


Рис. 7. Сравнение цифровой модели рельефа Прибайкалья (A) с результатами эксперимента по воспроизведению процесса формирования Байкальской рифтовой зоны в упругопластичной модели (Б).

Белой пунктирной линией показано примерное положение края подвижного штампа экспериментальной установки на момент фотосъемки, а стрелкой – направление его перемещения. Впадины рифтовой зоны и их экспериментальные аналоги обозначены одинаковыми цифрами.

Fig. 7. Comparison of the digital model of the Pribaikalie terrain (A) and results of the experiment with an elasto-plastic model simulating the process of formation of the Baikal rift zone (B).

The white dotted lines show the position of the edge of the movable plate of the experimental installation at the moment when the photo was taken; the arrow shows the direction of its movement. Basins of the rift zone and their analogues in the experiment are marked by similar numbers.

циями ориентировок осей главных нормальных напряжений и примерно схожим сочетанием разных типов стресс-тензоров (для каждой из детально исследованных площадей). Изменения поля напряжений наиболее часты в зонах влияния субширотных и субмеридиональных дизъюнктивов и в узлах пересечения разломов, где наряду с растяжением возникают обстановки сдвига и, реже, сжатия. Движения по разломам Прибайкалья фиксируются в рыхлых отложениях

плейстоцена–голоцен по набору закономерно проявленных деформаций, которые могут быть представлены сколовыми трещинами, их системами, зонами разрывов, кластическими дайками, складками и/или конволюциями. Их тектонический генезис обосновывается совпадением элементов залегания структур, измеренных в рыхлых грунтах и скальных массивах, формированием трещинных парагенезов, характерных для сцементированных пород, и локализацией в зонах

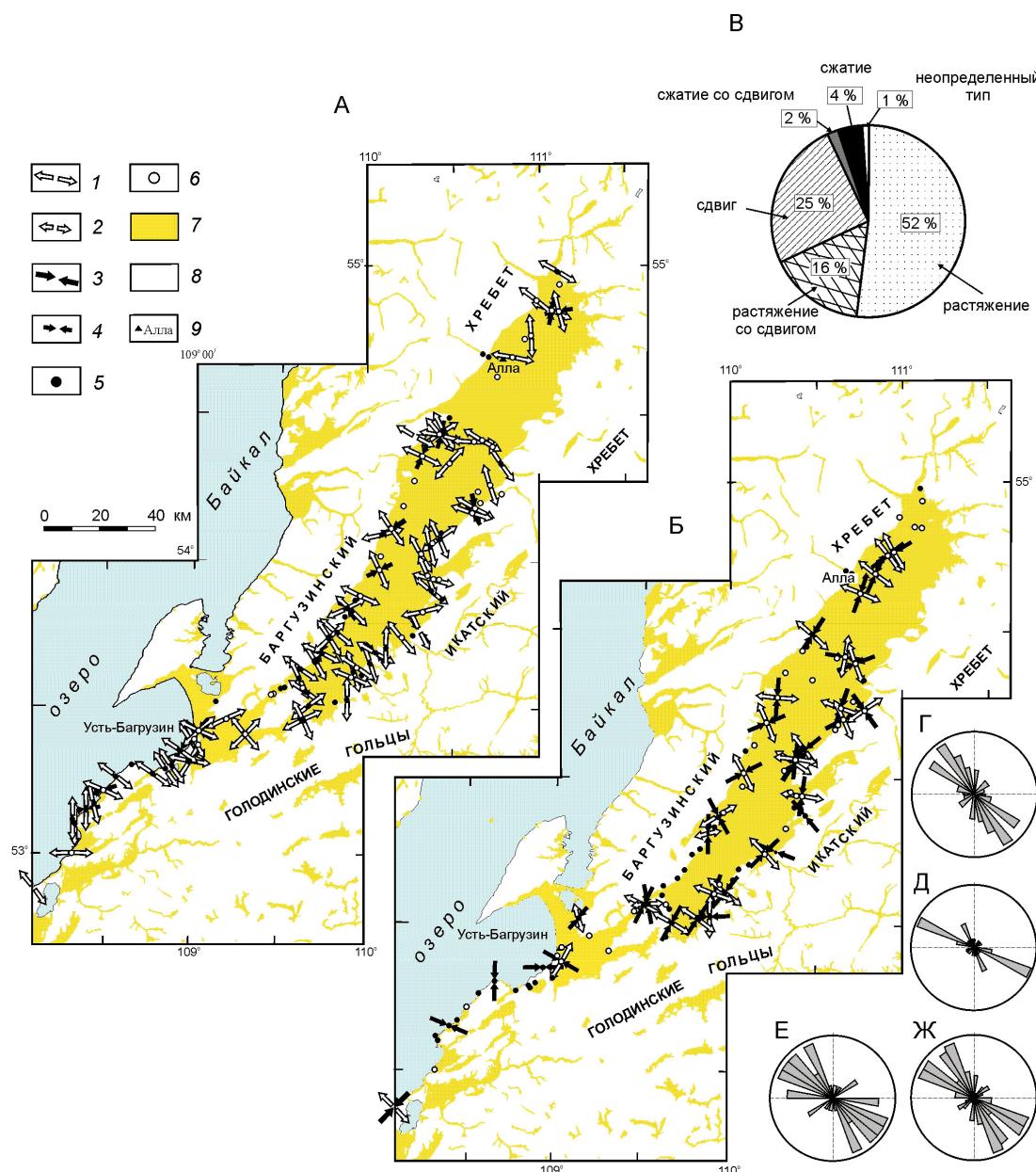


Рис. 8. Поля напряжений земной коры Баргузинской рифтовой впадины и прилегающей территории по геолого-структурным данным [Lunina et al., 2009].

А – схема с решениями о поле напряжений, соответствующими растяжению и растяжению со сдвигом; **Б** – схема с решениями о поле напряжений, соответствующими сдвигу, сжатию со сдвигом, сжатию и неопределенному типу; **В** – круговая диаграмма, показывающая в процентах вклад поля напряжений определенного типа в общую сумму полученных решений; **Г–Ж** – розы-диаграммы простирания осей растяжения в решениях, отвечающих: **Г** – растяжению (количество – 57, шаг – 10, макс. % – 17), **Д** – растяжению со сдвигом (количество – 18, шаг – 10, макс. % – 38), **Е** – сдвигу (количество – 27, шаг – 10, макс. % – 14), **Ж** – всем трем перечисленным типам поля напряжений (количество – 102, шаг – 10, макс. % – 13). 1 – оси растяжения с углами наклона 0–30°; 2 – оси растяжения с углами наклона 31–60°; 3 – оси сжатия с углами наклона 0–30°; 4 – оси сжатия с углами наклона 31–60°; 5 – точки наблюдения в коренных докайнозойских породах; 6 – точки наблюдения в четвертичных отложениях; 7 – впадины, заполненные кайнозойскими осадками; 8 – выходы кристаллического фундамента; 9 – населенный пункт.

Fig. 8. Crustal stress fields of the Barguzin rift basin and the neighbouring territory according to structural geological data [Lunina et al., 2009].

A – solutions of stress fields corresponding to extension and extension with shear; **B** – solutions of stress fields corresponding to shear, compression with shear, compression and undetermined type; **C** – circle diagram showing percentage contributions of stress fields in the total sum of the obtained solutions; **Г–Ж** – rose diagrams of extension axis strikes in the following solutions (quantity / spacing / max %): **Г** – extension (57 / 10 / 17), **Д** – extension with shear (18 / 10 / 38), **Е** – shear (27 / 10 / 14), **Ж** – all the three above-mentioned types of stress fields (102 / 10 / 13). 1 – extension axes with slope angles from 0 to 30°; 2 – extension axes with slope angles from 31 to 60°; 3 – compression axes slope angles from 0 to 30°; 4 – compression axes slope angles from 31 to 60°; 5 – monitoring points in the Pre-Cenozoic base rocks; 6 – monitoring points in the Quaternary sediments; 7 – basins filled with the Cenozoic sediments; 8 – outcrops of the crystalline basement; 9 – settlement.

известных активных разломов. Особенности проявления тектонических деформаций зависят от степени лификации пород, их гранулометрического состава и других факторов. Дизьюнктивы, выявляемые на поверхности во внутренних частях впадин, хорошо коррелируют с изменениями в глубинном строении осадочных слоев и поверхности кристаллического фундамента, проявляясь изгибами их кровли и подошвы, а также зонами более низких значений удельного электрического сопротивления. Таким образом, доказана эффективность карттирования разломов геолого-структурными методами в пределах площадей, перекрытых рыхлыми и слабосцементированными отложениями.

Обобщен первый опыт комплексных тектонофизических исследований в пределах Якутской алмазоносной провинции, направленных на выявление структурных факторов контроля пространственной локализации кимберлитовых тел [Gladkov *et al.*, 2008]. В основу исследований положены тектонофизические и геофизические методы; некоторые из них носят оригинальный характер и впервые адаптированы для платформенной территории. В результате комплексного анализа выявлены главные закономерности строения разрывных сетей на различных структурных этажах Сибирской платформы как единой длительно развивающейся тектонической единицы. Тектонофизическими методами установлена взаимосвязь периодов формирования кимберлитовых тел с этапами становления и активизации разрывной структуры платформенного чехла. Впервые показано, что определяющую роль в структурном контроле кимберлитового магматизма на Сибирской платформе играют разломные зоны ортогональной сети, активизировавшиеся в режиме знакопеременных движений на разных этапах ее развития в палеозое и мезозое. Положение отдельных кимберлитовых полей в пределах субширотных и субмеридиональных разломных зон контролируется системами разрывов 2-го и более высоких порядков, которые заметно отличаются по строению и согласуются с типами полей напряжений, действовавшими в различные эпохи внедрения кимберлитов. Установленные закономерности представляют фундаментальную основу выделения на Сибирской платформе новых площадей, перспективных в плане поисков объектов алмазосодержащего сырья.

11. В последние годы расширены и усложнены задачи, поставленные перед физическим моделированием. (Детальное описание результатов экспериментальных работ лаборатории тектонофизики приводится в статье С.А. Борнякова с соавторами, планируемой к публикации в № 4 журнала за текущий год). Они связаны с необходимостью изучения комплексных процессов, синхронно сопровождающих разломообразование в литосфере, а также возможностью передачи энергии в форме волновых процессов в упругой и упруговязкой среде литосферы.

Совместно с китайскими коллегами на лаборатор-

ной базе Института земной коры был промоделирован процесс формирования рифта Шаньси в различных условиях его нагружения. Была оценена оптимальная ориентировка векторов сжатия и растяжения, соответствующая современным формам и ориентации локальных впадинных (рифтовых) структур.

Начаты важные и ныне актуальные исследования по моделированию волновых процессов в упруговязких и вязких средах как вероятного триггерного механизма нарушения динамического равновесия разломно-блоковой среды. Подобные исследования активно ведутся в Институте физики прочности и материаловедения СО РАН на материалах, существенно отличающихся от используемых в лаборатории тектонофизики композитных сред [Zuev *et al.*, 2008].

Выполненные и намечаемые работы по физическому моделированию не дублируют исследования, проводимые в лаборатории тектонофизики Института физики Земли. Они дополняют друг друга, расширяя и углубляя результативность тектонофизических изысканий.

4. ПЕРСПЕКТИВЫ

Перспективы развития иркутской научной тектонофизической школы связаны с углублением исследований сопутствующих процессов при разломообразовании в литосфере и с тектонофизическим обоснованием деталей строения зонно-блоковой структуры литосферы. Из многочисленных сопутствующих процессов по-прежнему основное внимание будет уделено радионевидимым эманациям, изучению их вариаций в зависимости от геолого-структурных, сейсмических, геоморфологических и климатических факторов. Будут расширены исследования по изучению закономерностей пространственно-временной локализации сильных землетрясений и разработке тектонофизической концепции сейсмических процессов в деструктивных зонах литосферы, главным образом на примерах Азиатского континента. Планируется продолжить работы по физическому моделированию деформационных волн и изучению их миграции в упруговязких моделях. Намечаемые исследования не пересекаются с научно-исследовательскими планами лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН, а по теоретической и практической направленности будут способствовать дальнейшему развитию тектонофизического направления изучения синхронно протекающих в реальном времени процессов в литосфере, контролируемых разломами и областями их динамического влияния.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В целом, результаты исследований коллектива иркутской научной тектонофизической школы по изуче-

нию закономерностей разломообразования и сопутствующих процессов в литосфере опубликованы в более чем 35 монографиях и сотнях статей, в малой толице процитированных в тексте. По результатам исследований сделаны сотни докладов на всероссийских и международных совещаниях. Проведенные исследования и опыт научно-исследовательских работ дают полное основание считать иркутскую тектонофизическую школу надежной и неотъемлемой составной частью коллектива Института земной коры СО РАН.

Ее отличительным признаком является комплексное сочетание полевых, аналитических и экспериментальных тектонофизических методов исследования. В свою очередь, они детализируются при укрупнении масштабов изучения объектов. В экспериментальных методах превалируют исследования либо отдельных структур и деталей их формирования (разломов, разломных узлов), либо структурных комплексов, формирующих геотектонические системы, области или зоны (Байкальская рифтовая система, области динамического влияния разломов, зоны различной плотности разрывов) и другие структурные сочетания (разломные узлы и т.п.). При физическом моделировании формирования подобных структур или даже процессов вы-

полняются условия теории подобия. Соблюдение вышеуказанных пунктов является обязательным практически для всех видов физического моделирования на упруговязких и вязких средах.

В настоящее время центр тяжести проводимых и планируемых научных исследований направлен на изучение разломообразования в литосфере в комплексе с сопутствующими процессами. Среди них сейсмичность, газопроницаемость (на примере радионовых эманаций), а также общая (повсеместно распространенная) трещиноватость горных пород, общепринятая хаотичность которой приобретает закономерную структурную организацию и порядок. Особое значение в современных работах части коллектива лаборатории и дальнейших планах имеют исследования по разломной тектонике алмазных месторождений. Для этой группы месторождений в широком масштабе тектонофизические исследования не проводились, но их необходимость не вызывает сомнений.

Современный гармоничный по профессиональной специализации сотрудников и их возрастным диапазонам состав лаборатории дает уверенность, что стоящие перед коллективом задачи будут выполнены на высоком научном уровне.

6. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Adamovich A.N., Sherman S.I., Ivanova S.V., 2002. Mathematical simulation of dynamics of the state of stresses of the lithosphere and its relative destruction at the stage of development of main structure of the Baikal rift zone. In: Physical basis for prediction of destruction of rocks. Proceedings of the 1st International Workshop. Krasnoyarsk, p. 283–291 (in Russian) [Адамович А.Н., Шерман С.И., Иванова С.В. Математическое моделирование динамики напряженного состояния литосфера и ее относительной деструкции на стадии развития основных структур Байкальской рифтовой зоны // Физические основы прогнозирования разрушения горных пород: Материалы 1-й международной школы-семинара. Красноярск, 2002. С. 283–291].
- Bornyakov S.A., 1988. Dynamics of development of destruction zone of inter-plate margins (results of modelling). *Geologiya i Geofizika* (6), 3–10 (in Russian) [Борняков С.А. Динамика развития деструктивных зон межплатиновых границ (результаты моделирования) // Геология и геофизика. 1988. № 6. С. 3–10].
- Bornyakov S.A., 1990. Quantitative analysis of parameters of shear faults varying in scale. *Geologiya i Geofizika* (9), 34–42 (in Russian) [Борняков С.А. Количественный анализ параметров разномасштабных сдвигов (по результатам моделирования) // Геология и геофизика. 1990. № 9. С. 34–42].
- Danilovich V.N., 1953. Fundamentals of Theory of Deformation of Geological Bodies. Guidebook. Irkutsk Publishing House, Irkutsk, 101 p. (in Russian) [Данилович В.Н. Основы теории деформации геологических тел. Учебное руководство. Иркутск: Иркутское кн. изд-во, 1953. 101 с.].
- Duchkov A.D., Lysak S.V., Golubev V.A., Dorofeeva R.P., Sokolova L.S., 1999. Heat flow and geothermal field of the Baikal region. *Geologiya i geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 40 (3), 287–303.
- Gladkov A.S., Bornyakov S.A., Manakov A.V., Matrosov V.A., 2008. Tectonophysical Studies in Diamond Prospecting. Nauchny Mir, Moscow, 175 p. (in Russian) [Гладков А.С., Борняков С.А., Манаков А.В., Матросов В.А. Тектонофизические исследования при алмазоискательных работах. М.: Научный мир, 2008. 175 с.].
- Gorbunova E.A., Sherman S.I., 2012. Slow deformation waves in the lithosphere: Registration, parameters, and geodynamic analysis (Central Asia). *Russian Journal of Pacific Geology* 6 (1), 13–20. <http://dx.doi.org/10.1134/S181971401201006X>.
- Gorbunova E.A., Sherman S.I., 2013. Geo-informational system for recording deformation waves in seismically active zones of lithosphere. State Registration Certificate of Computer Software No. 2013612772 of 13 March 2013 (in Russian) [Горбунова Е.А., Шерман С.И. Геоинформационная система фиксирования деформационных волн в сейсмоактивных зонах литосфера. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2013612772 от 13 марта 2013 г.].
- Leonov Yu.G., Strakhov V.N. (Eds.), 2000. M.V. Gzovskiy and Development of Tectonophysics. Nauka, Moscow, 350 p. (in Russian) [Гзовский М.В. и развитие тектонофизики / Отв. ред. Ю.Г. Леонов, В.Н. Страхов. М.: Наука, 2000. 350 с.].

- Levi K.G., 1991. Neotectonic Movements in Seismically Active Zones of the Lithosphere. Tectonophysical Analysis. Nauka Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 166 p. (in Russian) [Леви К.Г. Неотектонические движения в сейсмоактивных зонах литосфера. Тектонофизический анализ. Новосибирск: Наука. СО РАН, 1991. 166 с.].
- Levi K.G., Sherman S.I., 1995. Applied Geodynamic Analysis. Musee Royal de L'Afrique Centrale. Tervuren. Belgique annales. Sciences Geologiques, V. 100, 133 p.
- Lobatskaya R.M., 1987. Structural Zonation of Faults. Nedra, Moscow, 128 p. (in Russian) [Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. М.: Недра, 1987. 128 с.].
- Lobatskaya R.M., 2002. The relationship between infrastructure of fault zones and mode of seismicity. In: Tectonics and geophysics of the lithosphere. V. 1. RAS, Moscow, p. 297–301 (in Russian) [Лобацкая Р.М. Связь инфраструктуры разломных зон с характером сейсмичности // Тектоника и геофизика литосферы. Т. 1. Москва: РАН, 2002. С. 297–301].
- Lobatskaya R.M., Koff G.L., 1987. Fault in the Lithosphere and Emergencies. REFIA, Institute of Lithosphere RAS, Moscow, 187 p. (in Russian) [Лобацкая Р.М., Кофф Г.Л. Разломы литосферы и чрезвычайные ситуации. М.: РЭФИА; Институт литосферы РАН, 1987. 187 с.].
- Lunina O.V., Gladkov A.S., Nevedrova N.N., 2009. Rift Basins of Pribaikalie: Tectonic Structure and Evolution. GEO Publishing House, Novosibirsk, 316 p. (in Russian) [Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009. 316 с.].
- Lunina O.V., Gladkov A.S., Nevedrova N.N., 2010. Tectonics, stress state, and geodynamics of the Mesozoic and Cenozoic rift basins in the Baikal region. *Geotectonics* 44 (3), 237–261. <http://dx.doi.org/10.1134/S0016852110030039>.
- Sadovsky M.A., Bolkhovitinov L.G., Pisarenko V.F., 1987. Deformation of Geophysical Medium and Seismic Process. Nauka, Moscow, 102 p. (in Russian) [Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 102 с.].
- San'kov V.A., 1989. Depths of Fault Penetration. Nauka, SB RAS, Novosibirsk, 105 p. (in Russian) [Саньков В.А. Глубины проникновения разломов. Новосибирск: Наука. СО РАН, 1989. 105 с.].
- Seminskii K.Zh., 1997. Angle relationships between conjugate joint systems near strike-slip, normal, and thrust fault planes. *Doklady Earth Sciences* 354 (4), 531–533.
- Seminskii K.Zh., 2008. Hierarchy in the zone-block lithospheric structure of Central and Eastern Asia. *Russian Geology and Geophysics* 49 (10), 771–779. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2007.11.017>.
- Seminskii K.Zh., Kogut E.I., 2009. Governing factors in the development of depressions and faults in the Baikal rift zone: Results of a physical experiment. *Doklady Earth Sciences* 424 (1), 15–18. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X09010048>.
- Seminskii K.Zh., Kozhevnikov N.O., Cheremnykh A.V., Pospeeva E.V., Bobrov A.A., Olenchenko V.V., Tugarina M.A., Potapov V.V., Burzunova Yu.P., 2012. Interblock zones of the northwestern Baikal rift: results of geological and geophysical studies along the Bayandai Village–Cape Krestovskii profile. *Russian Geology and Geophysics* 53 (2), 194–208. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2011.12.016>.
- Seminsky K.Zh., 1986a. Analysis of distribution of early fractures during formation of large faults. *Geologiya i Geofizika* (10), 9–18 (in Russian) [Семинский К.Ж. Анализ распределения опережающих разрывов при формировании крупных дислокаций // Геология и геофизика. 1986а. № 10. С. 9–18].
- Seminsky K.Zh., 1986b. Structural and Mechanical Properties of Clayey Pastes as Model Material in Tectonic Experiments. No. 5762 (B 86). VINITI, Irkutsk, 130 p. (in Russian) [Семинский К.Ж. Структурно-механические свойства глинистых паст как модельного материала в тектонических экспериментах. Иркутск: ВИНИТИ, 1986б. № 5762 (B 86). 130 с.].
- Seminsky K.Zh., 1990. General regularities of dynamics of structure formation in large shear zones. *Geologiya i Geofizika* (4), 14–23 (in Russian) [Семинский К.Ж. Общие закономерности динамики структурообразования в крупных сдвиговых зонах // Геология и геофизика. 1990. № 4. С. 14–23].
- Seminsky K.Zh., 1991. Space-and-time relationships between tectonic faults in fracturing zones. *Geologiya i Geofizika* (3), 74–84 (in Russian) [Семинский К.Ж. Пространственно-временные взаимоотношения между тектоническими нарушениями в разрывных зонах // Геология и геофизика. 1991. № 3. С. 74–84].
- Seminsky K.Zh., 1994. Principles and stages of specialized mapping of fault-block structures based on studies of fracturing. *Geologiya i Geofizika* (9), 112–130 (in Russian) [Семинский К.Ж. Принципы и этапы специалного карттирования разломно-блоковой структуры на основе изучения трещиноватости // Геология и геофизика. 1994. № 9. С. 112–130].
- Seminsky K.Zh., 2001. Tectonophysical regularities of destruction of the lithosphere as exemplified by the Himalayan compression zone. *Tikhookeanskaya Geologiya* 20 (6), 17–30 (in Russian) [Семинский К.Ж. Тектонофизические закономерности деструкции литосферы на примере Гималайской зоны сжатия // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 6. С. 17–30].
- Seminsky K.Zh., 2003. The Internal Structure of Continental Fault Zones. Tectonophysical Aspect. GEO Branch, Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 244 p. (in Russian) [Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2003. 244 с.].

- Seminsky K.Zh., 2009. Major factors of the evolution of basins and faults in the Baikal Rift Zone: Tectonophysical analysis. *Geotectonics* 43 (6), 486–500. <http://dx.doi.org/10.1134/S001685210906003X>.
- Seminsky K.Zh., Bobrov A.A., 2009. Radon activity of faults (western Baikal and southern Angara areas). *Russian Geology and Geophysics* 50 (8), 682–692. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2008.12.010>.
- Seminsky K.Zh., Bobrov A.A., 2012. Spatial and temporal variations of soil-radon activity in fault zones of the Pribaikalie (East Siberia, Russia). In: Z. Li, C. Feng (Eds.), *Handbook of radon: properties, applications and health*. Nova Sci. Publ. Inc., New York, Chapter 1, p. 1–36.
- Seminsky K.Zh., Bobrov A.A., 2013. The first results of studies of temporary variations in soil-radon activity of faults in Western Pribaikalie. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (1), 1–12. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2013-4-1-0088>.
- 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., Gladkov A.S., Lunina O.V., Tugarina M.A., 2005. The Internal Structure of Continental Fault Zones. Applied Aspect. Novosibirsk: GEO Branch, Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 294 p. (in Russian) [Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Прикладной аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2005. 294 с.].
- Seminsky K.Zh., Kozhevnikov N.O., Cherenmykh A.V., Pospeeva E.V., Bobrov A.A., Olenchenko V.V., Tugarina M.A., Potapov V.V., Zaripov R.M., Cherenmykh A.S. 2013. Interblock zones in the crust of the southern regions of East Siberia: tectonophysical interpretation of geological and geophysical data. *Geodynamics and Tectonophysics* 4 (3), 203–278. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2013-4-3-0099>.
- Sherman S.I., 1977. Physical Regularities of Faulting in the Earth's Crust. Nauka Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 102 p. (in Russian) [Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука. СО, 1977. 102 с.].
- Sherman S.I., 1978. Faults of the Baikal rift zone. *Tectonophysics* 45 (1), 31–39. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(78\)90221-4](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(78)90221-4).
- Sherman S.I., 1984. Physical experiment in tectonics and the theory of similarity. *Geologiya i Geofizika* (3), 8–18 (in Russian) [Шерман С.И. Физический эксперимент в тектонике и теория подобия // Геология и геофизика. 1984. № 3. С. 8–18].
- Sherman S.I., 1992. Faults and tectonic stresses of the Baikal rift zone. *Tectonophysics*. 208 (1–3), 297–307. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90351-6](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(92)90351-6).
- Sherman S.I., 1996. Faulting in zones of lithospheric extension: quantitative analysis of natural and experimental data // *Pure and Applied Geophysics* 146 (3–4), 421–446. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00874728>.
- Sherman S.I., 2005. The East Siberian Scientific Tectonophysical School. *Vestnik, Irkutsk State Technical University* (2), 11–24 (in Russian) [Шерман С.И. Восточно-Сибирская научная тектонофизическая школа // Вестник иркутского государственного технического университета. 2005. № 2. С. 11–24].
- Sherman S.I., 2009. Tectonophysics and related sciences: seismology. In: *Tectonophysics and top issues of Earth Sciences. Proceedings of the All-Russia Conference. UIFE RAS, Moscow, V. 1, p. 112–132* (in Russian) [Шерман С.И. Тектонофизика и смежные науки: сейсмология // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы Всероссийской конференции. М.: ОИФЗ РАН, 2009. Т. 1. С. 112–132].
- Sherman S.I., 2012. Destruction of the lithosphere: Fault-block divisibility and its tectonophysical regularities. *Geodynamics & Tectonophysics* 3 (4), 315–344. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-4-0077>.
- Sherman S.I., 2013. Deformation waves as a trigger mechanism of seismic activity in seismic zones of the continental lithosphere. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (2), 83–117. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2013-4-2-0093>.
- Sherman S.I., Adamovich A.N., Miroshnichenko A.I., 1993. Assessment of potential seismotectonic activity of the region of the Spitak earthquake from modelling results. *Geokologiya* (2), 66–78 (in Russian) [Шерман С.И., Адамович А.Н., Мирошниченко А.И. Оценка потенциальной сейсмотектонической активности района Спитакского землетрясения по результатам моделирования // Геоэкология. 1993. № 2. С. 66–78].
- Sherman S.I., Babichev A.A., 1989. The theory of similarity in application to tectonic modelling. In: *Experimental tectonics. methods, results, and prospect*. Nauka, Moscow, p. 57–77 (in Russian) [Шерман С.И., Бабичев А.А. Теория подобия и размерностей в приложении к тектоническому моделированию // Экспериментальная тектоника. Методы, результаты, перспектива. М.: Наука, 1989. С. 57–77].
- Sherman S.I., Berzhinsky Yu.A., Pavlenov V.A., Aptikaev F.F., 2003. Regional Scales of Seismic Intensity. GEO Branch, Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 189 p. (in Russian) [Шерман С.И., Бержинский Ю.А., Павленов В.А., Аптикаев Ф.Ф. Региональные шкалы сейсмической интенсивности. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2003. 189 с.].
- Sherman S.I., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., 1983. Areas of Dynamic Influence of Faults. Nauka, Novosibirsk, 112 p. (in Russian) [Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов. Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.].
- Sherman S.I., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu. et al., 1985. Modelling of the mechanism of formation of seismically active faults in the elasto-plastic medium. *Geologiya i Geofizika* (10), 9–18 (in Russian) [Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю.

и др. Моделирование механизма образования сейсмоактивных разломов в упруговязкой среде // Геология и геофизика. 1985. № 10. С. 9–18].

Sherman S.I., Cheremnykh A.V., Miroshnichenko A.I., 2005. New data on stress field structure in the Baikal rift system: modeling results. *Doklady Earth Sciences* 401 (2), 249–252.

Sherman S.I., Dem'yanovich V.M., Lysak S.V., 2002. New data on recent destruction of lithosphere in the Baikal rift zone. *Doklady Earth Sciences* 387A (9), 1067–1070.

Sherman S.I., Dem'yanovich V.M., Lysak S.V., 2004a. Active faults, seismicity and fracturing in the lithosphere of the Baikal rift system. *Tectonophysics* 380 (3–4), 261–272. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2003.09.023>.

Sherman S.I., Dem'yanovich V.M., Lysak S.V., 2004b. Seismic process and active lithospheric failure in the Baikal rift system. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 45 (12), 1458–1470.

Sherman S.I., Dneprovsky Yu.I., 1989a. Crustal Stress Fields and Geological and Structural Methods of Their Studies. Nauka, Novosibirsk, 157 p. (in Russian) [Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989а. 157 с.].

Sherman S.I., Dneprovsky Yu.I., 1989b. Tectonic stress fields in the Baikal rift zone // *Geotectonics* (2), 101–112 (in Russian) [Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля тектонических напряжений в Байкальской рифтовой зоне // Геотектоника. 1989б. № 2. С. 101–112].

Sherman S.I., Gladkov A.S., 1999. Fractals in studies of faulting and seismicity in the Baikal rift zone. *Tectonophysics* 308 (1–2), 133–142. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00083-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00083-9).

Sherman S.I., Gorbunova E.A. 2008a. Wave origin of fault activation in the Central Asia on the basis of seismic monitoring. *Fizicheskaya Mezomechanika* 11 (1), 115–122 (in Russian) [Шерман С.И., Горбунова Е.А. Волновая природа активизации разломов Центральной Азии на базе сейсмического мониторинга // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 1. С. 115–122].

Sherman S.I., Gorbunova E.A., 2008b. Variation and origin of fault activity of the Baikal rift system and adjacent territories in real time. *Earth Science Frontiers* 15 (3), 337–347. [http://dx.doi.org/10.1016/S1872-5791\(08\)60069-X](http://dx.doi.org/10.1016/S1872-5791(08)60069-X).

Sherman S.I., Lunina O.V., 2001. A New map representing stressed state of the upper part of the Earth's lithosphere. *Doklady Earth Sciences* 379 (5), 553–555.

Sherman S.I., Ma Jing, Dem'yanovich V.M., Guo Yanshuan, 2014. New data on tectonophysical regularities of epicentral and hypocentral fields of earthquakes in rift systems of Central Asia. *Doklady Earth Sciences* 456 (6) (in press) (in Russian) [Шерман С.И., Ма Джинь, Демьянович В.М., Гуо Яншуан. Новые данные о тектонофизических закономерностях эпицентральных и гипоцентральных полей землетрясений рифтовых систем Центральной Азии. Доклады АН. 2014. Т. 456. № 6 (в печати)].

Sherman S.I., Pleshakov S.P., 1980. The method of belts in studies of near-fault fracturing. In: Geology, prospecting and exploration of ore mineral reserves. Irkutsk Polytechnical Institute, Irkutsk, p. 8–20 (in Russian) [Шерман С.И., Плешаков С.П. Метод поясов в исследовании приразломной трещиноватости // Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. Иркутск: Иркутский политехнический институт, 1980. С. 8–20].

Sherman S.I., Savitsky V.A., 2006. New data on quasi-periodical regularities in activation of fractures in real time based on monitoring of magnitudes of seismic events: Case study of the Baikal rift system. *Doklady Earth Sciences* 408 (1), 640–644. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X06040295>.

Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A., Adamovich A.N., Buddo V.Yu., 1994. Faulting in the Lithosphere. Compresson Zones. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 263 p. (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Адамович А.Н., Буддо В.Ю. Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия. Новосибирск: Наука. СО, 1994. 263 с.].

Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A., Adamovich A.N., Gladkov A.S., 2000. Theoretical and practical development of M.V. Gzovsky's ideas in studies of the Institute of the Earth's Crust, SB RAS. In: Yu.G. Leonov, V.N. Strakhov (Eds), M.V. Gzovsky and development of tectonophysics. Nauka, Moscow, p. 245–265 (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Адамович А.Н., Гладков А.С. Теоретические и практические следствия развития идей М.В. Гзовского в исследованиях Института земной коры СО РАН // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики / Отв. ред. Ю.Г. Леонов, В.Н. Страхов. М.: Наука, 2000. С. 245–265].

Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A., Adamovich A.N., Lobatskaya R.M., Lysak S.V., Levi K.G., 1992. Faulting in the Lithosphere. Extension Zones. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 262 p. (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Адамович А.Н., Лобацкая Р.М., Лысак С.В., Леви К.Г. Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения. Новосибирск: Наука. СО, 1992. 262 с.].

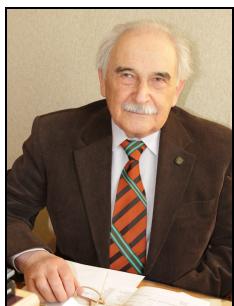
Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., Lobatskaya R.M., Adamovich A.N., Truskov V.A., Babichev A.A., 1991. Faulting in the Lithosphere. Shear Zones. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 261 p. (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука. СО, 1991. 261 с.].

Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Cheremnykh A.V., 1999. Destructive zones and fault-block structure of Central Asia. *Tikhookeanskaya Geologiya* 18 (2), 41–53 (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж., Черемных А.В. Деструктивные зоны и разломно-блочные структуры Центральной Азии // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 2. С. 41–53].

Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Gladkov A.S., Adamovich A.N., Kuz'min S.B., 1996. Experiences of application of tectono-physical analysis to assessment of tectonic activity and seismic hazard in the region of the Sayano-Shushenskaya Hydro-Power Station, East Sayan. *Geologiya i Geofizika* (5), 89–96 (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж., Гладков А.С., Адамович А.Н., Кузьмин С.Б. Опыт применения тектонофизического анализа при оценке тектонической активности и сейсмической опасности района Саяно-Шушенской ГЭС (Западный Саян) // Геология и геофизика. 1996. № 5. С. 89–96].

Sherman S.I., Tsurkan E.A., 2006. Slow deformation waves as a source and trigger mechanism of recent activation of faults in Central Asia. In: Geodynamic evolution of the lithosphere in the Central Asian mobile belt. Proceedings of the Conference, Issue 4, Vol. 2. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 219–223 (in Russian) [Шерман С.И., Цуркан Е.А. Медленные деформационные волны как источник и триггерный механизм современной активизации разломов Центральной Азии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: Материалы совещания. Вып. 4. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 2. С. 219–223].

Zuev L.B., Danilov V.I., Barannikova S.A., 2008. Physics of Macrolocation of Plastic Flow. Nauka, Novosibirsk, 328 p. (in Russian) [Зуев Л.Б., Данилов В.И., Баранникова С.А. Физика макролокализации пластического течения. Новосибирск: Наука, 2008. 328 с.].



Шерман Семен Иоанович, академик Российской академии естественных наук, докт. геол.-мин. наук, профессор, г.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел.: (3952)428261; e-mail: ssherman@crust.irk.ru

Sherman, Semen I., Academician of the Russian Academy of Natural Sciences, Doctor of Geology and Mineralogy, Professor, Chief Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel.: (3952)428261; e-mail: ssherman@crust.irk.ru



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



Борняков Сергей Александрович, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
e-mail: bornyak@crust.irk.ru

Bornyakov, Sergei A., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: bornyak@crust.irk.ru



SCALE EFFECT IN SEISMOTECTONICS

G. G. Kocharyan

Institute of Geosphere Dynamics RAS, Moscow, Russia

Abstract: This publication consolidates and analyses experimental data in a wide range of scales in seismotectonics and geomechanics, from a micro-size seismic event (an earthquake focus of a few centimetres) to a mega earthquake. It reviews regularities in changes of geometric parameters of faults and fractures in various ranks, their mechanical properties, linear sizes of earthquake foci, time of preparation of dynamic events, and seismic energy.

Averaging through the whole range of scales yields ratios close to the law of geometrical similarity. A more detailed consideration gives grounds to conclude that several hierarchic levels can be distinguished and, in different scale, changes of parameters of events follow laws that differ and often deviate from the laws of similarity.

It is shown that linear sizes, L from ~ 500 to 1000 m comprise a transitional range that is a border between two ranges characterized by significantly different scale ratios. Seismicity with shallow foci which is associated with mining operations should be noted separately.

According to energy calculation with reference to categories of seismic events, it is established that earthquakes of the Baikal rift system show an anomalous trend of strongly increasing specific energy with increasing scales. In the range of moment magnitudes from 5 to 6.3, an average specific value of seismic energy is higher than an average global value for the same range at least by a factor of 25. It should be clarified whether such an effect is an artefact related to errors in seismic energy calculations or an actual physical effect that is still unexplained.

Key words: fault, earthquake, focus, seismic energy, seismic moment, seismic effectiveness.

Recommended by S.I. Sherman

Citation: Kocharyan G.G. 2014. Scale effect in seismotectonics. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (2), 353–385. doi:10.5800/GT-2014-5-2-0133.

МАСШТАБНЫЙ ЭФФЕКТ В СЕЙСМОТЕКТОНИКЕ

Г. Г. Кочарян

Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия

Аннотация: В настоящей работе собран и проанализирован обширный ряд экспериментальных данных во всем диапазоне масштабов, который относится к сейсмотектонике и геомеханике, – от микрособытий с линейным размером очага порядка нескольких сантиметров до мегаземлетрясений. Рассмотрены закономерности изменения геометрических характеристик разноранговых разломов и трещин и их механических свойств, линейных размеров очага землетрясения, времени подготовки динамического события и сейсмической энергии.

Усреднение по всему диапазону масштабов дает соотношения, близкие к закону геометрического подобия. Более детальное рассмотрение позволяет обнаружить, что существует несколько иерархических уровней, в которых изменение параметров событий с масштабом происходит по разным законам, зачастую сильно отклоняющимся от законов подобия.

Показано, что линейные размеры $L \sim 500$ – 1000 м являются некоторой переходной областью, которая оказывается границей между двумя диапазонами, в которых масштабные соотношения существенно разные. Следует отличать и

шахтную сейсмичность, глубина очагов которой невелика.

Установлено, что для землетрясений Байкальской рифтовой системы отмечается аномальная тенденция сильного возрастания приведенной энергии, рассчитанной по величине класса события, с увеличением масштаба. В интервале моментных магнитуд от 5 до 6.3 усредненное приведенное значение сейсмической энергии превышает среднемировую величину для этого диапазона, по крайней мере, в 25 раз. Необходимо разобраться, является ли этот эффект артефактом, связанным с некорректным расчетом величины сейсмической энергии, или имеет место не объясненный пока физический эффект.

Ключевые слова: разлом, землетрясение, очаг, сейсмическая энергия, сейсмический момент, сейсмическая эффективность.

1. ВВЕДЕНИЕ

Предположение о подобии физических процессов является одним из наиболее продуктивных допущений в науке, поскольку дает основание для экстраполяции величин, полученных на одном масштабном уровне, на задачи совершенно другого класса. Так, при использовании приближения геометрического подобия все размеры и характерные времена задачи нормируются на корень кубический из энергии события ϵ . Такой подход используется, например, в задаче о взрыве в безграничной изотропной однородной среде, что позволяет легко пересчитывать линейные параметры, известные для взрыва заряда с энергией ϵ_1 , на случай взрыва с энергией ϵ_2 . Хотя в более сложных случаях (наличие свободной поверхности, неоднородный, анизотропный массив и др.) наблюдаются отклонения от законов подобия, последние с успехом используются на практике, обеспечивая приемлемую точность оценок [Rodionov *et al.*, 1971].

Удобство и красота гипотезы о самоподобии геофизической среды привели М.А. Садовского с коллегами к блочно-иерархической модели земной коры [Sadovsky *et al.*, 1988]. Как известно, согласно этой модели, кора состоит из ряда блоков, размеры которых определяются универсальным шагом иерархической делимости среды (средним отношением линейных размеров блоков соседних уровней), остающимся примерно постоянным от микрообъектов до структур планетарного масштаба.

Использование представлений о самоподобном блоковом строении земной коры неизбежно приводит к необходимости введения иерархии межблочных промежутков – тектонических трещин и разломов. Между тем для этих объектов ситуация представляется куда менее очевидной. Даже на первый взгляд гораздо труднее обнаружить подобие между сомкнутой трещиной в массиве скальных пород и крупной разломной зоной, чем между ограничивающими ими блоками. Как геометрия, так и механические свойства нарушенных сплошности нелинейно изменяются с масштабом [Kocharyan, 2010], что, несомненно, необходимо учиты-

вать при построении моделей.

Корректно использовать масштабные соотношения необходимо и при интерпретации сложных закономерностей пространственно-временного распределения сейсмических событий разного масштаба [Sherman, 2009, 2013].

Важнейшим свойством разломных зон, отличающим их от большинства других областей земной коры, является быстрая, по сравнению с вмещающим массивом, эволюция их геометрии, механических и реологических характеристик. При этом «быстрым», по отношению к геологическим временам, является период времени как первые секунды, в течение которых происходит динамическая подвижка по разлому, так и тысячи лет, за которые может происходить фактическое восстановление сплошности крупных разрывов путем заполнения участков повышенной пористости новообразованными минеральными агрегатами при осаждении их из газоводных растворов или посредством перекристаллизации [Ruzhich *et al.*, 1990].

Свойства разломных зон определяются сложной комбинацией механических и химических процессов разного масштаба. Доминирующими механическими процессами на микро-, мезо- и макроуровнях являются, соответственно, разрушение, вращение и переупаковка зерен материала заполнителя трещин [Mair *et al.*, 2002], разрушение старых и формирование новых эффективных путей трансляции напряжений, распад и консолидация блоковых структур [Sadovsky *et al.*, 1988]. Химические процессы, включая гидротермальные реакции, цементацию, перекристаллизацию, компрессионные растворение и осаждение, кольматацию трещин и т.д., могут изменить прочность и деформационные характеристики разломной зоны посредством трансформации минералов, уплотнения и упрочнения заполнителя [Ruzhich *et al.*, 1990; Sibson *et al.*, 1975 и др.]. Эти процессы приводят и к изменению гидравлических характеристик, что, в свою очередь, может изменить напряженное состояние системы. Фрикционная прочность нарушенных сплошности также может возрастать со временем вследствие увеличения реальной площади контакта [Dieterich, 1978] и адгезии [Scholz,

1988]. В силу вышесказанного можно предположить, что восстановление прочности сейсмогенных разрывов разного масштабного уровня определяется различными физическими процессами, что должно сказываться на закономерностях масштабирования времени подготовки землетрясений.

К. Аки, сравнивая спектры землетрясений разного масштаба, предположил, что в первом приближении процесс в очаге инвариантен по отношению к масштабу события, что означает выполнение соотношений подобия [Aki, 1967]. При этом необходимым условием подобия является выполнение предположения об одной и той же физике процессов, происходящих в очагах событий, сильно различающихся по энергии. Другая точка зрения заключается в том, что наблюдается систематическое увеличение значений приведенной энергии с масштабом события [Kanamori *et al.*, 1993]. Это означает, что динамика формирования разрыва при землетрясениях разного масштаба отличается.

Несмотря на большое число публикаций, вышедших в последние годы, единая позиция в сейсмологическом сообществе до сих пор не выработана. Гипотеза выполнения законов подобия поддерживается, например, в работах [Choy, Boatwright, 1995; Ide and Beroza, 2001; Ide *et al.*, 2003; Yamada *et al.*, 2007; Kwiatak *et al.*, 2011], а противоположная точка зрения – в [Kanamori *et al.*, 1993; Abercrombie, 1995; Mayeda, Walter, 1996; Mayeda *et al.*, 2005; и др.]. Причинами различий в интерпретации данных являются, вероятно, существующие проблемы в измерении величины энергии, излученной землетрясением. Если величина сейсмического момента измеряется достаточно надежно и различия в значениях M_0 , определенных разными авторами, редко превышают двукратную величину, то пределы вариации сейсмической энергии значительно больше.

В настоящей работе собран и проанализирован максимально возможный ряд экспериментальных данных во всем диапазоне масштабов, который относится к сейсмотектонике и геомеханике, – от микрособытий с линейным размером очага порядка нескольких сантиметров до мегаземлетрясений. Рассмотрены закономерности изменения с масштабом геометрических характеристик разломов и трещин и их механических свойств, линейных размеров очага землетрясения, времени подготовки динамического события и сейсмической энергии. При отборе данных мы пользовались определенными критериями, которые будут сформулированы ниже.

2. ПОДОБИЕ ПРИ РАЗЛОМООБРАЗОВАНИИ

При описании структурных характеристик разломных зон широко применяются эмпирические масштабные соотношения, связывающие длину разлома L , ширину разломной зоны W и амплитуду смещения по

разрыву D [Sherman, 1977; Sherman *et al.*, 1991, 1992, 1994; Levi, Sherman, 1995; и мн. др.]. Для связи между этими параметрами чаще всего используют степенные соотношения типа:

$$W = \alpha \cdot D^a, \quad (1)$$

$$D = \beta \cdot L^b, \quad (2)$$

$$W = \chi \cdot L^c. \quad (3)$$

Во многих публикациях показатели степени в соотношениях (1) – (3) чаще всего близки к 1, а коэффициенты α , β и χ изменяются в широких пределах. Так, по данным [Sherman *et al.*, 1983], χ изменяется в диапазоне от 0.02 до 0.10, соответственно, для трансрегиональных и локальных разломов, а β – от 0.01 до 0.08 при вероятном значении $\beta = 0.03$. По данным [Hull *et al.*, 1988], $\alpha \approx 0.016$ для магистральных зон катастического типа и $\alpha \approx 0.48$ – для милонитов. При этом некоторыми авторами высказывались существенные сомнения о пригодности соотношений типа (1) – (3), основанные, прежде всего, на очень большом разбросе экспериментальных данных [Blenkinsop, 1989; Evans, 1990].

Близость показателей степени в выражениях (1) – (3) к единице означает выполнение соотношений подобия для процесса разломообразования – все линейные размеры связаны прямой пропорциональностью. В работах В.Н. Опарина даже предложен некий «геомеханический инвариант» – универсальная константа $\theta \approx 0.5 \cdot 10^{-2}$, равная отношению размера нарушения сплошности поперек простирания к «диаметру блока соответствующего иерархического уровня» [Kurlenya, Oparin, 1999].

Есть, однако, основания полагать, что масштабирование и структурных, и механических параметров нарушений сплошности имеет более сложный характер. При построении структурных соотношений следует аккуратно подходить к отбору используемого материала, поскольку параметры нарушений сплошности помимо масштаба зависят от множества факторов. Эта проблема может быть особенно острой, когда объединяются ряды данных из областей с разными литологическими и тектоническими условиями.

Хотя структурная схема строения разломной зоны является общепринятой [Rats, Chernyshev, 1970; Sibson, 2003], размер разломной зоны в направлении поперек простирания является весьма неопределенной величиной. Различия в данных, полученных по визуальным наблюдениям и по результатам геофизических исследований, часто весьма велики и могут достигать десятков раз [Kocharyan, Spivak, 2003].

В центральной части разломной зоны располагается одна или несколько «центральных или магистральных зон» (Fault core) – участков локализации деформаций, выполненных обычно глиной трения или ультрака-

таклизитом. Ширина участков локализации деформаций довольно мала и для сейсмогенных разломов составляет величину от нескольких сантиметров до первых метров. Даже для мегаземлетрясения Тохоку 2011 г., $M=9.2$, поперечный размер участка локализации косесямического перемещения составил, по данным бурения, не более 5 м [Lin *et al.*, 2013]. Внутри этих зон локализации деформаций полосы интенсивного измельчения зерен определяют зону магистрального сместителя (*Principal slip zone*), толщина которой составляет всего лишь 1–10 см [Sibson, 2003; Chester F.M., Chester J.S., 1998]. На периферии разлома находится зона влияния (*damage zone*) толщиной от метров до сотен метров, ассоциирующаяся обычно с зоной повышенной, по сравнению с вмещающим массивом, плотности трещин. Предложено понятие «сейсмогенной» ширины разломной зоны – области, в которой сосредоточена основная часть очагов землетрясений, приуроченных к рассматриваемой структурной единице [Kocharyan *et al.*, 2010; Kocharyan *et al.*, 2011].

Рост разлома на начальной стадии развития происходит, как правило, на уже существующих в массиве плоскостях ослабления. Как считают многие авторы [Sherman *et al.*, 1983; Seminsky, 2003; Walsh, Watterson, 1988; Walsh *et al.*, 2002; Childs *et al.*, 2009], более крупные разломы часто являются результатом роста и объединения более мелких структур. Понятно, что такой способ формирования крупных разломных зон будет влиять на масштабные соотношения. Например, при коалесценции двух мелких нарушений результирующая длина может быть заметно больше по отношению к другим линейным параметрам, чем если бы разлом рос как отдельная структура. В ходе дальнейшей эволюции рост кумулятивного смещения может привести к опережающему темпу увеличения эффективной ширины зоны влияния.

Из результатов модельных экспериментов и натурных наблюдений [Sherman *et al.*, 1983; Kuksenko, 1986; Seminsky, 2003; Walsh *et al.*, 2002] следует, что объединенные сегменты начинают доминировать при дальнейшем деформировании, т.е. деформация локализуется именно на этих участках, а активность на более мелких структурах затухает. Этот эффект отчасти объясняет большой разброс данных на зависимостях типа (1) – (3).

Зона нарушенного материала в окрестности разлома образуется уже на начальной стадии его формирования (стадия «распространения носика трещины») и, согласно теории износа [Scholz, 1990], постепенно увеличивается по мере увеличения амплитуды бортов. При этом ряд проведенных исследований показывает, что на некотором этапе эволюции скорость увеличения размера нарушенной зоны заметно замедляется [Kocharyan *et al.*, 2010; Mitchell, Faulkner, 2009], что связано с разрушением неоднородностей определенного иерархического уровня. Механическим аналогом этой стадии развития нарушения является переход к стадии

«остаточной прочности», который наблюдается в лабораторных экспериментах [Kocharyan, Spivak, 2003], а для разломных зон описан К.Ж. Семинским [Seminsky, 2003].

Разломы, достигшие этой стадии развития, можно назвать «сформировавшимися» (*mature faults*) [Kocharyan *et al.*, 2010; Savage, Brodsky, 2011]. В работе [Kocharyan *et al.*, 2010] предложено условие, которое должно выполняться для сформировавшихся разломов:

$$D > 0.05L^{2/3}, \quad (4)$$

где длина разлома L и кумулятивная величина смещения по разлому L выражены в метрах.

На рис. 1 приведена построенная по результатам нескольких исследований зависимость максимального смещения по разлому от его длины. Можно видеть, что достаточно четко выделяются два интервала. В первый входят трещины и разломы небольшой длины – $L < \sim 1000$ м. В этом интервале амплитуда смещения примерно пропорциональна длине нарушения сплошности. Наилучшее приближение данных методом наименьших квадратов (коэффициент корреляции $R=0.83$) дает соотношение:

$$D = 0.02 \cdot L^{0.93}. \quad (5)$$

При этом можно предположить, что в этом интервале длин разломы нельзя считать сформировавшимися. Об этом свидетельствует то, что для большей части данных в этом диапазоне не выполняется условие (4). Соотношение (4) показано на рис. 1 синей линией. Во втором интервале – $L > \sim 1000$ м – практически все данные находятся в диапазоне для сформировавшихся разломов, а наилучшее приближение ($R=0.91$):

$$D = 0.0003 \cdot L^{1.45}. \quad (6)$$

Анализ данных исследований, содержащих сведения об эффективной ширине разломных зон, также приводит к выводу об изменении масштабных соотношений при переходе к сформировавшимся разломным зонам [Kocharyan *et al.*, 2010].

Судя по результатам, опубликованным в 1990–2010 гг., на зависимости $W(L)$ отчетливо выделяются два участка. При небольших смещениях ($D < 10$ м) наилучшее приближение ($R=0.66$) дает соотношение:

$$W = 2.18 \cdot D^{0.68}. \quad (7)$$

Для разломов со смещением берегов выше 10 м скорость увеличения мощности зоны влияния существенно ниже и при значительном разбросе данных ($R=0.30$) описывается соотношением:

$$W = 8.94 \cdot D^{0.29}. \quad (8)$$

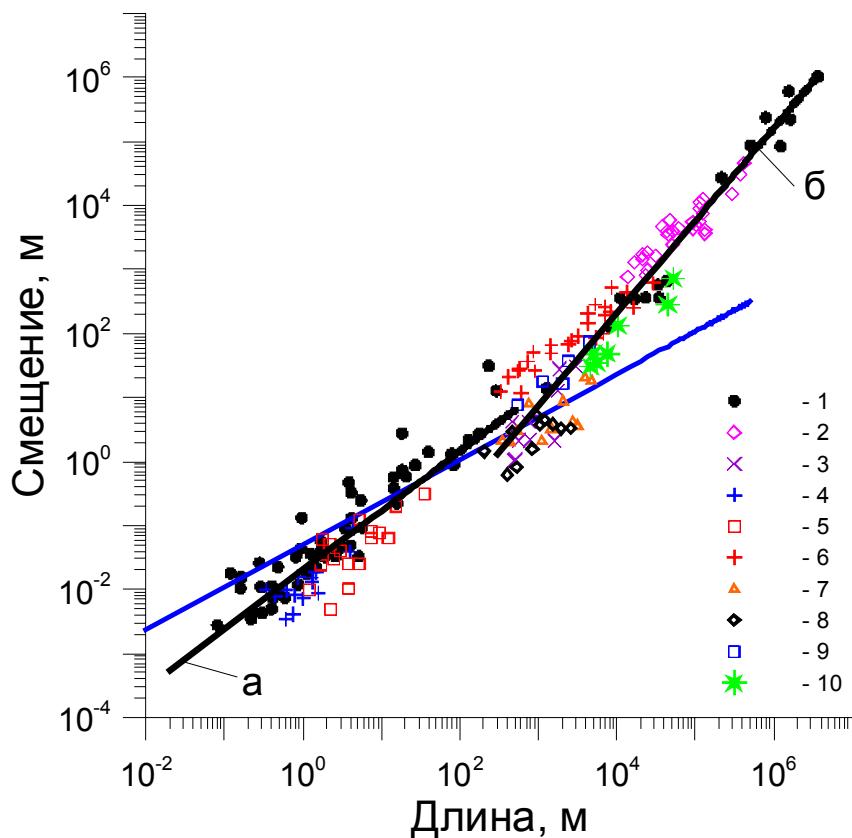


Рис. 1. Зависимость максимального смещения по разлому от его длины.

1 – [Ruzhich, Sherman, 1978]; 2 – [Elliott, 1976]; 3 – [Krantz, 1988]; 4 – [Muraoka, Kamata, 1983]; 5 – [Peacock, Sanderson, 1991]; 6 – [Villemain et al., 1995]; 7 – [Walsh, Watterson, 1987]; 8–10 – [Watterson, 1986]. Синяя линия – соотношение (4); черные линии – наилучшее приближение данных в диапазоне $L < 500$ м (а) и $L > 500$ м (б). В первом интервале для значительной части данных не выполняется условие (4), т.е. разломы нельзя считать сформировавшимися.

Fig. 1. Maximum displacement along faults versus fault length.

1 – [Ruzhich, Sherman, 1978]; 2 – [Elliott, 1976]; 3 – [Krantz, 1988]; 4 – [Muraoka, Kamata, 1983]; 5 – [Peacock, Sanderson, 1991]; 6 – [Villemain et al., 1995]; 7 – [Walsh, Watterson, 1987]; 8–10 – [Watterson, 1986]. Blue line – ratio (4); black lines – the best approximation of data for $L < 500$ m (a) and $L > 500$ m (b). For $L < 500$ m, the majority of the data do not follow condition (1), i.e. the faults cannot be considered completely formed.

Такое поведение соответствует развитым в механике материалов моделям износа поверхностей [Scholz, 1990], а также результатам численного моделирования формирования разрушенной зоны при сдвиге шероховатых поверхностей [Kocharyan et al., 2010]. Важно подчеркнуть, что независимые ряды данных, приведенные на рис. 1 и рис. 2, показывают примерно одну и ту же границу, на которой происходит переход от одних масштабных соотношений к другим. Эта граница соответствует накопленному перемещению в первые десятки метров и, соответственно, длинам разломов порядка 1 км.

Из зависимостей (5) – (8) получаем соотношения, связывающие ширину зоны влияния с длиной разлома:

$$W = \begin{cases} 0.15L^{0.63}, & L < \sim 1000\text{м} \\ 0.85L^{0.42}, & L > \sim 1000\text{м} \end{cases}, \quad (9)$$

которые показаны на рис. 3. Под шириной зоны влияния здесь следует понимать ширину участка с повышенной, по сравнению с фоновой, степенью трещиноватости.

Проведенный анализ показывает, что соотношения между структурными характеристиками разломных зон (длина, ширина, кумулятивное смещение) описываются нелинейными степенными зависимостями, причем эти зависимости разные для развивающихся и сформировавшихся разломных зон.

Перейдем теперь к масштабированию механических характеристик блочно-иерархической среды. Хорошо известно, что такие параметры, как скорость распространения упругих волн, прочность материала, упругие модули и т.д., в определенной степени зависят от масштаба задачи. Так, при увеличении базы измерений в массиве кварцитов с 10 см до 500 м, скорость распространения поперечных волн снизилась с 3300 до

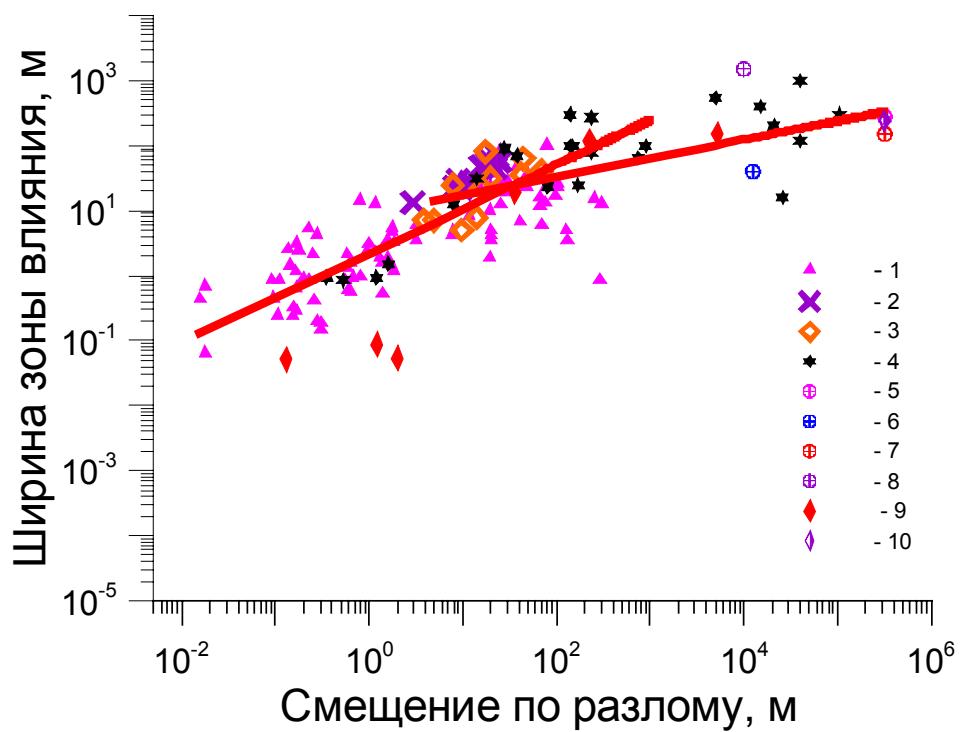


Рис. 2. Зависимость ширины зоны влияния от амплитуды перемещения по разлому.

1 – [Beach *et al.*, 1999]; 2 – [Shipton, Cowie, 2001]; 3 – [Fossen, Hesthammer, 2000]; 4 – [Savage, Brodsky, 2011]; 5 – [Bradbury *et al.*, 2007]; 6 – [Heermance *et al.*, 2003]; 7 – [Li *et al.*, 2004]; 8 – [Cochran *et al.*, 2009]; 9 – [Mitchell, Faulkner, 2009]; 10 – [Zoback *et al.*, 2008]. В областях больших амплитуд перемещений в сформировавшихся разломных зонах их ширина растет существенно медленнее, чем при небольших перемещениях.

Fig. 2. Width of fault impact zones versus amplitude of displacement along faults.

1 – [Beach *et al.*, 1999]; 2 – [Shipton, Cowie, 2001]; 3 – [Fossen, Hesthammer, 2000]; 4 – [Savage, Brodsky, 2011]; 5 – [Bradbury *et al.*, 2007]; 6 – [Heermance *et al.*, 2003]; 7 – [Li *et al.*, 2004]; 8 – [Cochran *et al.*, 2009]; 9 – [Mitchell, Faulkner, 2009]; 10 – [Zoback *et al.*, 2008]. In areas where displacement amplitudes are large in the completely formed fault zones, widths of such zones increase significantly slower than in case of small displacements.

2600 м/с, а соответствующее значение модуля сдвига в 1.6 раза [Besedina *et al.*, 2013]. Однако этот эффект существенен на относительно малых глубинах до 1–2 км, где литостатическое давление не слишком велико. Его необходимо учитывать при анализе антропогенных процессов, таких, как шахтная сейсмичность или сейсмичность, наведенная заполнением водохранилищ.

Можно полагать, что на глубинах, характерных для природной сейсмичности, механические характеристики геоматериала блоков в первом приближении остаются неизменными. При проведении оценок за характерное значение модуля сдвига материала обычно принимают величину $\mu \approx 2 - 5 \cdot 10^{10}$ МПа [Kanamori, Brodsky, 2004].

Более сложная картина возникает при рассмотрении масштабных соотношений относительно межблочных промежутков. Исследования, проведенные в последние два десятилетия, позволили оценить интегральные механические характеристики тектонических трещин и разломных зон в условиях естественного за-

легания [Kostyuchenko *et al.*, 2002; Kocharyan *et al.*, 2010]. Такие величины, как нормальный E и сдвиговой G модули деформации нарушения, которые с успехом используются, например, при численном моделировании геодинамических процессов [Nazarova *et al.*, 2010], имеют очевидный недостаток. При их использовании требуется вводить такой параметр, как эффективная «толщина» трещины или разлома. Как мы видели выше, этот параметр является в значительной степени неопределенным как для тонких трещин, так и для протяженных разломных зон. В то же время, в соответствии с (9), поперечный размер нарушений сплошности составляет всего лишь доли процента от их длины. Это позволяет рассматривать их в первом приближении как плоские протяженные образования. В связи с этим оказалось удобным характеризовать деформационные свойства нарушений сплошности не модулем деформации геоматериала, а нормальной k_n и сдвиговой k_s жесткостями:

$$k_n = d\sigma_n / dW_n, \quad k_s = d\tau / dW_s \quad (10)$$

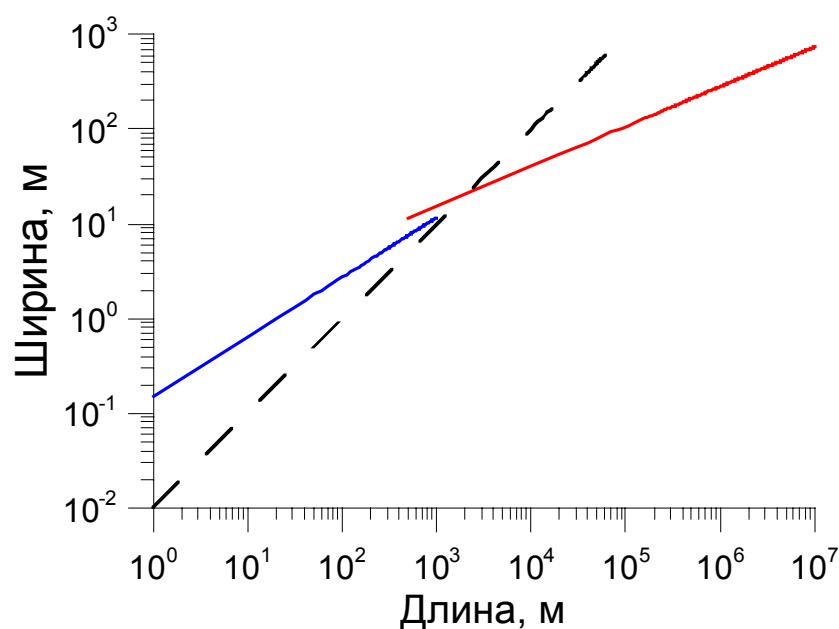


Рис. 3. Зависимость ширины зоны влияния разлома от его длины.

Пунктиром для ориентира приведена зависимость $W=0.01L$ (уравнение 3).

Fig. 3. Width of fault impact zones versus fault length.

Coloured lines – ratio (3). Dotted line – ratio $W=0.01L$ shown for reference.

где σ_n и τ_n – нормальные и сдвиговые эффективные напряжения, действующие в окрестности разрыва, а W_n и W_s – относительное нормальное и сдвиговое перемещение его берегов.

Если модули деформации $E = \partial\sigma_n / \partial\varepsilon$; $G = \partial\tau / \partial\gamma$ определяют наклон графика зависимости напряжение – относительная деформация, то жесткости в соответствии с (10) согласуются с наклоном графика зависимости напряжение – межблоковое перемещение или напряжение – абсолютная деформация.

Поскольку в литературе существует определенная путаница при использовании термина «жесткость разлома» (*fault stiffness*), остановимся на этом вопросе подробнее.

Некоторые авторы работ (например [Kostrov, Das, 1986]) в расчетах используют линейное приближение для оценки жесткости разлома, определяя ее как отношение осредненных по толщине напряжений к среднему перемещению по разлому $k = \frac{\bar{\tau}}{\bar{\delta}}$. Х. Канамори [Kanamori, Brodsky, 2004] и К. Шольц [Scholz, 1998] определяют жесткость разлома в виде отношения:

$$K = \chi \frac{\mu}{L_c} , \quad (11)$$

где $\chi \approx 1$ – коэффициент формы, а L_c – некий характерный размер зоны нуклеации (*Nucleation zone*), которая обычно ассоциируется с некоторым контактным

пятном или «зацепом» (asperities). Оценки характерного размера L_c для разломных зон изменяются в очень широких пределах – от сантиметров [Kanamori, Brodsky, 2004] до километра [Scholz, 1998]. Использование современных моделей трения дает величину $L_c \sim 1$ м [Lapusta, Rice, 2003]. Определение (11) следует из идеализированного представления разлома в виде бесконечно тонкого контакта и является, с нашей точки зрения, не очень удачным. Так, например, оценка по (11) дает $K \approx \frac{\mu}{L_c} \sim \frac{5 \cdot 10^{10} \text{ Па}}{1 \text{ м}} \sim 5 \cdot 10^{10} \frac{\text{Па}}{\text{м}}$, что находится в явном противоречии с экспериментальными данными [Kostyuchenko et al., 2002]. Кроме того, пока совершенно неясны закономерности изменения параметра L_c , а соответственно и жесткости (11) с масштабом.

Для пояснения смысла введения жесткости разлома в виде (10) рассмотрим участок среды, содержащий нарушение сплошности. Несложно показать, что эффективный упругий модуль рассматриваемой области будет определяться выражением:

$$\frac{1}{\mu_{\text{eff}}} = \frac{1}{(W + L_c)} \left(\frac{W}{\mu_f} + \frac{L_c}{\mu} \right) \approx \frac{1}{L_c} \left(\frac{W}{\mu_f} + \frac{L_c}{\mu} \right) ,$$

где L_c – расстояние между разломами рассматриваемого иерархического уровня, W – эффективная толщина нарушения, $W \ll L$, а μ_f и μ – упругие модули разломной зоны и вмещающей породы.

В это выражение входят трудноопределенные значения эффективной толщины разломной зоны l и ее модуля μ_f . Введение жесткости трещины в виде (10) позволяет записать в линейном приближении $k_s = \mu_f / W$ или $\frac{1}{\mu_{\text{эфф}}} = \frac{1}{L_c} \left(\frac{1}{k_s} + \frac{L}{\mu} \right)$, т.е. выразить эффективные характеристики среды в целом через упругие модули материала и жесткости нарушений сплошности. Отметим, что жесткости являются более чувствительными характеристиками, чем скорости распространения упругих колебаний. Во-первых, жесткость, как и упругие модули, пропорциональна квадрату скорости, т.е. ее вариации оказываются более значимыми. Кроме того, при локализации деформационного процесса в узкой области характеристики материала, заполняющего разлом, в том числе и средняя скорость распространения волн в разломной зоне, могут оставаться практически неизменными. В то же время деформационные характеристики разломной зоны могут заметно измениться, что неизбежно отразится на интегральной жесткости разломной зоны. Примером служит, например, образование очень тонкой локальной трещины. Пожалуй, единственной возможностью для определения «*in situ*» механических свойств разломных зон является использование сейсмических данных. Повышение интереса к строению и свойствам разломных зон привело к созданию новых методов, позволяющих исследовать именно зоны разломов.

Один из таких методов был предложен в начале 90-х годов и успешно использован на нескольких крупных разломных зонах США и Японии [Ben-Zion, Aki 1990; Li *et al.*, 1990; и др.]. Метод основан на анализе параметров каналовых волн, распространяющихся вдоль разломной зоны в тех случаях, когда сейсмический источник расположен внутри разломной зоны. Эти волны возникают благодаря многократным отражениям на границе между низкоскоростной областью внутри разломной зоны и высокоскоростными блоками вмещающего массива и обладают сильной дисперсией. Низкоскоростные пакеты каналовых волн значительно отстают от прямых объемных волн и могут быть выделены на сейсмограмме. Эффективная ширина низкоскоростного волновода может быть оценена в первом приближении просто из спектрального состава этих пакетов, а скорость распространения колебаний – из времени задержки низкоскоростных вступлений.

Одна из проблем применения этого метода – расширение низкоскоростной зоны вблизи поверхности. Если на глубине разломные зоны могут быть узкими, почти плоскими структурами, благоприятными для генерации и распространения каналовых волн, то ветвление разломной зоны вблизи поверхности резко расширяет низкоскоростную зону, способствуя рассеянию низкоскоростной каналовой волны, и создает трудности в выделении и идентификации медленных фаз.

В качестве источников каналовых волн используются как скважинные взрывы зарядов ВВ, так и мелкие землетрясения, очаги которых располагаются внутри разломной зоны. Использование каналовых волн позволяет оценить характерную ширину, а в отдельных случаях и структуру разломной зоны. Однако механические свойства разломных зон описываются при этом чрезвычайно упрощенно. Модели разломов, построенные по результатам подобных исследований, представляют собой слой с параллельными границами, которому приписана некоторая, определенная из эксперимента, скорость распространения упругих волн [Li *et al.*, 1990]. Иногда такие модели учитывают и изменение скорости распространения волн с глубиной [Li *et al.*, 2000].

Другой метод, разработанный примерно в это же время в Институте динамики геосфер РАН, основывается на анализе изменения динамических характеристик сейсмических волн при их взаимодействии с нарушениями сплошности массива горных пород. Не обладая высоким пространственным разрешением, такой подход позволяет исследовать зависимость жесткости разлома от амплитуды деформации, и даже, при надлежащем обеспечении измерений, построить реологическую кривую напряжение – деформация для разломной зоны. Основы метода и некоторые результаты измерений приведены в многочисленных публикациях, например [Kostyuchenko *et al.*, 2002; Kocharyan, Spivak, 2003; Kocharyan *et al.*, 2010; и др.]. Измерения проводились в разных геолого-тектонических условиях – на Балтийском щите, в Байкальской рифтовой зоне, в Семипалатинской области, в Хибинах, на Урале, на Восточно-Европейской платформе, в Средней Азии и т.д.

Результаты измерений нормальной жесткости трещин и разломов разных иерархических уровней показаны на рис. 4 крестами. Каждый значок представляет собой усреднение нескольких измерений, проведенных, как правило, на разных объектах.

Линиями на графике показаны зависимости:

$$k_n = \begin{cases} (9.7) \cdot 10^{12} L^{-1.44} \text{ Па/м,} & L < 500 - 1000 \text{ м,} \\ (1.4) \cdot 10^{10} L^{-0.41} \text{ Па/м,} & L > 500 - 1000 \text{ м} \end{cases}, \quad (12)$$

описывающие экспериментальные данные с коэффициентом корреляции, соответственно, $R=0.95$ и $R=0.98$. В (12) жесткость k измеряется в Па/м, а длина разлома L в метрах.

Для построения зависимости сдвиговой жесткости от масштаба нарушения воспользуемся данными, полученными нами на трещинах и разломах небольшого масштаба (синие значки на рис. 5), и опубликованными результатами исследований разломных зон методом каналовых волн. В последнем случае значения сдвиговой жесткости рассчитывались по простейшему соотношению $k_s = \frac{\rho \cdot C_s^2}{W}$, где W – ширина низкоскоростной зоны. Необходимо подчеркнуть, что

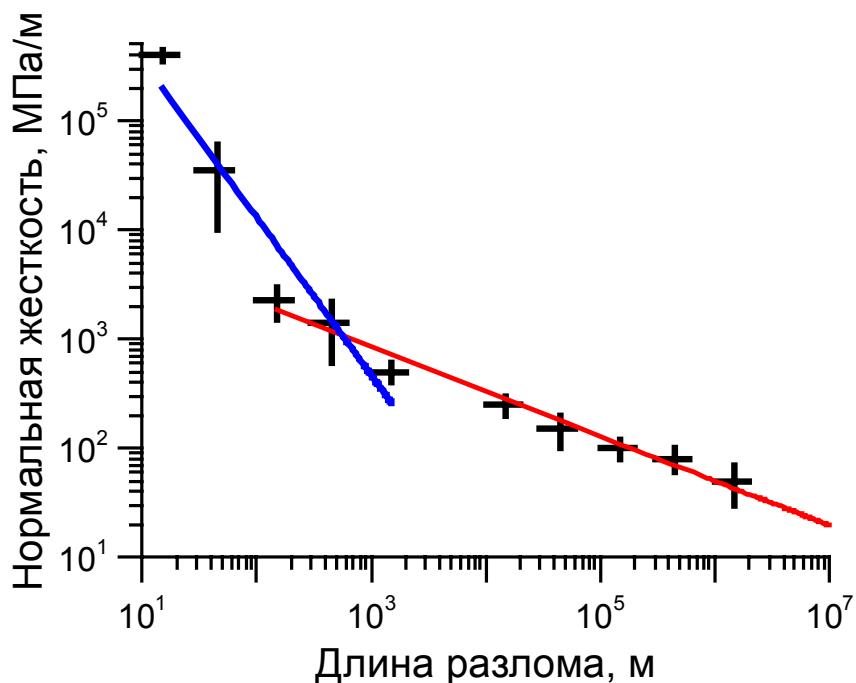


Рис. 4. Изменение величины нормальной жесткости разлома с масштабом.

Вертикальные и горизонтальные линии – разброс измеренных значений для каждого иерархического уровня. Линии – зависимости (12).

Fig. 4. Normal rigidity of faults versus scale.

Vertical and horizontal lines show a scatter of measured values of each hierachic level. Lines – functions (12).

существует довольно значительная неопределенность в интерпретации этих данных. Значения толщины низкоскоростного слоя и скорости распространения волн в методе каналовых волн получаются путем подгонки результатов численного моделирования до наилучшего соответствия результатам эксперимента. Понятно, что в большинстве случаев из-за ограниченного количества данных получаемые оценки неоднозначны. Кроме того, высказано мнение, что большинство данных, полученных путем обработки параметров каналовых волн, касаются лишь глубин до 3.5–4.0 км, в то время как на больших глубинах низкоскоростной слой менее выражен, а результаты интерпретации искажены наличием нарушенной области в верхней части разломных зон [Ben-Zion *et al.*, 2007], что требует изложенное рассматривать лишь в качестве ориентира.

Следует также иметь в виду, что на скорость распространения каналовых волн не оказывают влияния тонкие слои еще более мягкого материала, которые неизменно встречаются в разломных зонах. Так, скважина SAFOD вскрыла несколько тонких низкоскоростных пропластков, вероятно зон скольжения, в которых скорость поперечных волн по данным каротажа снижается до 1.6 км/с, а пористость достигает 20 % [Jeppson *et al.*, 2010]. Эти слои катастического глиносодержащего материала могут заметно снизить интегральную сдвиговую жесткость разломной зоны по

сравнению с рассчитанными значениями.

Действительно, справедливо соотношение [Kocharyan, Spivak, 2003]:

$$\frac{1}{k_s} = \frac{1}{k_{fz}} + \frac{n}{k_g}, \quad (13)$$

где k_s – сдвиговая жесткость разломной зоны, n – количество тонких зон скольжения, k_{fz} – жесткость зоны влияния, k_g – жесткость зон скольжения. Полагая, что $k_g \approx 500 - 700$ МПа/м, а $k_{fz} \sim 50 - 80$ МПа/м, нетрудно видеть, что несколько тонких зон снижают жесткость разломной зоны на 25–30 %. Сниженные на 30 % значения жесткости показаны на рис. 5 черными значками. Линиями на графике приведены зависимости:

$$k_s = \begin{cases} (1.5) \cdot 10^{11} L^{-1} \text{ Па/м, } L < 500 - 1000 \text{ м,} \\ (1.9) \cdot 10^9 L^{-0.32} \text{ Па/м, } L > 500 - 1000 \text{ м,} \end{cases} \quad (14a), \quad (14b)$$

описывающие экспериментальные данные с коэффициентом корреляции, соответственно, $R=0.87$ и $R=0.85$.

Таким образом, как и в случае с геометрическими характеристиками разломных зон, отчетливо проявляются два участка, на которых наблюдаются совершенно разные закономерности изменения механических

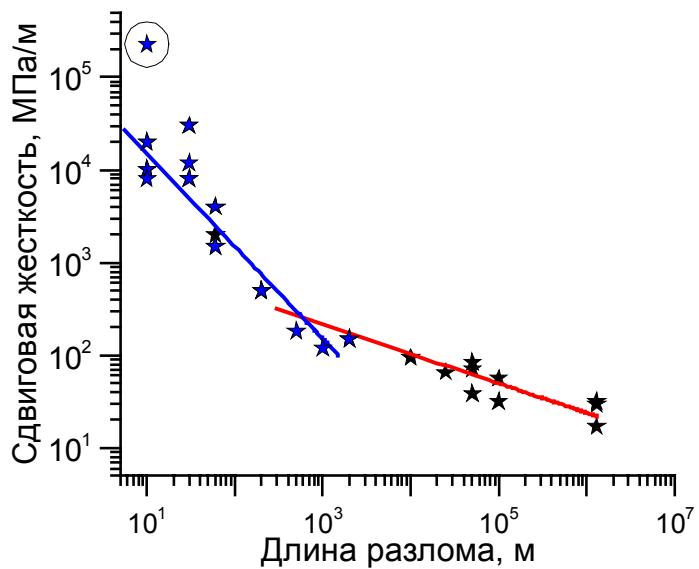


Рис. 5. Изменение величины сдвиговой жесткости с масштабом.

Синие значки – данные получены методом сейсмического просвечивания. Точка, обведенная кругом, не использовалась при построении регрессионной зависимости. Чёрные значки – данные получены методом канальных волн в работах [Li *et al.*, 1990, 2000; Ben-Zion *et al.*, 2003; Mizuno, Nishigami, 2006; Jahnke *et al.*, 2002].

Fig. 5. Shear rigidity versus scale.

Blue – seismic sounding data. The regression equation does not include the circled dot. Black – channel wave data from [Li *et al.*, 1990, 2000; Ben-Zion *et al.*, 2003; Mizuno, Nishigami, 2006; Jahnke *et al.*, 2002].

характеристик разломов с масштабом. При этом изменение происходит примерно в том же диапазоне масштабов, что и при разломообразовании.

3. ПОДОБИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ОЧАГОВ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

Одним из ключевых вопросов сейсмологии является вопрос о том, как соотносятся параметры землетрясений разного масштаба. Ответ определяет возможность использования многочисленных экспериментальных данных, полученных при мелких и средних событиях для прогноза таких параметров более крупных и разрушительных землетрясений, как характерные размеры очага, скорость распространения разрыва V_r , время развития процесса, рекуррентное время между последовательными событиями и т.д. Исследование масштабных соотношений включает сравнение статических и динамических параметров очага для событий разного масштаба.

Скалярный сейсмический момент M_0 :

$$M_0 = \mu \cdot \Delta U \cdot S, \quad (15)$$

где μ – модуль сдвига породы в очаге, S – площадь очага, ΔU – смещение по разрыву, является квазистатической мерой масштаба землетрясения в том смысле

ле, что величина M_0 не зависит от деталей развития процесса в очаге. Ясно, что «нормальное» землетрясение со скоростью распространения разрыва, близкой к скорости распространения поперечных волн, и так называемое «тихое», или «медленное», событие, при котором скорость распространения разрыва составляет десятки метров в секунду и менее, могут иметь один и тот же сейсмический момент при совершенно несопоставимой энергии излученных колебаний [Kocharyan *et al.*, 2013]. Отсюда наряду с сейсмическим моментом следует рассматривать второй независимо определяемый параметр – сейсмическую энергию E_s , т.е. часть энергии деформирования, излученную в виде сейсмических колебаний. Этот параметр, в отличие от M_0 , определяется именно динамикой развития разрыва и является динамической мерой масштаба землетрясения. Излученная энергия и сейсмический момент являются, пожалуй, ключевыми независимыми параметрами, регистрируемыми инструментально.

В качестве характеристики, применяемой для сопоставления событий различного масштаба, часто используется отношение $e = E_s / M_0$ (приведенная сейсмическая энергия) или кажущееся напряжение:

$$\sigma_a = \mu \cdot \frac{E_s}{M_0}. \quad (16)$$

Нетрудно видеть, что сейсмическая энергия выра-

жается из (15) и (16) как

$$E_s = \sigma_a \cdot \Delta U \cdot S, \quad (17)$$

откуда понятен физический смысл термина «кажущееся напряжение». Если сейсмическая энергия есть доля полной энергии деформации, излучаемая в виде упругой волны, то σ_a есть некоторая условная часть напряжений на разломе, работа которой не расходуется на разрушение или тепловые потери.

Хотя и смещение берегов ΔU и напряжение в окрестности разлома являются, вообще говоря, сложными функциями пространства и времени, часто полагают, что усредненное по всей площади плоскости разлома S значение напряжений, касательных к плоскости разлома, изменяется скачком от начальной величины σ_0 , до конечной σ_1 , так что

$$\overline{\Delta\sigma_s} = \frac{1}{S} \int_S \Delta\sigma_s dS = \frac{1}{S} \int_S (\sigma_0 - \sigma_1) dS. \quad (18)$$

Из известного решения задачи о дислокации в упругой среде [Keilis-Borok, 1959] следует, что скачок напряжений $\Delta\sigma$ при смещении по круговому разрыву пропорционален амплитуде смещения и обратно пропорционален радиусу Λ нарушения сплошности. В качестве ΔU чаще всего используется величина среднего перемещения вдоль разломной плоскости. Соответственно для среднего скачка напряжений верно:

$$\overline{\Delta\sigma_s} = \xi \mu \frac{\overline{\Delta U}}{\Lambda}, \quad (19)$$

где ξ – константа, зависящая от геометрии разрыва, а Λ – линейная характеристика очага.

Для небольших землетрясений (по определению К. Шольца «небольшими землетрясениями» считаются события, линейный размер области очага которых не превышает половины глубины сейсмогенного слоя [Scholz, 1982]) соотношение длины и ширины очага сохраняется. Тогда из (15) и (19) получаем в предположении постоянства величины $\overline{\Delta\sigma_s}$:

$$\frac{\Lambda_1}{\Lambda_2} = \frac{M_{0(1)}^{1/3}}{M_{0(2)}^{1/3}}, \quad (20)$$

т.е. линейные размеры нормируются на корень кубический из энергетической характеристики события, что означает геометрическое подобие процесса.

На практике часто полагают:

$$\Lambda = \sqrt{S} = \sqrt{L \cdot W}. \quad (21)$$

Соответственно, преобразуя совместно (15), (19) и

(21), получаем:

$$M_0 = \frac{1}{\xi} \Lambda S \overline{\Delta\sigma_s} \approx \frac{1}{\xi} \Lambda^3 \overline{\Delta\sigma_s} \approx \frac{1}{\xi} S^{3/2} \overline{\Delta\sigma_s}. \quad (22)$$

В настоящей работе мы обобщили и проанализировали большой массив данных, опубликованных в разные годы различными исследователями. Первый блок данных содержит сведения о длине очага землетрясений с глубиной гипоцентра не более 50 км. Мы использовали около 2000 событий в диапазоне моментных магнитуд $-3.5 \leq M_w \leq 9$.

Для крупных землетрясений длина разрыва определялась методом инверсии, по размеру облака афтершоков, из геодезических наблюдений. Для слабых землетрясений, афтершоковых последовательностей, шахтной сейсмичности радиус источника определялся по угловой частоте спектра с использованием одной из моделей типа Брюна [Brune, 1970] или Мадариаги [Madariaga, 2011]. В качестве характеристики масштаба события мы использовали исключительно величину сейсмического момента. Для крупных событий она определялась по Гарвардскому каталогу [<http://www.globalcmt.org>]. Для слабой сейсмичности использовались лишь те работы, в которых строились спектры зарегистрированных колебаний, а величина M_0 рассчитывалась по низкочастотной части спектра с учетом станционных поправок.

Собранные данные приведены на рис. 6 в виде зависимости сейсмического момента от длины очага. На рис. 6, а, показан весь ряд данных, а на рис. 6, б–г, отдельно три диапазона длин очагов. Линиями показаны регрессионные зависимости, построенные методом наименьших квадратов.

Для малых событий ($L \leq 1$ км) с моментными магнитудами, лежащими в диапазоне от -4 до $+4$ уравнение регрессии соответствует соотношению подобия (20):

$$M_0 = 9.2 \cdot 10^{14} \cdot L^{3.0} \quad (23)$$

с коэффициентом корреляции $R=0.98$.

Заметим, что соотношение (23) находится в соответствии с результатами измерения сдвиговой жесткости разломов и трещин (14), согласно которым в диапазоне длин $L \leq 1$ км жесткость обратно пропорциональна длине нарушения.

С увеличением длины скорость роста величины M_0 с масштабом несколько замедляется. В диапазоне длин разломов $1 \text{ км} < L \leq 50 \text{ км}$

$$M_0 = 2.90 \cdot 10^{15} \cdot L^{2.39} \quad (24)$$

с коэффициентом корреляции $R=0.87$.

Этот результат также находится в соответствии с соотношением (14), а именно с замедлением скорости

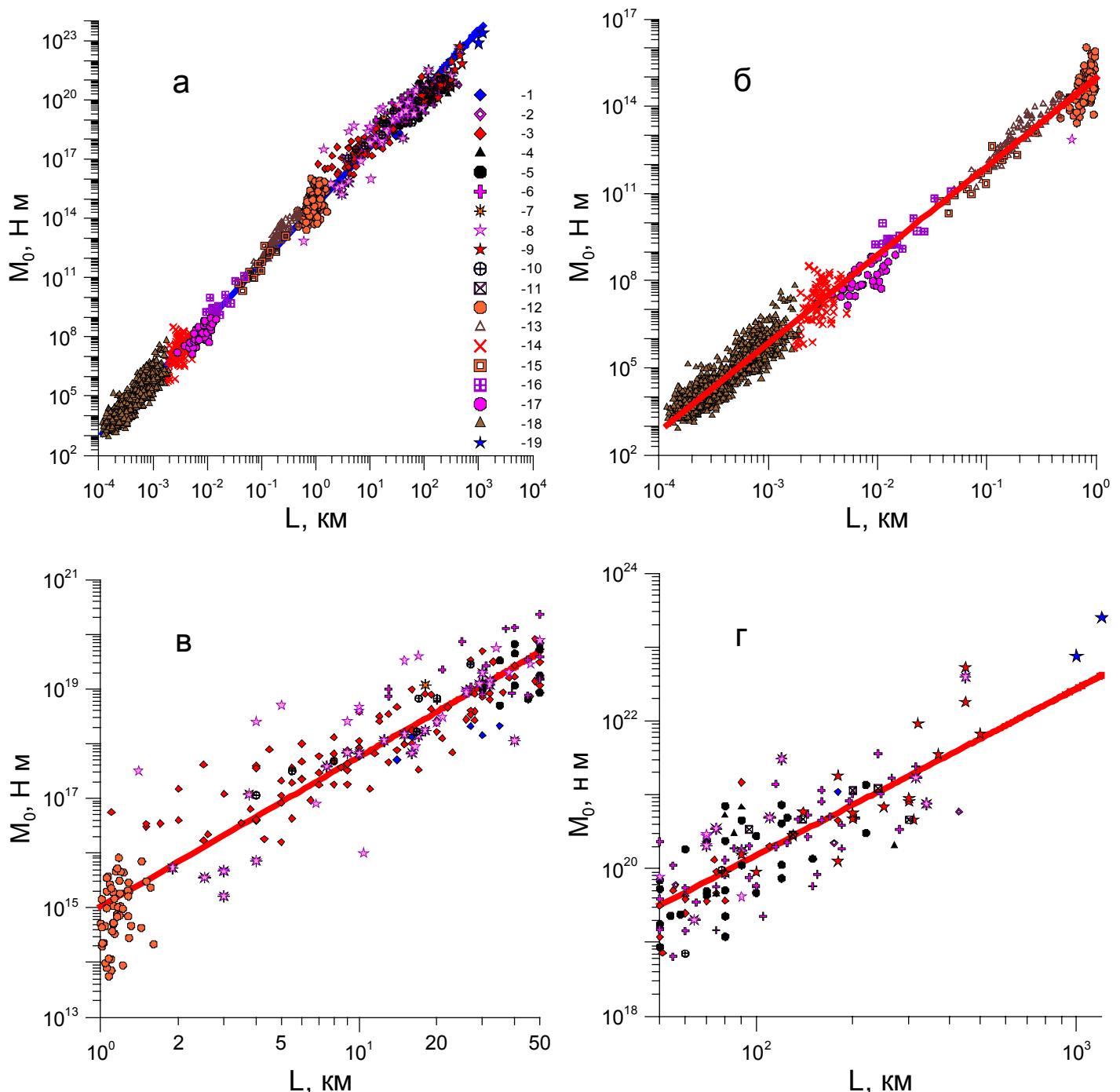


Рис. 6. Зависимость величины сейсмического момента от линейного масштаба события.

а – синей линией приведена зависимость $M_0 = 4.78 \cdot 10^{14} \cdot L^{2.94}$, описывающая весь набор данных с коэффициентом корреляции $R=0.99$; б-г – пояснения в тексте. 1 – [Mai, Beroza, 2000]; 2 – [Hanks, Bakun, 2008]; 3 – [Wells, Coppersmith, 1994]; 4 – [Scholz, 1982]; 5 – [Romanowicz, Ruff, 2002]; 6 – [Henry, Das, 2001]; 7 – [<http://www.seismo.ethz.ch/>]; 8 – [Manighetti et al., 2007]; 9 – [<http://earthquake.usgs.gov>]; 10 – [Mayeda, Walter, 1996]; 11 – [Venkataraman, Kanamori, 2004]; 12 – [Dobrynina, 2011]; 13 – [Domanski, Gibowicz, 2008]; 14 – [Urbancic, Young, 1993]; 15 – [Ide et al., 2003]; 16 – [Yamada et al., 2007]; 17 – [Oye et al., 2005]; 18 – [Kwiatek et al., 2011]; 19 – [Kanamori, Anderson, 1975].

Fig. 6. Seismic moment versus linear scale of events.

а – blue line – dependence $M_0 = 4.78 \cdot 10^{14} \cdot L^{2.94}$ describing the complete set of data with correlation coefficient $R=0.99$; б-г – see explanations in the text. 1 – [Mai, Beroza, 2000]; 2 – [Hanks, Bakun, 2008]; 3 – [Wells, Coppersmith, 1994]; 4 – [Scholz, 1982]; 5 – [Romanowicz, Ruff, 2002]; 6 – [Henry, Das, 2001]; 7 – [<http://www.seismo.ethz.ch/>]; 8 – [Manighetti et al., 2007]; 9 – [<http://earthquake.usgs.gov>]; 10 – [Mayeda, Walter, 1996]; 11 – [Venkataraman, Kanamori, 2004]; 12 – [Dobrynina, 2011]; 13 – [Domanski, Gibowicz, 2008]; 14 – [Urbancic, Young, 1993]; 15 – [Ide et al., 2003]; 16 – [Yamada et al., 2007]; 17 – [Oye et al., 2005]; 18 – [Kwiatek et al., 2011]; 19 – [Kanamori, Anderson, 1975].

снижения жесткости сформировавшихся разломов с масштабом, по сравнению с несформировавшимися нарушениями. В самом деле, вновь предполагая постоянство скачка напряжений $\Delta\sigma_s$, получаем, используя

$$(14) \text{ и } (15), \text{ что } \Delta U \sim \frac{\Delta\sigma_s}{k_s} \sim L^{0.32}, \text{ а } M_0 \sim L^{2.32}.$$

Наконец, для крупных землетрясений с разломами длиной $L > 50$ км получаем еще более пологую кривую:

$$M_0 = 4.57 \cdot 10^{15} \cdot L^{2.26} \quad (25)$$

с коэффициентом корреляции $R=0.63$.

Анализ причин, приводящих к подобному эффекту у крупных событий, впервые был выполнен К. Шольцем [Scholz, 1982]. Дело в том, что для «больших» землетрясений (линейный размер источника превышает глубину сейсмогенного слоя h_0) соотношение L/W сильно отличается от единицы и может изменяться в широких пределах. Так, например, известное землетрясение $M=7.8$ 1906 г. в Сан-Франциско имело длину разрыва 432 км, ширину – всего лишь 12–15 км, а при Гоби-Алтайском землетрясении $M=8.1$ 1964 г. длина разлома составила 300 км, а ширина достигала 20 км [Wells, Coppersmith, 1994], что отражает нарушение масштабного соотношения $M_0 \sim L^3$ для крупных событий.

Использование решения упругой задачи (19) для длинного разрыва совместно с (15) приводит к соотношению:

$$M_0 = \frac{\Delta\sigma}{C} L \cdot W^2. \quad (26)$$

Поскольку для «больших» землетрясений $W \sim h_0 = \text{const}$, получаем масштабное соотношение:

$$M_0 \sim L \quad (27)$$

или, поскольку площадь разрыва в данном случае увеличивается пропорционально длине, $M_0 \sim S$.

Анализ результатов наблюдений демонстрирует, однако, что в отличие от упругого решения (19), смещение по разрыву для больших землетрясений пропорционально не ширине, а длине разлома [Scholz, 1982], что соответствует и масштабным соотношениям для кумулятивного смещения по разломам типа (5), (6).

Соответственно, полагая, что $\Delta U = \kappa L$, имеем:

$$M_0 = \mu\kappa \cdot L^2 \cdot W, \quad (28)$$

или

$$M_0 \sim L^2. \quad (29)$$

Таким образом, закон соответствия момента землетрясения и линейных размеров очага оказывается различным для событий разного масштаба.

Подчеркнем, что при проведении анализа мы не делали различий между данными, полученными при землетрясениях с разными механизмами – сдвигами, сбросами и т.д., хотя отдаем себе отчет в том, что тектоническая обстановка оказывает существенное влияние на соотношения между параметрами. Так, например, по данным [Papazachos *et al.*, 2004] для землетрясений с $M \sim 6$ длины разрывов примерно одинаковы для всех типов очагов. При $M \sim 8$ длина разрыва при сдвиге уже вдвое превышает соответствующую величину для сброса. Похожие результаты в этом же диапазоне магнитуд можно найти в работах [Scholz, 1994; Steinberg, 1983]. Задачей настоящей работы является исследование тенденций как можно в более широком диапазоне масштабов. Учет механизмов существенно усложнил бы работу, а упомянутые различия, очевидно, лежат внутри разброса данных, которые мы использовали (рис. 6).

4. ВРЕМЯ ПОДГОТОВКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Обратимся теперь к вопросу о масштабировании времени подготовки землетрясения. Многие годы сведения о процессах залечивания разломов и трещин базировались только на данных полевой геологии, что и определило применение этого термина почти исключительно к процессам длительного восстановления сплошности массива горных пород [Ruzhich *et al.*, 1990]. Однако с течением времени стали появляться экспериментальные исследования, в которых рассматривались различные аспекты этого явления – гидротермальные [Tenthorey *et al.*, 2003; Muhuri *et al.*, 2003] и фрикционные [Dieterich, 1978; Kocharyan *et al.*, 2008] эффекты, а также были получены инструментальные свидетельства упрочнения разломов после землетрясений [Marone *et al.*, 1995; Tadokoro, Ando, 2002; Vidale, Li, 2003; Li *et al.*, 2006].

Эти работы показали, что четко выявляются быстрые изменения прочностных и деформационных характеристик нарушений сплошности – сотни – десятки тысяч минут в лабораторном эксперименте и месяцы – первые годы в полевых исследованиях. Их эффективность в значительной степени определяется скоростью деформации разломной зоны [Kocharyan *et al.*, 2008].

Рассмотрим характерные параметры процесса залечивания нарушений в массиве горных пород.

Согласно [Ruzhich *et al.*, 1990], в тех случаях, когда процесс происходит в условиях высоких давлений и температур ($T \sim 650$ – 1000 °C, $P > 400$ МПа), в результате глубокого преобразования материала наблюдается практически полное восстановление прочностных свойств материала (метаморфогенное залечивание). В природе характерное время этих процессов, происходо-

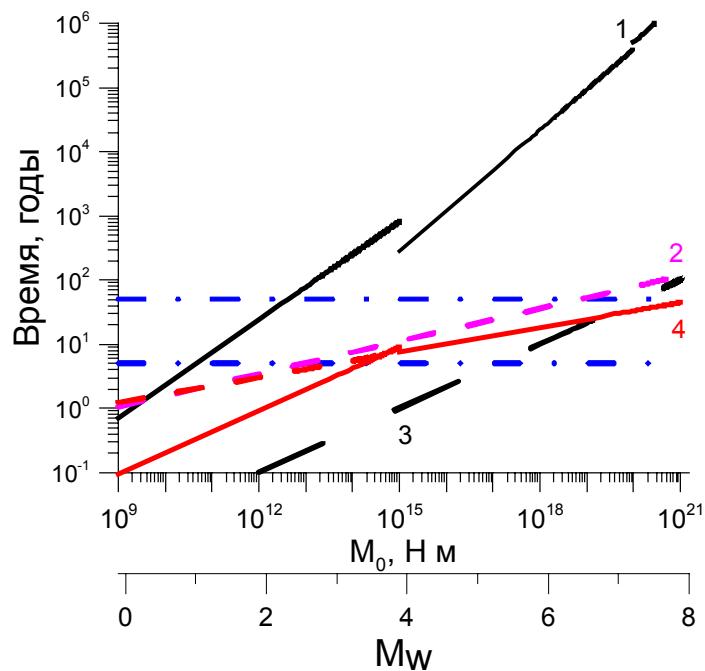


Рис. 7. Зависимость времени подготовки землетрясения от сейсмического момента.

1 – соотношение (31) – время гидротермального залечивания магистральных разрывов; 2 – соотношение (34) – рекуррентное время между «повторными» событиями; 3 – соотношение (33) [Sadovsky *et al.*, 1988]; 4 – соотношение (36). Синий штрих-пунктир – время восстановления прочности микротрещин. Здесь и далее параллельно оси абсцисс для ориентировки приведена шкала моментных магнитуд.

Fig. 7. Earthquake preparation time versus seismic moment.

1 – ratio (31) – hydrothermal healing time of main discontinuities; 2 – ratio (34) – recurrence time between 'repeated' events; 3 – ratio (33) [Sadovsky *et al.*, 1988]; 4 – ratio (36). Blue dotted line – strength recovery time for micro fractures. Here and below the scale of moment magnitudes is shown in parallel to the X-line for reference.

дящих в нижней части континентальной коры, составляет 10^6 – 10^7 лет.

В средней и верхней части земной коры типичным механизмом залечивания, по-видимому, является осаждение твердой фазы из гидротермальных растворов. Заметим, что процесс залечивания может приводить как к стабилизации сейсмогенных нарушений за счет увеличения эффективной прочности, так и, наоборот, к инициированию динамических событий из-за повышения давления флюида.

Этот тип залечивания не приводит к полному восстановлению прочности материала. Так, в лабораторных экспериментах с образцами песчаника [Tenthorey *et al.*, 2003] значения сдвиговой прочности образца, содержащего «залеченную» трещину, достигали величины 60–70 % прочности ненарушенного образца. Исследование микроструктуры образцов показало, что механизм восстановления прочности связан с цементацией и компактированием разрушенного материала,

а также с заполнением микротрещин в зоне разрушения. В лабораторном эксперименте пористость разрушенной зоны снизилась в процессе залечивания примерно вдвое по сравнению с состоянием после первичного разрушения (36.5 % и 19.8 %, соответственно), оставаясь при этом много выше, чем пористость образца (5 %) [Tenthorey *et al.*, 2003].

Скорость восстановления прочности радикально зависит от пористости разрушенной зоны. При возрастании пористости образца с 5 до 7 %, значение пористости нарушенной зоны выросло с 36.5 до 47.5 %, а время восстановления прочности до 50 % первоначального значения увеличилось примерно в пять раз. Пересчет результатов модельных экспериментов на Р–Т условия, характерные для глубин 10–20 км, дает оценку характерного времени 50%-ного восстановления прочности микротрещин 5–50 лет [Tenthorey *et al.*, 2003].

Существенно более высокие значения времени залечивания получаются из эмпирической зависимости длительности залечивания разрывов от их масштабов, приведенной в работе [Ruzhich *et al.*, 1990]:

$$\lg t(\text{год}) = 1.53 \lg L(m) - 1.68. \quad (30)$$

Используя выражения (23) – (25), связывающие длину разрыва и сейсмический момент землетрясения, получаем соотношения:

$$\lg t(\text{год}) = \begin{cases} 0.51 \lg M_0 - 4.74, & M_0 \leq 10^{15} \\ 0.63 \lg M_0 - 7, & 10^{15} < M_0 \leq 10^{20}, \\ 0.67 \lg M_0 - 7.7, & 10^{20} < M_0 \end{cases} \quad (31)$$

которые показаны на рис. 7 линиями 1.

Сопоставим полученные из этих оценок значения характерного времени геотермального залечивания разрывов с принятыми значениями длительности сейсмического цикла.

В работе [Sadovsky *et al.*, 1988] приведено соотношение, связывающее время подготовки землетрясения с его сейсмической энергией:

$$\lg t = 1/3 \lg E_c - 3.5. \quad (32)$$

Используя «среднее» значение приведенной сейсмической энергии $e = E_s / M_0 \sim 2.8 \cdot 10^{-5}$, полученное ниже в настоящей статье, имеем выражение:

$$\lg t = \frac{1}{3} \lg M_0 - 5, \quad (33)$$

показанное на рис. 7 линией 3. Как видно, длительность сейсмического цикла заведомо ниже оценки характерного времени геотермального залечивания крупных разрывов.

При оценке длительности сейсмического цикла ча-

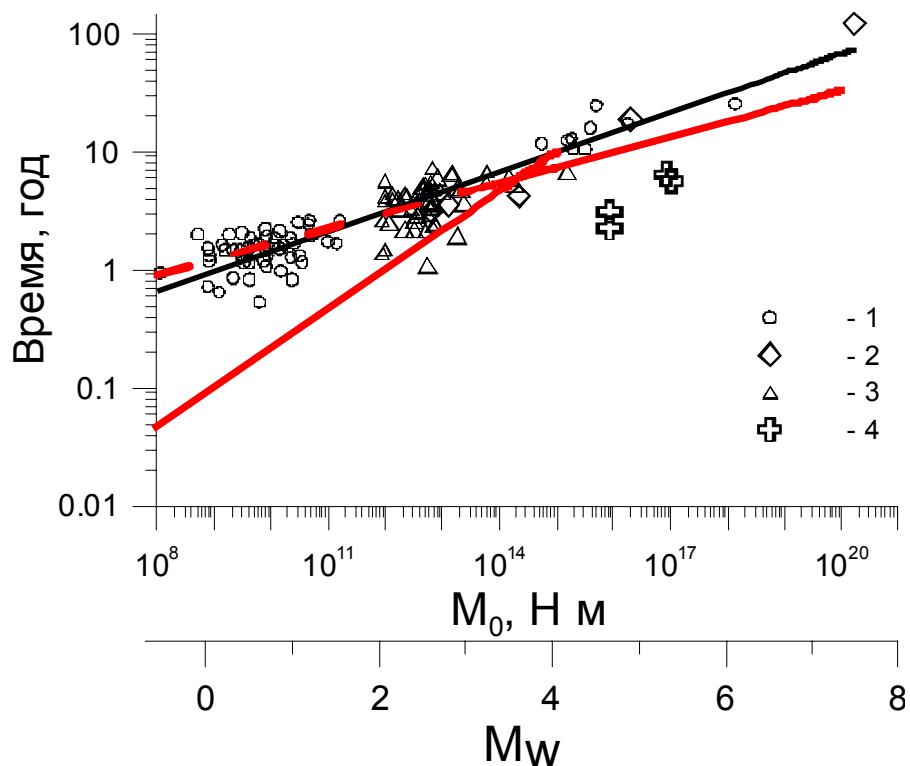


Рис. 8. Рекуррентное время для последовательностей повторных землетрясений в различных регионах в зависимости от величины сейсмического момента.

1 – Калифорния; 2 – Япония; 3 – Тайвань (1–3 по данным [Chen *et al.*, 2007]); 4 – Прибайкалье [<http://www.seis-bykl.ru>]. Черная линия – зависимость (34), красная – (36).

Fig. 8. Recurrence time of sequences of repeated earthquakes in different regions versus seismic moment values.

1 – California; 2 – Japan; 3 – Taiwan (1–3 as per data from [Chen *et al.*, 2007]); 4 – Pribaikalie [<http://www.seis-bykl.ru>]. Black line – equation (34); red line – equation (36).

щее всего рассматриваются последовательные землетрясения близкой магнитуды, произошедшие недалеко друг от друга, но вовсе не обязательно в одном и том же месте [Sadovsky *et al.*, 1988]. Можно ожидать, что время длительности сейсмического цикла на фиксированном участке разломной зоны будет больше, чем расчет по соотношению (33).

В явном виде оценку длительности сейсмического цикла можно получить, используя данные о так называемых последовательностях повторных землетрясений, обнаруженных в 90-е годы прошлого века в Калифорнии [Nadeau *et al.*, 1995]. Достигнутая в локальных сейсмических сетях исключительно высокая точность локации источников событий малой интенсивности (порядка первых десятков метров) позволила установить, что эти события представляют собой акты нарушения одного и того же участка разлома [Kocharyan, Pavlov, 2007].

В последнее время опубликованы результаты измерений параметров последовательностей повторных землетрясений в различных регионах – на нескольких разломах в Калифорнии, Турции, Японии и Тайване

[Chen *et al.*, 2007].

Эти данные приведены значками на рис. 8 в виде зависимости времени между повторными событиями или рекуррентного времени τ от величины сейсмического момента. Поскольку величина τ должна зависеть от скорости деформации, на рис. 8 значения рекуррентного времени нормированы на величину средней скорости крипа по разлому на участке наблюдений. Здесь же приведены данные о нескольких сериях землетрясений с магнитудой 3.9–5.4, наблюдавшихся в районе Байкальской рифтовой зоны в 1994–2008 гг. События выбирались из каталога Байкальского филиала геофизической службы РАН (<http://www.seis-bykl.ru>). Афтершоковые последовательности и рои землетрясений были предварительно удалены. В «серии» включались землетрясения, координаты очага которых различаются не более чем на 0.03° . Можно видеть, что в тех случаях, когда «повторность» землетрясений надежно установлена по нескольким критериям (Калифорния, Япония, Тайвань), закономерность изменения рекуррентного времени с масштабом с удовлетворительной точностью описывается одной и

той же зависимостью:

$$\ln \tau = 0.17 \cdot \ln M_0 - 3.47, \quad (34)$$

где τ – время в годах. Зависимость (34) приведена на рис. 8 черной линией.

Данные для Байкальских землетрясений лежат заметно ниже, что вероятно, свидетельствует о том, что события в последовательностях происходили хоть и на близких, но не на совпадающих участках разлома.

Судя по оценке (31), время гидротермального залечивания магистральных разрывов (линия (1) на рис. 7) настолько велико по сравнению с периодом повторяемости землетрясений – линии (2) и (3), что едва ли этот процесс может оказывать определяющее влияние на восстановление прочности сейсмогенных разломов. Иное дело восстановление прочности микротрещин. Характерное время этого процесса 5–50 лет (синий штрих-пунктир на рис. 7) сопоставимо со временем подготовки средних и крупных землетрясений, так что залечивание мелких трещин в зоне влияния магистрального разрыва может оказывать влияние на интегральную прочность разломной зоны.

Следует также признать, что время, получаемое из зависимости (30), может оказаться существенно завышенным, поскольку это соотношение получено из оценки длительности периода, необходимого для заполнения дилатантной зоны землетрясения твердой фазой, осажденной из гидротермальных растворов по аналогии с месторождениями жильного типа [Ruzhich *et al.*, 1990]. Высокая степень локализации деформации в центральных зонах сейсмогенных разломов в исключительно узких областях [Kocharyan *et al.*, 2014] означает необходимость «восстановления прочности» не всей дилатантной области, а намного более узкой зоны магистрального разрыва. Кроме того, для восстановления фрикционной прочности вовсе не требуется заполнение всех трещин. Для эффективной работы адгезионного механизма достаточно взаимодействия флюида с породой лишь в областях «реального» контакта поверхностей раздела. Собственно адгезия и есть увеличение реальной площади контакта, который, как известно, составляет всего лишь первые проценты от площади поверхности [Scholz, 1990]. О том, что адгезионный механизм достаточно эффективен, свидетельствует то, что время восстановления прочности после малых землетрясений, заметно меньше, чем время залечивания микротрещиноватости. В явном виде адгезионное увеличение фрикционной прочности контакта неоднократно наблюдалось в лабораторных экспериментах [Dieterich, 1978]. Заметим, что наличие флюидов, хотя бы в виде пленок, является существенным для адгезии. Так, в экспериментах, проведенных в атмосфере сухого аргона, зависимости коэффициента трения от времени стационарного контакта выявлено не было [Scholz, 1990].

Интерпретация слабой зависимости (34) рекуррент-

ного времени от масштаба землетрясения вызывает определенные затруднения. Было предложено несколько моделей, в которых, однако, приходится прибегать к предположениям, не имеющим экспериментального подтверждения [Nadeau, Johnson, 1998].

Выполним оценки на основе соотношений, приведенных в настоящей статье. Для проведения приближенных оценок выразим величину времени подготовки события через геомеханические параметры разломной зоны – скорость деформирования разлома $\frac{\partial U}{dt}$, амплитуду накопленных в течение сейсмического цикла избыточных напряжений $\Delta\sigma$ и сдвиговую жесткость разлома k_s :

$$\tau \approx \left(\frac{dU}{dt} \right)^{-1} \frac{\Delta\sigma}{k_s}. \quad (35)$$

Выражая жесткость через масштаб нарушения, а затем через сейсмический момент при помощи соотношений (14), (23) и (24), получаем:

$$\tau_{(\text{год})} \approx \begin{cases} 10^{-4} M_0^{1/3}, & M_0 \leq 10^{15} \text{ Нм} \\ 8.3 \cdot 10^{-2} M_0^{0.13}, & 10^{15} < M_0 < 10^{20} \text{ Нм} \end{cases} \quad (36a)$$

$$(36b)$$

При выводе соотношений (36a, 36b) мы приняли $\Delta\sigma = 10 \text{ МПа}$, а $\frac{\partial U}{dt} = 5 \text{ мм/год}$. Последнее значение следует из анализа зависимости плотности распределения очагов землетрясений от средней скорости смещения по разлому [Kocharyan *et al.*, 2008].

Зависимости (36a, 36b) приведены на рис. 7 и 8 сплошными красными линиями. Для событий с $M_0 > 10^{15}$ соотношение (36b) удовлетворительно описывает экспериментальные данные, а для последовательностей мелких событий экспериментальные данные лежат значительно выше, чем расчет по соотношению (36a) (рис. 8). Заметим, что аппроксимация зависимости (36b) в область малых значений момента очень хорошо совпадает с результатами измерений (красный пунктир на рис. 8). Это, вероятно, связано с тем обстоятельством, что повторные события разной магнитуды, данные о которых приведены на рис. 8, происходили на одних и тех же участках крупных разломных зон, так что жесткость этих участков разломов описывается скорее зависимостью (14b), что и приводит к выражению (36b).

Таким образом, наблюдается закономерность более медленного, чем это следует из соотношений для самоподобной среды, роста с масштабом времени подготовки землетрясения. Приведенное время восстановления прочности $\tau / M_0^{1/3}$ снижается с ростом масштаба землетрясения. Это, скорее всего, связано с нелинейной зависимостью характерной жесткости разломных зон от масштаба.

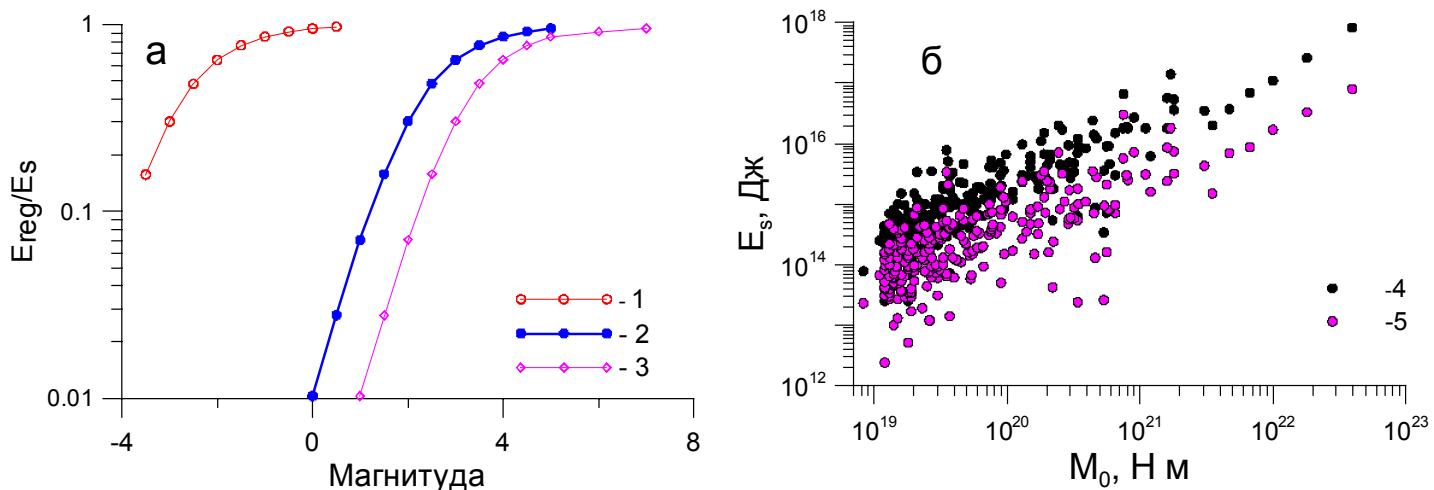


Рис. 9. Влияние амплитудно-частотной характеристики датчика на результат измерения сейсмической энергии.

а – результаты расчета отношения величин, регистрируемых датчиком, и излученной источником энергии для событий разной магнитуды: 1 – пьезоакселерометр; 2 – СМ-3; 3 – датчик системы «Terrascope»; б – расчет сейсмической энергии одних и тех же событий по результатам обработки широкополосных и короткопериодных датчиков по данным [Convers, Newman, 2011]; 4 – широкополосные датчики; 5 – короткопериодные, отфильтрованные в диапазоне 0.5–2.0 Гц.

Fig. 9. Impact of the amplitude-frequency response of the sensor on seismic energy measurements.

а – calculated ratios of values registered by sensors and values of energy emitted by the source for events varying in magnitude: 1 – piezoelectric accelerometer; 2 – SM-3; 3 – *Terrascope* sensor; б – calculations of seismic energy of the same events from processed data registered by wideband and short-period sensors, according to [Convers, Newman, 2011]: 4 – data from wideband sensors; 5 – data from short-period sensors (filtered in the range from 0.5 to 2.0 Hz).

Судя по проведенным нами оценкам, для слабой сейсмичности основную роль играет адгезионный механизм восстановления прочности, при котором скорость залечивания в значительной степени определяется скоростью деформации. Для средних и крупных событий гидротермальный механизм залечивания микротрещин оказывает, по-видимому, существенное влияние на свойства среды в области контактов макроровностей (так называемые «asperities», или контактные пятна). Процесс восстановления сплошности магистрального разрыва не оказывает существенного влияния на время подготовки землетрясения.

5. ИЗЛУЧАТЕЛЬНАЯ ЭФФЕКТИВНОСТЬ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Доля энергии, излученной в виде сейсмических волн, может изменяться в довольно широких пределах. Обычно полагают, что для тектонического землетрясения сейсмическая энергия E_s составляет порядка нескольких процентов от величины изменения внутренней энергии системы ΔE_d [Sadovsky *et al.*, 1987]. Однако в ряде случаев это соотношение становится существенно иным. Так, например, для «циунамигенных» землетрясений отношение $E_s / \Delta E_d$ на один – два порядка ниже [Kanamori, Brodsky, 2004], а для так называемых тихих землетрясений доля E_s становится пренебрежимо мала [Peng, Gomberg, 2010].

Как отмечалось выше, для сопоставления событий разного масштаба часто используется приведенная сейсмическая энергия $e = E_s / M_0$ или кажущееся напряжение (16). Очевидно, что при выполнении гипотезы самоподобия величина e не зависит от масштаба события. Однако до сих пор не сложилось единого мнения, являются ли подобными процессы, происходящие в очагах землетрясений разного масштаба. При этом причина расхождения интерпретации данных сейсмологических наблюдений во многом связана с недостаточно надежным измерением величины сейсмической энергии. Можно обнаружить несколько причин такого положения дел. Во-первых, результат оценки E_s часто зависит от того, какие данные используются – региональные или телесейсмические [Choy, Boatwright, 1995]. Во-вторых, около 80 % излученной энергии лежит в полосе частот выше угловой частоты спектра, излучаемого при землетрясении. Как показано в [Ide, Beroza 2001], в тех случаях, когда полоса регистрации обрезана сверху частотой f_M , отношение зарегистрированной энергии E_{reg} к излученной определяется выражением:

$$R = \frac{E_{reg}}{E_s} = \frac{2}{\pi} \left[\arctg(f_M / f_0) - (f_M / f_0) / (1 + (f_M / f_0))^2 \right], \quad (37)$$

где f_0 – угловая частота спектра излученного сигнала.

На рис. 9, а, показаны результаты расчета доли

энергии, регистрируемой пьезоакселерометром, датчиком СМ-3 и датчиком, используемым в системе наблюдений *Terrascope* [Kanamori *et al.*, 1993], с ограничениями, соответственно, 5 кГц, 20 Гц и 7 Гц в области высоких частот. Для событий малых магнитуд эффект недостатка высоких частот оказывается весьма значительным.

Для крупных событий важно иметь датчики с достаточно широкой полосой в низкочастотной области. На рис. 9, б, приведены результаты расчета сейсмической энергии одних и тех же событий, полученные в работе [Convers, Newman, 2011] по итогам обработки широкополосных и короткопериодных датчиков. В последнем случае величина энергии оказывается заниженной в несколько раз (средняя величина по 250 событиям ~ 3.9 раза) с тенденцией увеличения разницы с ростом масштаба землетрясения.

В тех случаях, когда количество станций, используемых для осреднения, невелико, существенную роль могут играть диаграмма направленности источника, строение трассы, влияние местных геологических условий и т.д. Все это приводит к весьма большому разбросу данных при определении сейсмической энергии.

Особенная ситуация сложилась, как известно, на территории бывшего СССР, где чаще всего по разработанным методикам оценивается энергетический класс события, по которому затем с помощью эмпирических соотношений рассчитывается значение локальной магнитуды [Malovichko *et al.*, 2008; Malovichko, 2010; Rautian, 1964].

Сейсмическая энергия может быть выражена через сейсмический момент и угловую частоту [Madariaga, 2011]:

$$E_s = \frac{\pi^2 \Psi^2}{2\rho \cdot C_s^5} M_0^2 f_0^3. \quad (38)$$

В этом уравнении Ψ – коэффициент, учитывающий направленность излучения, ρ – плотность, C_s – скорость поперечных волн, f_0 – угловая частота спектра смещения, которая оценивается при помощи аппроксимации зарегистрированного спектра одним из модельных. Учитывая, что среднее значение коэффициента направленности излучения для поперечных волн $\Psi=0.63$ [Haskell, 1964], получаем:

$$E_s \approx \frac{2}{\rho \cdot C_s^5} M_0^2 f_0^3. \quad (39)$$

Примечательно то, что соотношение (39) не зависит от расположения точки наблюдения.

Верхний предел рассматриваемого отношения можно оценить из следующих соображений. Из соотношения (39) получаем:

$$\frac{E_s}{M_0} = \frac{2}{\rho C_s^5} M_0 f_0^3 = \frac{2\mu D \cdot L^2}{\rho C_s^5} \frac{V_r^3}{L^3} \approx \frac{2\mu}{\rho C_s^2} \frac{D}{L} \frac{V_r^3}{C_s^3}. \quad (40)$$

При записи последнего выражения для простоты предположим, что $f_0 \approx \frac{V_r}{L}$, где V_r – скорость распространения разрыва.

Отношение D/L есть уровень реализованной в процессе землетрясения сдвиговой деформации. Максимальная величина этого отношения едва ли может превышать величину $D/L \approx 5 \cdot 10^{-4}$. В работе [Scholz, 1994] в качестве верхней и нижней границы диапазона этого отношения используются значения $(D/L)_{\min} = \cdot 10^{-5}$ и $(D/L)_{\max} = \cdot 10^{-4}$. Отношение $\mu/\rho C_s^2 \sim 1$. Понятно, что скорость распространения разрыва меньше скорости поперечных волн $(\frac{V_r}{C_s})_{\max} \leq 1$. Отсюда получаем максимально возможную величину параметра $E_s/M_0 < \sim 10^3$.

При исследовании вопроса о влиянии масштаба события на величину приведенной энергии мы привлекли для анализа большой объем данных – около 1500 событий в диапазоне моментных магнитуд от $M_w = -3.6$ до $M_w = 9.2$.

Для крупных событий с $M_0 > 10^{11} - 10^{12}$ Нм скалярный сейсмический момент определялся по Гарвардскому мировому каталогу сейсмических моментов [<http://www.globalcmt.org>], а величина сейсмической энергии – по данным каталога NEIC [<http://neic.usgs.gov>], где расчет E_s осуществляется на основе широкополосных записей методом, изложенным в работе [Choy, Boatwright, 1995]. Мы ограничили анализ землетрясениями, эпицентр которых располагался на глубине не более 50 км.

При анализе слабой сейсмичности использовались только те источники, в которых величина M_0 рассчитывалась по низкочастотной части спектра, а сейсмическая энергия определялась интегрированием волновых форм или их спектров. Данные стали активно появляться в последние годы по мере развития цифровых методов регистрации и обработки. В тех случаях, когда это не было сделано авторами, нами учитывался эффект влияния ограниченной полосы регистрирующей аппаратуры при помощи соотношения (37).

Данные, опубликованные в каталогах Геофизической службы РАН и ее филиалов, не использовались при проведении общего анализа, а рассматривались отдельно. Дело в том, что в этих каталогах сейсмическая энергия рассчитывается через энергетический класс события $K = \lg E_s$, который определяется через измеренные на сейсмограмме максимальные амплитуды в P- и S-волнах при помощи соответствующих корреляционных соотношений.

Зависимость излученной сейсмической энергии от величины сейсмического момента приведена на рис. 10, а. Использованный набор данных ($N=1308$ событий) наилучшим образом описывается регрессионной зависимостью:

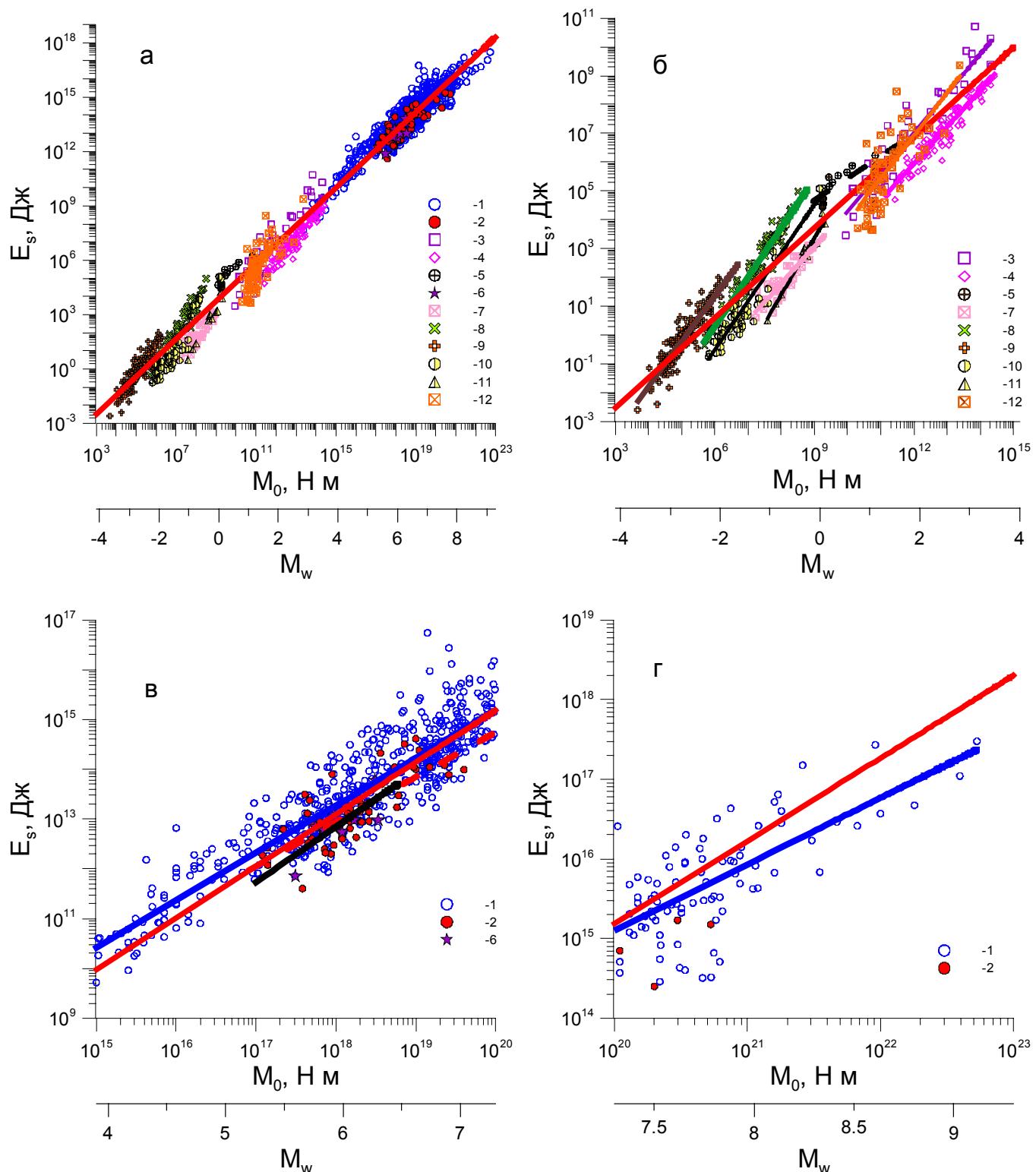


Рис. 10. Зависимость сейсмической энергии от величины сейсмического момента.

1 – [\[http://www.globalcmt.org\]](http://www.globalcmt.org) и [\[http://neic.usgs.gov\]](http://neic.usgs.gov); 2 – Камчатка [\[http://www.emsd.ru\]](http://www.emsd.ru); 3 – [Ide et al., 2003]; 4 – [Domański, Gibowicz, 2008]; 5 – [Yamada et al., 2007]; 6 – БРЗ [\[http://neic.usgs.gov\]](http://neic.usgs.gov); 7 – [Oye et al., 2005]; 8 – [Urbancic, Young, 2003]; 9 – [Gibowicz et al., 1991]; 10–11 – СУБР [Malovichko A.A., Malovichko D.A., 2010]; 12 – [Stork, Ito, 2004]. а – красная линия – зависимость (41). Линиями другого цвета на рис. 10, б–г показаны регрессионные зависимости для различных подмножеств данных.

Fig. 10. Seismic energy versus seismic moment.

1 – [\[http://www.globalcmt.org\]](http://www.globalcmt.org) and [\[http://neic.usgs.gov\]](http://neic.usgs.gov); 2 – Kamchatka [\[http://www.emsd.ru\]](http://www.emsd.ru); 3 – [Ide et al., 2003]; 4 – [Domański, Gibowicz, 2008]; 5 – [Yamada et al., 2007]; 6 – Baikal rift zone [\[http://neic.usgs.gov\]](http://neic.usgs.gov); 7 – [Oye et al., 2005]; 8 – [Urbancic, Young, 2003]; 9 – [Gibowicz et al., 1991]; 10–11 – SUBR [Malovichko A.A., Malovichko D.A., 2010]; 12 – [Stork, Ito, 2004]. a – red line – equation (41). Lines of other colours in Fig. 10, б, 10, г, and 10, г, show regression equations for different data sets.

$$E_s = 2.33 \cdot 10^{-6} \cdot M_0^{1.04} \quad (41)$$

с коэффициентом корреляции $R=0.99$, которая показана на рис. 10 красной линией. Это означает, что усреднение по всему исследуемому диапазону дает зависимость, очень близкую к закону геометрического подобия. Этот результат представляется вполне естественным. При выводе этого соотношения использовалось усреднение значительного массива данных по популяциям разломов в широком диапазоне размеров и тектонических условий, что приводит к степенному закону распределения и, соответственно, к самоподобию [Ben Zion, 2008].

Более детальное рассмотрение показывает, что соотношения подобия выдерживаются не во всем диапазоне масштабов. Для слабой сейсмичности (рис. 10, б) наклон регрессионных зависимостей, проведенных отдельно для каждого подмножества данных, в большинстве случаев сильно отличается от единицы. Так, обработка данных по микроземлетрясениям с величиной моментной магнитуды M_w от 0.8 до 2.9 в Японии (значки #12 на рис. 10 [Stork, Ito, 2004]) дает регрессионную зависимость $E_s \sim M_0^{1.47}$.

Наблюдения за микросейсмичностью (155 событий, M_w от -3.6 до -1.9), проводившиеся в Канаде при проходке участка шахты в граните, дают $E_s \sim M_0^{1.57}$ (значки #9 [Gibowicz et al., 1991]). Проведенные этими же авторами измерения параметров более крупных событий на медной шахте в Польше (100 событий с M_w от 1.4 до 3.6) дали зависимость $E_s \sim M_0^{1.28}$ (значки #4 [Domański, Gibowicz, 2008]).

Статистика многочисленных событий, зарегистрированных при разработке рудного месторождения в Финляндии (значки #7 [Oye et al., 2005]), дает примерно ту же зависимость.

Быстрое увеличение энергии с масштабом события $E_s \sim M_0^{1.7}$ наблюдалось при регистрации сейсмичности, индуцированной ведением горных работ на медно-никелевом месторождении в Канаде (значки #8 [Urban-cic, Young, 1993] и на Североуральском бокситовом руднике $E_s \sim M_0^{1.7-1.9}$ (значки #10, 11 [Malovichko A.A., Malovichko D.A., 2010]). Столь же сильная зависимость $E_s \sim M_0^{1.63}$ была установлена [Hua et al., 2013] для сейсмичности, наведенной заполнением водохранилища в Китае (1616 землетрясений в диапазоне магнитуд M_L 0.1–4.2). Данные [Hua et al., 2013] не вошли в наш каталог и на рисунке не показаны.

Наилучшим образом соотношения подобия выполняются для землетрясений среднего масштаба (рис. 10, в). В диапазоне $3.9 < M_w < 7.3$ все регрессионные зависимости очень близки к пропорциональной зависимости. Для самых крупных событий (рис. 10, г) наблюдается постепенное замедление скорости роста излучаемой энергии с масштабом $E_s \sim M_0^{0.8}$.

Величина приведенной сейсмической энергии $e = E_s / M_0$ для 1308 событий показана на рис. 11. При изменении величины сейсмического момента на 20 порядков подавляющее большинство значений параметра e лежит в пределах 10^{-6} – 10^{-3} , а среднее значение составляет $e = 2.82 \cdot 10^{-5}$. При этом разброс величины приведенной энергии достигает трех порядков. Это едва ли может быть связано с теми причинами, о которых говорилось выше (недостаточная полоса аппаратуры, диаграмма направленности источника, строение трассы, влияние местных геологических условий и т.д.). Судя по рис. 9, б, эти факторы оказывают влияние в пределах одного порядка величины. Исключение могут составлять слабые события, для которых выполненная по соотношению (37) коррекция частотной полосы датчика может оказаться недостаточной. Столь значительный разброс связан, вероятно, с различиями в геомеханических условиях, реализуемых на разрыве. К ним относятся скорость распространения разрыва, баланс энергии, величина кажущегося напряжения, величина сброшенного напряжения. Хотя величину скачка напряжений $\Delta\bar{\sigma}$ обычно не связывают с кажущимся напряжением σ_a , она влияет на отношение E_s / M_0 , поскольку соотношения подобия типа (20) выполняются в предположении $\Delta\bar{\sigma} = const$.

Чтобы проследить тенденцию изменения величины приведенной энергии с масштабом, мы выполнили усреднение отношения $e = E_s / M_0$ в каждом диапазоне моментных магнитуд с шагом $\Delta M_w = 1$. Результаты показаны на рис. 12 в виде гистограммы.

Как видно из графика на рис. 12, и для мелкой шахтной сейсмичности, и для землетрясений с ростом масштаба наблюдается увеличение значения приведенной энергии в несколько раз. Для крупнейших землетрясений с $M_w > 7$ величина отношения E_s / M_0 снижается.

6. Об определении сейсмической энергии по классу землетрясения

Как отмечалось выше, мы не использовали результаты, опубликованные в каталогах Геофизической службы РАН и ее филиалов, при проведении общего анализа, поскольку их довольно сложно сопоставлять с основным массивом данных.

На многих сейсмических станциях России вместо излученной энергии, рассчитываемой путем интегрирования зарегистрированных волновых форм, определяют энергетический класс события ($K_E = \lg E_s$) при помощи эмпирического выражения [Rautian, 1964]:

$$K_E = 1.84 \cdot (\lg(A_P + A_S) + \sigma(R)), \quad (42)$$

где A_P и A_S – амплитуды P- и S-волн, мкм, R – расстоя-

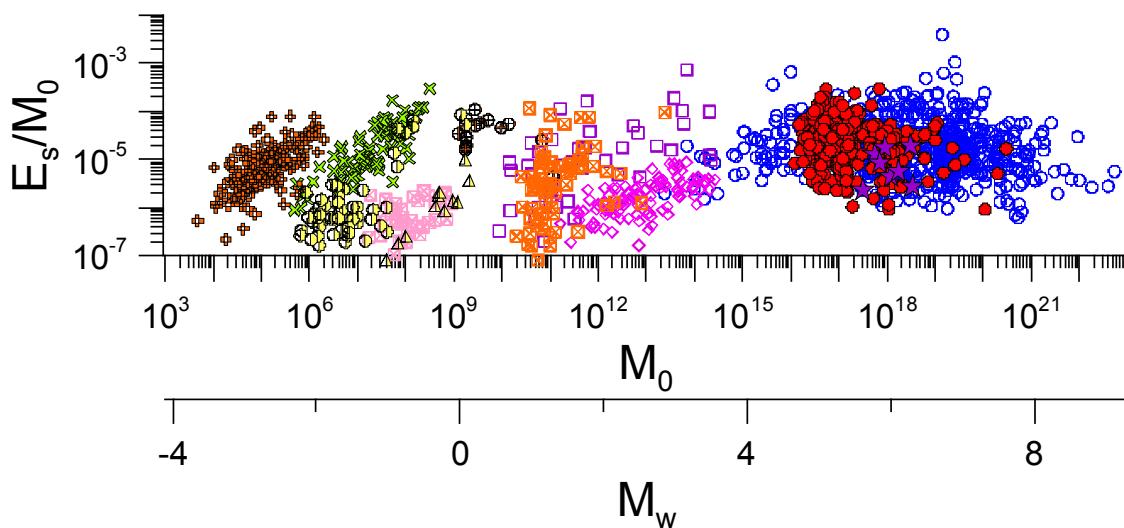


Рис. 11. Зависимость приведенной сейсмической энергии от масштаба события.

Обозначения те же, что и на рис.10.

Fig. 11. Specific seismic energy versus event scale.

See the legend of Fig. 10.

ние от источника km , σ – калибровочная функция, зависящая от расстояния.

В некоторых регионах вместо (42) применяются несколько иные соотношения, например класс по Федотову для Сахалина, Курильских островов и Камчатки [Fedotov, 1963].

В свою очередь, магнитуда может быть оценена по результатам вычисления сейсмической энергии или класса события, например по выражению:

$$M = \frac{K_E - 4}{1.8} \quad (43)$$

или аналогичным [Malovichko, 2010].

Для проведения анализа мы использовали данные каталогов Байкальского филиала Геофизической службы РАН [<http://www.seis-bykl.ru>], Камчатского филиала Геофизической службы РАН [<http://www.emsd.ru>] и Казахстанского национального центра данных [<http://www.kndc.kz>], а также данные, приведенные в сборниках «Землетрясения России» [Malovichko, 2006, 2010]. Для Байкальской рифтовой зоны мы использовали данные, опубликованные в работах [Dobrynina, 2011; Klyuchevski, Dem'yanovich, 2002].

Из каталогов мы использовали данные только для тех событий, для которых имелись сведения о величине сейсмического момента в Гарвардском каталоге [<http://www.globalcmt.org>]. Исключение составил ряд данных из диссертации А.А. Добрыниной, в которой величина сейсмического момента рассчитывалась автором [Dobrynina, 2011].

Особый интерес представляли землетрясения, для

которых удалось найти величину энергии, рассчитанную как по сейсмическому классу, так и путем интегрирования широкополосных записей [<http://neic.usgs.gov>].

Зависимости приведенной энергии от масштаба для нескольких регионов приведены на рис. 13. Как видно из приведенных графиков, данные по Средней и Центральной Азии, Сахалину, Курилам и Камчатке целиком лежат в обычном для отношения E_s / M_0 диапазоне от 10^{-6} до 10^{-3} . Лишь несколько событий в Сахалино-Курильском регионе имеют низкие значения приведенной энергии. При этом величины приведенной энергии, определенные по классу события, не противоречат данным <http://neic.usgs.gov>, полученным путем интегрирования записей широкополосных датчиков. Отметим тенденцию более низких значений величины $E_{sK} = 10^K$ (красные значки) по сравнению с E_s – синие значки на Сахалине и Курилах и обратную тенденцию для данных [<http://www.kndc.kz>].

Совершенно иная картина складывается для Байкальской рифтовой зоны. Прежде всего отметим, что величина $E_{sK} = 10^K$ систематически превышает значение сейсмической энергии, определенной Геологической службой США [<http://neic.usgs.gov>] на два и даже на три порядка. Такие различия лежат далеко за пределами возможных расхождений за счет определения энергии по записям широкополосных и короткопериодных датчиков (см. рис. 9), а также за счет использования региональных и телесейсмических записей [Choy, Boatwright, 1995]. Значения параметров для землетрясений БРЗ, об энергии которых имеются све-

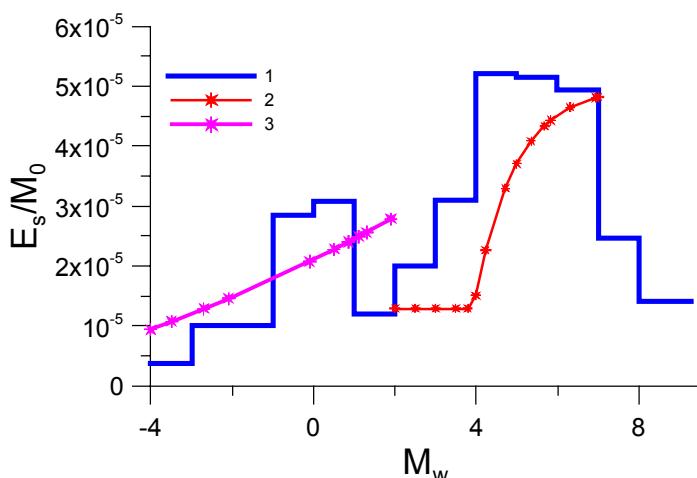


Рис. 12. Зависимость величины приведенной энергии от моментной магнитуды события.

1 – осреднение экспериментальных данных в интервалах магнитуды с шагом $\Delta M_w = 1$; 2 – расчет по соотношению (52) для $\Delta\sigma = 3$ МПа; 3 – расчет по соотношению (55) для $\Delta\sigma = 1$ МПа.

Fig. 12. Specific energy values versus moment magnitude.

1 – average experimental data in magnitude ranges with $\Delta M_w = 1$; 2 – calculations from ratio (52) for $\Delta\sigma = 3$ MPa; 3 – calculations from ratio (55) for $\Delta\sigma = 1$ MPa.

дения в каталоге NEIC, приведены в таблице. Там же для сравнения приведены данные еще по нескольким землетрясениям в соседних регионах. Можно видеть, что для некоторых землетрясений в БРЗ величина отношения e_k/e_s аномально высока. В этом же ряду стоит и Сковородинское землетрясение в Приамурье 14.10.2011 г., однако для этого события у нас нет надежного источника определения энергетического класса.

Величина приведенной энергии, усредненная по всем 194 событиям БРЗ, составляет $E_{sK}/M_0 = 4 \cdot 10^{-4}$, что примерно в 15 раз превышает значение, полученное по мировому каталогу (рис. 14).

Кроме того, для Байкала отчетливо видна тенденция сильного возрастания приведенной энергии, рассчитанной по величине класса события, с увеличением масштаба землетрясения. Это отчетливо видно на гистограмме значений, осредненных поинтервально в каждом диапазоне моментных магнитуд с шагом $\Delta M_w = 1$. В интервале магнитуд от 5 до 6.3 значение E_{sK}/M_0 в 25 раз превышает среднемировую величину для этого диапазона (см. рис. 12).

7. Обсуждение

Обработав обширный экспериментальный материал, мы проанализировали закономерности изменения с

масштабом структурных и механических характеристик процесса разломообразования и очаговых параметров землетрясений. Выполненный анализ демонстрирует некоторые важные, с нашей точки зрения, закономерности.

Хотя рассмотренные характеристики описываются, вообще говоря, нелинейными зависимостями, усреднение по всему диапазону масштабов дает соотношения, близкие к закону геометрического подобия. Это относится и к соотношениям между длиной разлома и величиной кумулятивного перемещения (см. рис. 1), и к зависимости жесткости от масштаба (см. рис. 4), и к соотношению между сейсмической энергией и сейсмическим моментом (рис. 10, 11). Недаром в наших ранних работах мы почти на том же экспериментальном материале сделали ошибочный вывод о линейном снижении жесткости с масштабом, т.е. о примерном постоянстве эффективных упругих модулей нарушений сплошности во всем диапазоне размеров [Kostyuchenko et al., 2002; Kocharyan, Spivak, 2003].

Более детальное рассмотрение позволяет обнаружить, что существует некоторая характерная длина разлома $L \sim 500-1000$ м, являющаяся границей между двумя диапазонами, в которых масштабные соотношения оказываются разными. Рассматривая процесс разломообразования, мы связали этот характерный размер с достижением разломом стадии «остаточной прочности», т.е., фактически, с разрушением неоднородностей определенного размера. Проявлением такой «зрелости» или «сформированности» разлома является выполнение соотношения (4), которое практически всегда справедливо для разломов длиной свыше 1000 м. Для сформировавшихся разломных зон довольно существенно снижается скорость увеличения поперечного размера зоны повышенной трещиноватости и действуют иные закономерности изменения механических характеристик разломов с масштабом. Для трещин длиной до 1000 м жесткость обратно пропорциональна длине, а для сформировавшихся разломных зон $k_s \sim L^{-1/3}$.

Нелинейная зависимость жесткости разлома от длины приводит к ряду следствий, важных для геомеханики сейсмичности. Так, сейсмический момент пропорционален кубу длины разлома для событий с моментными магнитудами, лежащими в диапазоне от -4 до $+4$, т.е. для $L \leq 1$ км. Для сильных землетрясений величина момента с ростом длины очага растет гораздо медленнее: $M_0 \sim L^{2.2-2.4}$.

Нелинейность зависимости $k_s(L)$ определяет и более медленную, по сравнению с законами подобия, зависимость времени подготовки землетрясения от масштаба события. Приведенное время восстановления прочности $\tau/M_0^{1/3}$ снижается с ростом масштаба землетрясения.

Пожалуй, наиболее интересным является вопрос о закономерностях изменения с масштабом приведенной

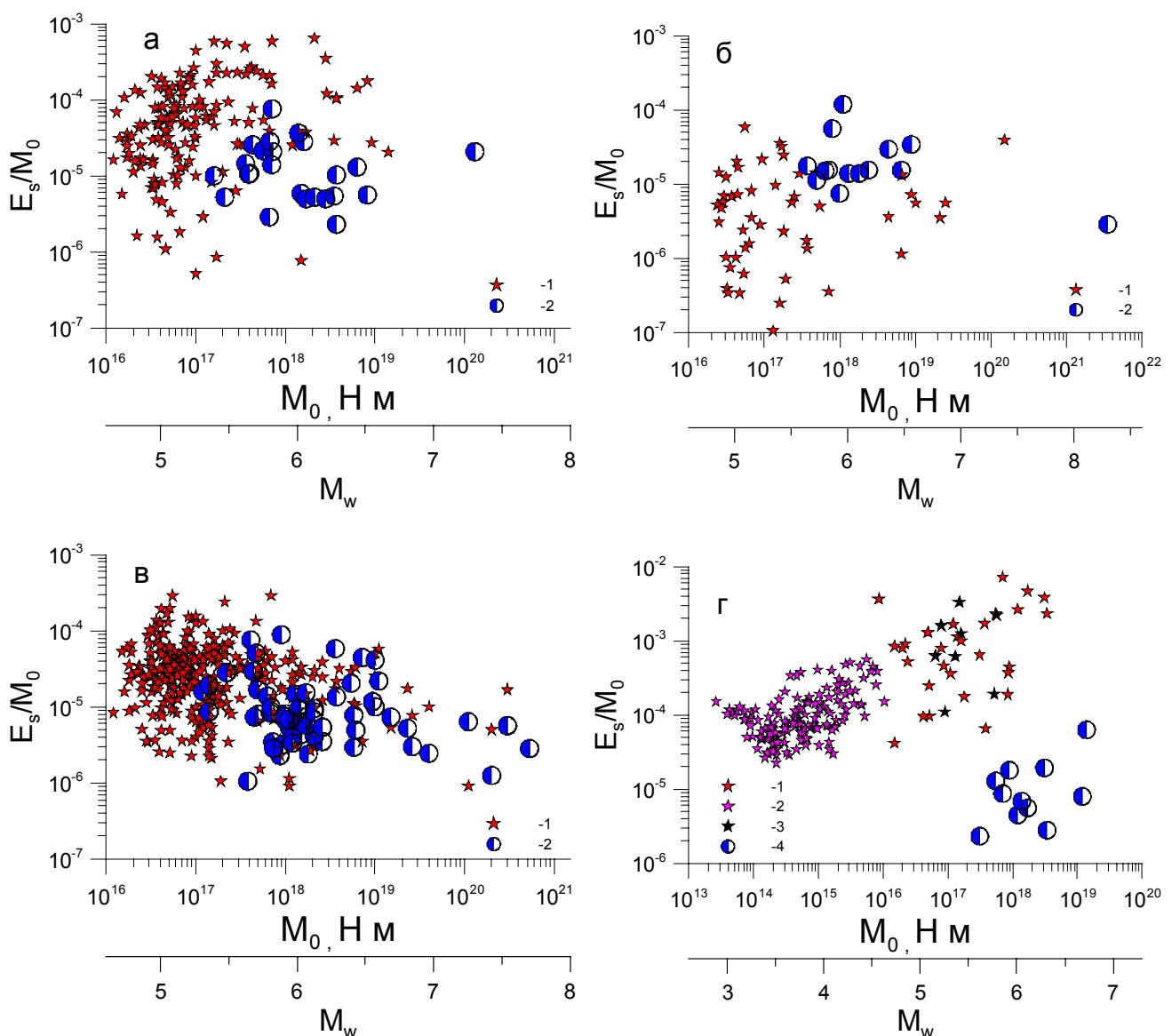


Рис. 13. Зависимость приведенной сейсмической энергии от масштаба события.

а – Средняя и Центральная Азия. 1 – [<http://www.kndc.kz>]; 2 – [<http://neic.usgs.gov>]; б – Сахалин, Курилы. 1 – [<http://www.emsd.ru>]; 2 – [<http://neic.usgs.gov>]; в – Камчатка. 1 – [<http://www.emsd.ru>]; 2 – [<http://neic.usgs.gov>]; г – Байкальская рифтовая зона. 1 – <http://www.seis-bykl.ru>; 2 – [Dobrynina, 2011]; 3 – [Klyuchevski, Dem'yanovich, 2002]; 4 – [<http://neic.usgs.gov>].

Fig. 13. Specific seismic energy versus event scale.

а – Middle and Central Asia: 1 – [<http://www.kndc.kz>], 2 – [<http://neic.usgs.gov>]; б – Sakhalin, Kuril Islands: 1 – [<http://www.emsd.ru>], 2 – [<http://neic.usgs.gov>]; в – Kamchatka: 1 – [<http://www.emsd.ru>], 2 – [<http://neic.usgs.gov>]; г – Baikal rift zone: 1 – <http://www.seis-bykl.ru>; 2 – [Dobrynina, 2011]; 3 – [Klyuchevski, Dem'yanovich, 2002]; 4 – [<http://neic.usgs.gov>].

сейсмической энергии. Величина $e = E_s / M_0$ может служить определенной мерой сейсмической эффективности очага. Баланс энергии при образовании разрыва можно записать в виде:

$$E_s = \Delta E_e - \Delta E_f - \Delta E_{sur}, \quad (44)$$

где ΔE_{sur} – энергия, идущая на разрушение, ΔE_f – работа против сил трения.

Наиболее естественно ввести эффективность сейсмического источника в виде отношения:

$$\eta = \frac{E_s}{\Delta E_e}. \quad (45)$$

Недостатком этого параметра является невозможность его оценки по результатам измерений параметров сейсмических волн.

Сведения о некоторых землетрясениях Прибайкалья и соседних регионов

Data on earthquakes in Pribaikalie and neighbouring regions

Дата	Регион	1	2	3	4	5	6
		$M_0, \text{Н м}^{-1}$	$E_s, \text{Дж}^2$	$e_s = E_s/M_0$	K^3	$E_{sk} = 10^K, \text{Дж}$	$e_k = E_{sk}/M_0$
20.04.89	БРЗ	3.1×10^{18}	6.0×10^{13}	1.94×10^{-5}			
21.08.94	БРЗ	1.2×10^{18}	5.4×10^{12}	4.50×10^{-6}	15.5	3.2×10^{15}	2.6×10^{-3}
13.11.95	БРЗ	5.5×10^{17}	7.1×10^{12}	1.3×10^{-5}	15.1	1.3×10^{15}	2.3×10^{-3}
25.02.99	БРЗ	8.9×10^{17}	1.6×10^{13}	1.8×10^{-5}	14.6	4.0×10^{14}	4.5×10^{-4}
16.09.03	БРЗ	3.1×10^{17}	7.2×10^{11}	2.3×10^{-6}	14.3	2.0×10^{14}	6.4×10^{-4}
10.11.05	БРЗ	7.0×10^{17}	6.1×10^{12}	8.7×10^{-6}	15.7	5.0×10^{15}	7.2×10^{-3}
27.08.08	БРЗ	1.7×10^{18}	9.5×10^{12}	5.6×10^{-6}	15.9	7.9×10^{15}	4.7×10^{-3}
27.08.08	БРЗ	3.4×10^{18}	9.5×10^{12}	2.8×10^{-6}	15.9	7.9×10^{15}	2.3×10^{-3}
27.09.03	Алтай	9.4×10^{19}	5.1×10^{15}	5.4×10^{-5}	17	1.0×10^{17}	1.1×10^{-3}
27.09.03	Алтай	4.5×10^{18}	6.4×10^{14}	1.4×10^{-4}	16.6	4.0×10^{16}	8.8×10^{-3}
01.10.03	Алтай	1.1×10^{19}	2.7×10^{15}	2.4×10^{-4}	16.4	2.5×10^{16}	2.3×10^{-3}
14.10.11	Амур	1.4×10^{18}	9.5×10^{12}	6.9×10^{-6}	15.7^4	5.0×10^{15}	3.6×10^{-3}
27.12.11	Тува	1.4×10^{19}	8.7×10^{14}	6.3×10^{-5}	15.3^5	2.0×10^{15}	1.45×10^{-4}
26.02.12	Тува	1.2×10^{19}	9.5×10^{13}	7.98×10^{-6}	15.7^6	5.0×10^{15}	4.2×10^{-4}

П р и м е ч а н и е. 1 – по данным [<http://globalcmt.org>]; 2 – по данным [<http://neic.usgs.gov>]; 3 – по данным [<http://seis-bykl.ru>] для БРЗ и [Malovichko, 2006] для Алтая; 4 – по данным ЦСС, г. Иркутск [<http://www.kp.ru>]; 5 – по данным [Baranov et al., 2013]; 6 – [<http://www.newsru.com>].

Н о т е. 1 – [<http://globalcmt.org>]; 2 – [<http://neic.usgs.gov>]; 3 – [<http://seis-bykl.ru>] for Baikal rift zone and [Malovichko, 2006] for Atlai; 4 – Irkutsk CSS [<http://www.kp.ru>]; 5 – [Baranov et al., 2013]; 6 – [<http://www.newsru.com>].

Х. Канамори [Kanamori, Brodsky, 2004] предложил заменить в (45) полное изменение внутренней энергии ΔE_e на сумму сейсмической энергии E_s и энергии, идущей на трещинообразование ΔE_{sur} , и ввел величину

$$\eta_R = \frac{E_s}{E_s + \Delta E_{sur}}, \quad (46)$$

которую называют излучательной эффективностью источника. Этот параметр может быть выражен через сейсмическую энергию, момент и скачок напряжений $\Delta\sigma$ [Kanamori, Brodsky, 2004]:

$$\eta_R = \frac{2\mu}{\Delta\sigma} \frac{E_s}{M_0}, \quad (47)$$

где μ – модуль сдвига массива в окрестности очага.

Понятно, что $\eta_R \geq \eta$. Если $\eta_R \approx 1$, то участок формирования разрушения не существен. Если же $\eta_R \ll 1$, то доминируют динамические процессы разрушения породы.

Таким образом, излучательная эффективность пропорциональна величине приведенной сейсмической энергии.

Уравнение (44) схематично показано на рис. 15. Предполагается, что на этой упрощенной схеме сдвиговые напряжения σ на плоскости разлома снижаются от предельной прочности σ_p до величины динамического трения σ_d , т.е. $\Delta\sigma = \sigma_p - \sigma_d$. При этом динамический процесс, в ходе которого происходит излучение, заканчивается после смещения D (рис. 15). В первом приближении смещения D и D_c связаны со скачком

напряжений соотношениями:

$$D = \frac{\Delta\sigma}{k_m}; \quad D_c = \frac{\Delta\sigma}{k_s}. \quad (48)$$

В этих соотношениях k_m – жесткость нагружения массива, окружающего разлом, а $k_s = \frac{d\tau}{dD}$ – сдвиговая жесткость разгрузки разломной зоны.

Величину k_m можно оценить, как

$$k_m = \mu / \lambda, \quad (49)$$

где λ – расстояние между соседними разломами одного ранга. Согласно [Sherman et al., 1983], для крупных разломов $\lambda \approx (0.25 - 0.33)L$, а L – длина разлома. Для мелких трещин параметр λ может изменяться в более широких пределах.

Соотношение (48) записано в линейном приближении постоянства жесткостей.

Преобразуя (46), (48) и (49), получаем оценку излучательной эффективности очага землетрясения:

$$\eta_R = 1 - \frac{(3 \div 4)\mu}{L \cdot k_f}. \quad (50)$$

В наиболее простом (линейном) случае жесткость разлома определяется как отношение

$$k_s \approx \frac{\mu_f}{W} \approx \frac{\mu_f}{\beta \cdot L}, \quad (51)$$

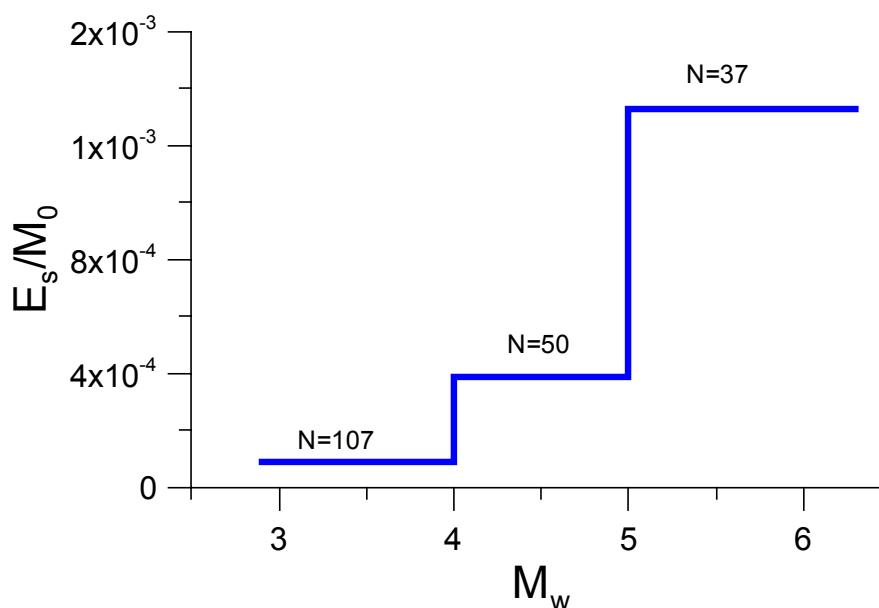


Рис. 14. Зависимость величины приведенной энергии, осредненной поинтервально, от магнитуды события.

N – количество событий в каждом интервале.

Fig. 14. Specific energy averaged by ranges versus event magnitude.

N – number of events in each range.

что означает независимость излучательной эффективности от масштаба события, так как при подстановке (51) выражение (50) не зависит от L.

Используя выражение для жесткости (14), получаем из (47) и (50) соотношение:

$$\frac{E_s}{M_0} = \frac{\Delta\sigma}{2\mu} \begin{cases} 1 - (1.5 - 2.0) \cdot 10^{-9} \cdot \mu \cdot L^{-0.68}, & L \geq 500 \text{ м} \\ 1 - (2.0 - 2.7) \cdot 10^{-11} \cdot \mu, & L < 500 \text{ м} \end{cases}, \quad (52)$$

которое описывает зависимость излучательной эффективности сейсмического источника от масштаба.

Пример расчета по соотношению (52) показан линией 2 на рис. 12. В проведении вычислений приняты значения $\Delta\sigma = 3 \text{ MPa}$, а $\mu = 3 \cdot 10^{10} \text{ Pa}$, а длину разлома выразили через сейсмический момент при помощи выражения (24).

Таким образом, для событий с $M_w > 3.5$ эффективность излучения постепенно возрастает с масштабом, как показано на рис. 12. При этом в диапазоне магнитуд $M_w > 6$ этот процесс становится малозаметным. Для слабой сейсмичности в диапазоне $3.5 > M_w > 1.0$ значение приведенной энергии не зависит от масштаба согласно (52).

Для малых событий с $M_w < 1$ ($L < 50 \text{ м}$) понятие сдвиговой жесткости разлома становится, в контексте рассматриваемой задачи, не столь определенным. Впервые, часть мелких событий происходит на одних и тех же ограниченных участках более крупных разломов, так что величина сдвиговой жесткости слабо за-

висит от магнитуды события. Во-вторых, некоторые мелкие события связаны, вероятно, с образованием новых трещин. В этом случае можно считать справедливым приближение Кейлиса-Борока – Эшлеби [Keilis-Borok, 1959], согласно которому скачок напряжений $\Delta\sigma$ при смещении по круговой трещине пропорционален амплитуде смещения Δu и обратно пропорционален радиусу r трещины:

$$\Delta u \sim \frac{\Delta u}{r}, \quad (53)$$

т.е. $k_s = \frac{\partial\sigma}{\partial u} \sim \frac{1}{r}$, что, как и в случае (51), означает независимость приведенной энергии от масштаба события.

Несколько иная ситуация имеет место для слабых событий, произошедших на небольших глубинах до (1–2 км), т.е. для шахтной сейсмичности. Здесь играет роль эффект снижения значения модуля сдвига породы при увеличении характерного размера задачи. Для оценки этого эффекта мы использовали результаты измерений скорости распространения поперечных волн в массиве кварцита, проведенных на разных базах — от образцов до сейсмических профилей на глубине около 1000 м. Анализ данных продемонстрировал устойчивое снижение этого параметра от значения, характерного для измерений на образцах $C_s \approx 3000 \text{ м/с}$, до величины $C_s \approx 2600 \text{ м/с}$, полученной при измерениях на базах 100 – 500 м. Соответствующий пересчет

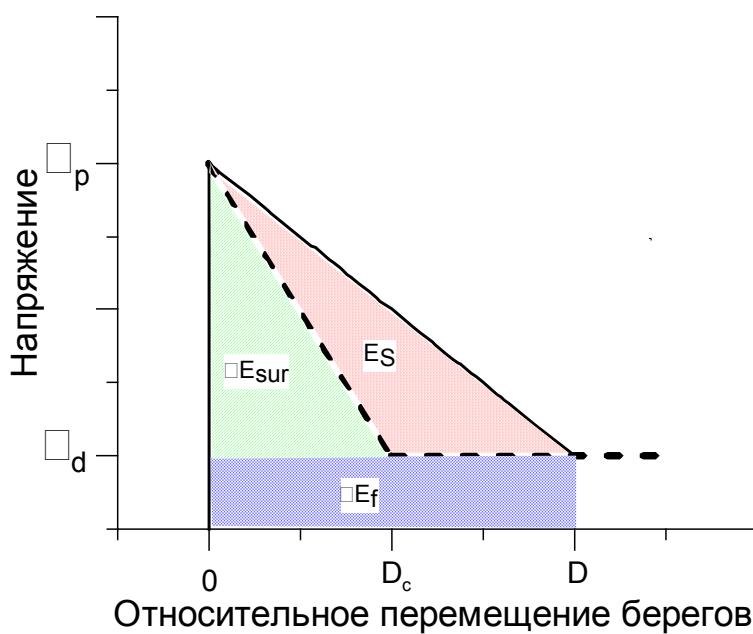


Рис. 15. Баланс энергии при образовании разрыва.

Штриховая линия – изменение сопротивления сдвигу, сплошная – разгрузка окружающего массива.

Fig. 15. Energy balance during faulting.

Dotted line – changes of resistance to shear; solid line – loading-out of the surrounding massive.

позволяет построить зависимость для эффективного значения модуля сдвига:

$$\mu = 2.4 \cdot 10^{10} L^{-0.06} \text{ Па/м}^2 \text{ при } 0.1 < L < 200 \text{ м}, \quad (54)$$

которая описывает экспериментальные данные с коэффициентом корреляции $R = 0.96$. Понятно, что соотношение (54) не следует экстраполировать за пределы диапазона имеющихся данных. Подстановка (54) в (52) дает соотношение:

$$\eta_R = (1 - (0.48 - 0.65)L^{-0.06}) \cdot \frac{\Delta\sigma}{2.4 \cdot 10^{10} L^{-0.06}}, \quad 0.1 < L < 200 \text{ м}, \quad (55)$$

показанное на рис. 12 линией 3. При проведении расчета использовалось значение $\Delta\sigma = 1 \text{ МПа}$, а длина разлома выражается через сейсмический момент при помощи выражения (23).

Результаты этих простых оценок демонстрируют качественное соответствие с осредненной по интервалу зависимостью $E(M_w)$ (линия 1 на рис. 12). Понятно, что количественное соответствие обеспечено подбором необходимой величины $\Delta\sigma$ в соотношении (52). При достаточно крупном масштабе события величину модуля сдвига материала, слагающего блоки горной породы, можно считать не зависящей ни от масштаба, ни от тектонической обстановки.

8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный анализ обширного экспериментального материала продемонстрировал, что в процессе разломообразования и излучения сейсмических волн существуют несколько иерархических уровней, в которых изменение параметров событий с масштабом происходит по разным законам.

Первый класс событий – сейсмичность, индуцированная горными работами или заполнением водохранилищ – слабые события с $M_w < 1$, произошедшие на небольших глубинах. В этом интервале жесткость трещин снижается обратно пропорционально размеру, что соответствует законам подобия. Однако регулярно наблюдаются отклонения от подобия, связанные главным образом с зависимостью эффективного модуля сдвига среды от масштаба.

Ко второму классу событий следует отнести мелкие землетрясения, очаги которых расположены на сейсмогенных глубинах. Здесь практически отсутствуют сведения о самых мелких событиях по той простой причине, что они, как правило, не регистрируются сейсмическими сетями. Параметры землетрясений с магнитудой $M_w \sim 0-3$ во многом определяются местом расположения очага. Если гипоцентры приурочены к мелким трещинам, расположенным в стороне от магистральной зоны крупного разлома, то их параметры подчиняются законам подобия $L \sim M_0^{1/3}$, а $E_s \sim M_0$. Если же последовательности повторных событий фикси-

руются непосредственно на участках крупных разломных зон, жесткость которых существенно отличается от жесткости мелких трещин, то наблюдаются значительные отклонения от закона подобия, проявляющиеся, в частности, в аномальной зависимости рекуррентного времени между событиями от масштаба.

Для слабой сейсмичности основную роль играет адгезионный механизм восстановления прочности, при котором скорость залечивания разрыва в значительной степени определяется фоновой величиной скорости деформации.

Характерные линейные размеры $L \sim 500$ –1000 м являются некоторой переходной областью, после которой изменяются масштабные соотношения как для характеристик разломов, так и для параметров очагов землетрясений. Эффективная мощность зоны влияния сформировавшегося разлома, его жесткость, величина сейсмического момента землетрясений изменяются с масштабом заметно медленнее, чем в самоподобной среде.

Нелинейная зависимость жесткости разлома от длины приводит к быстрому росту в несколько раз среднего значения эффективности сейсмического источника в диапазоне магнитуд M_w 3–5. Для более крупных землетрясений этот эффект практически не заметен.

Для крупнейших землетрясений с $M_w > 7$ наблюдается замедление роста сейсмического момента с увеличением длины разрыва и некоторое снижение величины приведенной сейсмической энергии.

Для средних и крупных событий гидротермальный механизм залечивания микротрещин оказывает, по-видимому, существенное влияние на свойства среды в области контактов макронеровностей (так называемые «asperities», или «контактные пятна»). Процесс восстановления сплошности магистрального разрыва не оказывает существенного влияния на время подготовки землетрясения.

Для землетрясений Байкальской рифтовой системы отмечается аномальная тенденция сильного возрастания приведенной энергии, рассчитанной по величине класса события, с увеличением масштаба. В интервале моментных магнитуд от 5.0 до 6.3 усредненное значение E_{sK} / M_0 превышает среднемировую величину для этого диапазона, по крайней мере, в 25 раз. Необходимо разобраться, является ли этот эффект артефактом, связанным с некорректным расчетом величины сейсмической энергии, или имеет место необъясненный пока физический эффект.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 13_05_00780) и программы № 6 ОНЗ РАН.

9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Abercrombie R.E., 1995. Earthquake source scaling relationships from –1 to 5 M_L using seismograms recorded at 2.5-km depth. *Journal of Geophysical Research* 100 (B12), 24015–24036. <http://dx.doi.org/10.1029/95JB02397>.
- Aki K., 1967. Scaling law of seismic spectrum. *Journal of Geophysical Research* 72 (4), 729–740. <http://dx.doi.org/10.1029/JZ072i004p01217>.
- Baranov S.V., German V.I., Oseev V.G., 2013. Aftershock process of 27.12.2011 Tuva Earthquake, *Geofizicheskie Issledovaniya* 14 (1), 16–30 (in Russian) [Баранов С.В., Герман В.И., Осеев В.Г. Афтершоковый процесс Тувинского землетрясения 27.12.2011 г. // Геофизические исследования. 2013. Т. 14. № 1. С. 16–30].
- Beach, A., Welbon A.I., Brockback P.J., McCallum J.E., 1999. Reservoir damage around faults: outcrop examples from the Suez Rift. *Petroleum Geosciences* 5 (2), 109–116. <http://dx.doi.org/10.1144/petgeo.5.2.109>.
- Ben-Zion Y., 2008. Collective behavior of earthquakes and faults: Continuum-discrete transitions, progressive evolutionary changes, and different dynamic regimes. *Reviews of Geophysics* 46 (4), RG4006. <http://dx.doi.org/10.1029/2008RG00260>.
- Ben-Zion Y., Aki K., 1990. Seismic radiation from an SH line source in a laterally heterogeneous planar fault zone. *Bulletin of Seismological Society of America* 80 (4), 971–994.
- Ben-Zion Y., Peng Z., Lewis M., McGuire J., 2007. High resolution imaging of fault zone structures with seismic fault zone waves. *Scientific Drilling*, Special Issue 1, 78–79. <http://dx.doi.org/10.2204/iodp.sd.s01.23.2007>.
- Ben-Zion Y., Peng Z., Okaya D., Seeger L., Armbruster J.G., Ozer N., Michael A.J., Baris S., Aktar M., 2003. A shallow fault-zone structure illuminated by trapped waves in the Karadere-Duzce branch of the North Anatolian Fault, western Turkey. *Geophysical Journal International* 152 (3), 699–717. <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01870.x>.
- Besedina A.N., Kabychenko N.V., Kocharyan G.G., 2013. Low-magnitude seismicity monitoring in rocks. *Journal of Mining Science* 49 (5), 691–703. <http://dx.doi.org/10.1134/S106273914905002X>.
- Blenkinsop T.G., 1989. Thickness – displacement relationships for deformation zones: discussion. *Journal of Structural Geology* 11 (8), 1051–1054. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90056-4](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(89)90056-4).
- Bradbury K.K., Barton D.C., Solum J.G., Draper S.D., Evans J.P., 2007. Mineralogic and textural analyses of drill cuttings from the San Andreas Fault Observatory at Depth (SAFOD) boreholes: Initial interpretations of fault zone composition and constraints on geologic models. *Geosphere* 3 (5), 299–318. <http://dx.doi.org/10.1130/GES00076.1>.

- Brune J., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 75 (26), 4997–5009. <http://dx.doi.org/10.1029/JB075i026p04997>.
- Chen K.H., Nadeau R.M., Rau R.-J., 2007. Towards a universal rule on the recurrence interval scaling of repeating earthquakes? *Geophysical Research Letters* 34 (16), L16308. <http://dx.doi.org/10.1029/2007GL030554>.
- Chester F.M., Chester J.S., 1998. Ultracataclasite structure and friction processes of the Punchbowl fault, San Andreas system, California. *Tectonophysics* 295 (1–2), 199–221. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00121-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00121-8).
- Childs C., Manzocchi T., Walsh J.J., Bonson C.G., Nicol A., Schopfer M.P.J., 2009. A geometric model of fault zone and fault rock thickness variations. *Journal of Structural Geology* 31 (2), 117–127. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2008.08.009>.
- Choy G.L., Boatwright J.L., 1995. Global patterns of radiated seismic energy and apparent stress. *Journal of Geophysical Research* 100 (B9), 18205–18228. <http://dx.doi.org/10.1029/95JB01969>.
- Cochran E.S., Li Y.-G., Shearer P.M., Barbot S., Fialko Y., Vidale J.E., 2009. Seismic and geodetic evidence for extensive, long-lived fault damage zones. *Geology* 37 (4), 315–318. <http://dx.doi.org/10.1130/G25306A.1>.
- Convers J.A., Newman A.V., 2011. Global evaluation of large earthquake energy from 1997 through mid 2010. *Journal Geophysical Research* 116 (B8), B08304. <http://dx.doi.org/10.1029/2010JB007928>.
- Dieterich J., 1978. Time-dependent friction and the mechanics of stick-slip. *Pure and Applied Geophysics* 116 (4–5), 790–806. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00876539>.
- Dobrynina A.A., 2011. Seismic Quality Factor of the Lithosphere and Source Parameters of the Baikal Rift System Earthquakes. Candidate of Physical and Mathematical Sciences Dissertation. Irkutsk, 251 p. (in Russian) [Добрынина А.А. Добротность литосфера и очаговые параметры землетрясений Байкальской рифтовой системы: Дис. ... канд. физ.-мат. наук. Иркутск, 2011. 251 с.].
- Domański B., Gibowicz S., 2008. Comparison of source parameters estimated in the frequency and time domains for seismic events at the Rudna copper mine, Poland. *Acta Geophysica* 56 (2), 324–343. <http://dx.doi.org/10.2478/s11600-008-0014-1>.
- Elliott D., 1976. The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A* 283 (1312), 289–312. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.1976.0086>.
- Evans J.P., 1990. Thickness-displacement relationships for fault zones. *Journal of Structural Geology* 12 (8), 1061–1065. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(90\)90101-4](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(90)90101-4).
- Fedotov S.A., 1963. About the S-wave absorption in upper mantle and the energy classification of close earthquakes with intermediate source depths. *Izvestiya Akademii Nauk USSR. Seriya geofizicheskaya* (6), 820–849 (in Russian) [Федотов С.А. О поглощении поперечных сейсмических волн в верхней мантии и энергетической классификации близких землетрясений с промежуточной глубиной очага // Известия АН СССР. Серия геофизическая. 1963. № 6. С. 820–849].
- Fossen H., Hesthammer J., 2000. Possible absence of small faults in the Gullfaks Field, northern North Sea: implications for downscaling of faults in some porous sandstones. *Journal of Structural Geology* 22 (7), 851–863. [http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00013-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00013-4).
- Gibowicz S., Young R., Talebi S., Rawlence D., 1991. Source parameters of seismic events at the Underground Research Laboratory in Manitoba, Canada: Scaling relations for events with moment magnitude smaller than 2. *Bulletin of the Seismological Society of America* 81 (4), 1157–1182.
- Hanks T.C., Bakun W.H., 2008. M-logA observations for recent large earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 98 (1), 490–494. <http://dx.doi.org/10.1785/0120070174>.
- Haskell N.A., 1964. Total energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. *Bulletin of the Seismological Society of America* 54 (6A), 1811–1841.
- Heermann R., Shipton Z.K., Evans J.P., 2003. Fault structure control on fault slip and ground motion during the 1999 rupture of the Chelungpu fault, Taiwan. *Bulletin of the Seismological Society of America* 93 (3), 1034–1050. <http://dx.doi.org/10.1785/0120010230>.
- Henry C., Das S., 2001. Aftershock zones of large shallow earthquakes: fault dimensions, aftershock area expansion and scaling relations. *Geophysical Journal International* 147 (2), 272–293. <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-246X.2001.00522.x>.
- Hua W., Chen Z., Zheng S., 2013. Source parameters and scaling relations for reservoir induced seismicity in the Longtan reservoir area. *Pure and Applied Geophysics* 170 (5), 767–783. <http://dx.doi.org/10.1007/s00024-012-0459-7>.
- Hull J., 1988. Thickness-displacement relationships for deformation zones. *Journal of Structural Geology* 10 (4), 431–435. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(88\)90020-X](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(88)90020-X).
- Ide S., Beroza G., 2001. Does apparent stress vary with earthquake size? *Geophysical Research Letters* 28 (17), 3349–3352. <http://dx.doi.org/10.1029/2001GL013106>.
- Ide S., Beroza G.C., Prejean S.G., Ellsworth W.L., 2003. Apparent break in earthquake scaling due to path and site effects on deep borehole recordings. *Journal of Geophysical Research* 108 (B5), 2271. <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB001617>.

- Jahneke G., Igel H., Ben-Zion Y., 2002. Three-dimensional calculations of fault-zone-guided waves in various irregular structures. *Geophysical Journal International* 151 (2), 416–426. <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01784.x>.
- Jeppson T.N., Bradbury K.K., Evans J.P., 2010. Geophysical properties within the San Andreas Fault Zone at the San Andreas fault observatory at depth and their relationships to rock properties and fault zone structure. *Journal of Geophysical Research* 115 (B12), B12423. <http://dx.doi.org/10.1029/2010JB007563>.
- Kanamori H., Anderson D.L., 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of the Seismological Society of America* 65 (5), 1073–1095.
- Kanamori H., Brodsky E.E., 2004. The physics of earthquakes. *Reports on Progress in Physics* 67 (8), 1429–1496. <http://dx.doi.org/10.1088/0034-4885/67/8/R03>.
- Kanamori H., Mori J., Hauksson E., Heaton T.H., Hutton L.K., Jones L.M., 1993. Determination of earthquake energy release and ML using TERRAscope. *Bulletin of the Seismological Society of America* 83 (2), 330–346.
- Keilis-Borok V.I., 1959. On the estimation of the displacement in an earthquake source and source dimensions. *Annals of Geophysics* 12 (2), 205–214. <http://dx.doi.org/10.4401/ag-5718>.
- Klyuchevskii A.V., Demjanovich V.M., 2002. Source amplitude parameters of strong earthquakes in the Baikal seismic zone. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 38 (2), 139–148.
- Kocharyan G.G., 2010. Fault zone as a nonlinear mechanical system. *Fizicheskaya Mezomechanika* 13 (Special Issue), 5–17 (in Russian) [Кочарян Г.Г. Разломная зона как нелинейная механическая система // Физическая мезомеханика. 2010. Т. 13. Специальный выпуск. С. 5–17].
- Kocharyan G.G., Kishkina S.B., Ostapchuk A.A., 2010. Seismic picture of a fault zone. What can be gained from the analysis of the fine patterns of spatial distribution of weak earthquake centers? *Geodynamics & Tectonophysics* 1 (4), 419–440. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2010-1-4-0027>.
- Kocharyan G.G., Kishkina S.B., Ostapchuk A.A., 2011. Seismogenic width of a fault zone. *Doklady Earth Sciences* 437 (1), 412–415. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X11030147>.
- Kocharyan G.G., Kulyukin A.A., Markov V.K., Markov D.V., Pernik L.M., 2008. Critical deformation rate of fracture zones. *Doklady Earth Sciences* 418 (1), 132–135. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X08010297>.
- Kocharyan G.G., Ostapchuk A.A., Markov V.K., Pavlov D.V., 2014. Some questions of geomechanics of the faults in the continental crust. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 50 (3), 355–366. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351314030021>.
- Kocharyan G.G., Pavlov D.V., 2007. Disruption and healing of stress localization zones in rock. *Fizicheskaya Mezomechanika* 10 (1), 5–18 (in Russian) [Кочарян Г.Г., Павлов Д.В. Нарушение и залечивание зон локализации деформаций в массиве горных пород // Физическая мезомеханика. 2007. Т. 10. № 1. С. 5–18].
- Kocharyan G.G., Pavlov D.V., Ostapchuk A.A. 2013. Modes of faults deformation and trigger potential of seismic vibrations. In: Adushkin V.V., Kocharyan G.G. (Eds.) Triggering effects in geosystems (Moscow, June 18–21, 2013): papers of Second All-Russian Workshop Meeting. Publishing house “GEOS”, Moscow, p. 35–46 (in Russian) [Кочарян Г.Г., Павлов Д.В., Остапчук А.А. Режим деформирования разломных зон и инициирующий потенциал сейсмических колебаний // Триггерные эффекты в геосистемах: Материалы 2-го Всероссийского семинар-совещания (Москва, 18–21 июня 2013 г.). М.: ГЕОС, 2013. С. 35–46].
- Kocharyan G.G., Spivak A.A., 2003. The Dynamics of Rock Deformation. Publishing house “Akademkniga”, Moscow, 423 p. (in Russian) [Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: ИКЦ «Академкнига», 2003. 423 с.].
- Kostrov B.V., Das S., 1986. On the elastic contact modeling of faults with variable stiffness. *Geophysical Monograph* 37: Earthquake Source Mechanics. American Geophysical Union, New York, p. 65–71.
- Kostyuchenko V.N., Kocharyan G.G., Pavlov D.V., 2002. Strain characteristics of interblock gaps of different scales. *Physical Mesomechanics* 5 (5–6), 21–38.
- Krantz R.W., 1988. Multiple fault sets and three-dimensional strain: theory and application. *Journal of Structural Geology* 10 (3), 225–237. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(88\)90056-9](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(88)90056-9).
- Kuksenko V.S., 1986. Transition model from micro- to macrodestruction of solids. In: Collected articles of the First Soviet Workshop “Physics of strength and plasticity”. Nauka, Leningrad, p. 36–41 (in Russian) [Куксенко В.С. Модель перехода от микро- к макроразрушению твердых тел // Сборник докладов 1-й Всесоюзной школы-семинара «Физика прочности и пластичности». Л.: Наука, 1986. С. 36–41].
- Kurlenya M.V., Oparin V.N., 1999. Problems of nonlinear geomechanics. Part 1. *Journal of Mining Science* 35 (3), 216–230. <http://dx.doi.org/10.1007/BF02550237>.
- Kwiatek G., Plenkers K., Dresen G., JAGUARS Research Group, 2011. Source parameters of picoseismicity recorded at Mponeng deep gold mine, South Africa: implications for scaling relations. *Bulletin of the Seismological Society of America* 101 (6), 2592–2608. <http://dx.doi.org/10.1785/0120110094>.
- Lapusta N., Rice J.R., 2003. Nucleation and early seismic propagation of small and large events in a crustal earthquake model. *Journal of Geophysical Research* 108 (B4), 2205. <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB000793>.
- Levi K.G., Sherman S.I., 1995. Applied Geodynamic Analysis. Musee Royal de L’Afrique Centrale. Tervuren. Belgique

- Annales. Sciences Geologiques, V. 100, 133 p.
- Li Y.G., Chen P., Cochran E.S., Vidale J.E., Burdette T., 2006. Seismic evidence for rock damage and healing on the San Andreas Fault associated with the 2004 M6 Parkfield Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America* 96 (4B), 349–363. <http://dx.doi.org/10.1785/0120050803>.
- Li Y.G., Leary P., Aki K., Malin P., 1990. Seismic trapped modes in the Oroville and San Andreas fault zones. *Science* 249 (4970), 763–766. <http://dx.doi.org/10.1126/science.249.4970.763>.
- Li Y.G., Vidale J.E., Aki K., Xu F., 2000. Depth-dependent structure of the Landers fault zone from trapped waves generated by aftershocks. *Journal of Geophysical Research* 105 (B3), 6237–6254. <http://dx.doi.org/10.1029/1999JB900449>.
- Li Y.G., Vidale J.E., Cochran E.S., 2004. Low-velocity damaged structure of the San Andreas Fault at Parkfield from fault zone trapped waves. *Geophysical Research Letters* 31 (12), L12S06. <http://dx.doi.org/10.1029/2003GL019044>.
- Lin W., Conin M., Moore J.C., Chester F.M., Nakamura Y., Mori J.J., Anderson L., Brodsky E.E., Eguchi N., Expedition 343 Scientists, 2013. Stress State in the Largest Displacement Area of the 2011 Tohoku-Oki Earthquake. *Science* 339 (6120), 687–690. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1229379>.
- Madariaga R., 2011. Earthquake Scaling laws. In: R.A. Meyers (Ed.), *Extreme environmental events: complexity in forecasting and early warning*. V.1. Springer, p. 364–383. http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4419-7695-6_22.
- Mai P.M., Beroza G., 2000. Source scaling properties from finite-fault rupture models. *Bulletin of the Seismological Society of America* 90 (3), 604–615. <http://dx.doi.org/10.1785/0119990126>.
- Mair K., Frye K.M., Marone C., 2002. Influence of grain characteristics on the friction of granular shear zones. *Journal of Geophysical Research* 107 (B10), 2219. <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB000516>.
- Malovichko A.A. (Ed.), 2006. Earthquakes in Russia in 2003. GS RAS, Obrninsk, 112 p. (in Russian) [Землетрясения России в 2003 году / Под ред. А.А. Маловичко. Обнинск: ГС РАН, 2006. 112 с.].
- Malovichko A.A. (Ed.), 2010. Earthquakes in Russia in 2008. GS RAS, Obrninsk, 112 p. (in Russian) [Землетрясения России в 2008 году / Под ред. А.А. Маловичко. Обнинск: ГС РАН, 2010. 224 с.].
- Malovichko A.A., Malovichko D.A., 2010. Estimation of power and strain focal parameters of seismic events. In: Mel'nikov N.N. (Ed.) *Methods and systems of seismic deformation monitoring of technogenic earthquakes and rock bump*. V. 2. Novosibirsk, p. 66–92 (in Russian) [Маловичко А.А., Маловичко Д.А. Оценка силовых и деформационных характеристик очагов сейсмических событий // Методы и системы сейсмодеформационного мониторинга техногенных землетрясений и горных ударов. Т. 2. Новосибирск, 2010. С. 66–92].
- Malovichko A.A., Malovichko D.A., Dyagilev R.A., 2008. Seismological monitoring in the mines of the Verkhnekamskoye deposit of potash-salts. *Gornyy zhurnal* (10), 25–29 (in Russian) [Маловичко А.А., Маловичко Д.А., Дягилев Р.А. Сейсмологический мониторинг на рудниках Верхнекамского месторождения калийных солей // Горный журнал. 2008. № 10. С. 25–29].
- Manighetti I., Campillo M., Bouley S., Cotton F., 2007. Earthquake scaling, fault segmentation and structural maturity. *Earth and Planetary Science Letters* 253 (3–4), 429–438. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2006.11.004>.
- Marone C., Vidale J.E., Ellsworth W.L., 1995. Fault healing inferred from time dependent variations in source properties of repeating earthquakes. *Geophysical Research Letters* 22 (22), 3095–3098. <http://dx.doi.org/10.1029/95GL03076>.
- Mayeda K., Gok R., Walter W.R., Hofstetter A., 2005. Evidence for non-constant energy/moment scaling from coda derived source spectra. *Geophysical Research Letters* 32 (10), L10306. <http://dx.doi.org/10.1029/2005GL022405>.
- Mayeda K., Walter W.R., 1996. Moment, energy, stress drop, and source spectra of western United States earthquakes from regional coda envelopes. *Journal of Geophysical Research* 101 (B5), 11195–11208. <http://dx.doi.org/10.1029/96JB00112>.
- Mitchell T.M., Faulkner D.R., 2009. The nature and origin of off-fault damage surrounding strike-slip fault zones with a wide range of displacements: A field study from the Atacama fault zone, northern Chile. *Journal of Structural Geology* 31 (8), 802–816. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2009.05.002>.
- Mizuno T., Nishigami K., 2006. Deep structure of the Nojima Fault, southwest Japan, estimated from borehole observations of fault-zone trapped waves. *Tectonophysics* 417 (3–4), 231–247. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2006.01.003>.
- Muhuri S.K., Dewers T.A., Scott Jr. T.E., 2003. Interseismic fault strengthening and earthquake-slip instability: Friction or cohesion? *Geology* 31 (10), 881–884. <http://dx.doi.org/10.1130/G19601.1>.
- Muraoka H., Kamata H., 1983. Displacement distribution along minor fault traces. *Journal of Structural Geology* 5 (5), 483–495. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(83\)90054-8](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(83)90054-8).
- Nadeau R.M., Foxall W., McEvilly T.V., 1995. Clustering and periodic recurrence of microearthquakes on the San Andreas fault at Parkfield, California. *Science* 267 (5197), 503–507. <http://dx.doi.org/10.1126/science.267.5197.503>.
- Nadeau R.M., Johnson L.R., 1998. Seismological studies at Parkfield VI: Moment release rates and estimates of source parameters for small repeating earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America* 88 (3), 790–814.
- Nazarova L.A., Nazarov L.A., Dyadkov P.G., Kozlova M.P., Ilin V.P., Gurieva Ya.L., 2010. Estimation of focal parameters of a forthcoming earthquake from day surface deformation. *Fizicheskaya Mezomechanika* 13 (Special Issue), 23–28 (in Russian) [Назарова Л.А., Назаров Л.А., Дядьков П.Г., Козлова М.П., Ильин В.П., Гурьева Я.Л. Оценка фокальных

параметров предстоящего землетрясения по деформациям дневной поверхности // Физическая мезомеханика. 2010. Т. 13. Специальный выпуск. С. 23–28].

Oye V., Bungum H., Roth M., 2005. Source parameters and scaling relations for mining-related seismicity within the Pyhäsalmi ore mine, Finland. *Bulletin of the Seismological Society of America* 95 (3), 1011–1026. <http://dx.doi.org/10.1785/0120040170>.

Papazachos B.C., Scordilis E.M., Panagiotopoulos D.G., Papazachos C.B., Karakaisis G.F. 2004. Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes. *Bulletin of the Geological Society of Greece* 36, 1482–1489.

Peacock D.C.P., Sanderson D.J., 1991. Displacement and segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *Journal of Structural Geology* 13 (6), 721–733. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(91\)90033-F](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(91)90033-F).

Peng Z., Gomberg J., 2010. An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena. *Nature geoscience* 3 (9), 599–607. <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo940>.

Rats M.V., Chernyshev S.N., 1970. Fracturing and properties of fractured rocks. Publishing house “Nedra”, Moscow, 160 p. (in Russian) [Рац М.В., Чернышев С.Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М.: Недра, 1970. 160 с.].

Rautian T.G., 1964. About determination of earthquake energy at the distances up to 3000 km. *Experimental seismicity. Proceedings of IFE AS USSR* (32(199)), 88–93 (in Russian) [Раутян Т.Г. Об определении энергии землетрясений на расстоянии до 3000 км // Экспериментальная сейсмика. Труды ИФЗ АН СССР. 1964. № 32 (199). С. 88–93].

Rodionov V.N., Adushkin V.V., Kostyuchenko V.N., 1971. The Mechanical Effect of Underground Explosion. Publishing house “Nedra”, Moscow, 224 p. (in Russian) [Родионов В.Н., Адушкин В.В., Костюченко В.Н. Механический эффект подземного взрыва. М.: Недра, 1971. 224 с.].

Romanowicz B., Ruff L.J., 2002. On moment-length scaling of large strike slip earthquakes and the strength of faults. *Geophysical Research Letters* 29 (12), 1604. <http://dx.doi.org/10.1029/2001GL014479>.

Ruzhich V.V., Medvedev V.Ya., Ivanova L.A., 1990. Healing of seismogenic faults and recurrence of earthquakes. In: Seismicity of Baikal rift. Prognostic aspects. Publishing house “Nauka”, Novosibirsk, p. 44–50 (in Russian) [Ружич В.В., Медведев В.Я., Иванова Л.А. Залечивание сейсмогенных разрывов и повторяемость землетрясений // Сейсмичность Байкальского рифта. Прогностические аспекты. Новосибирск: Наука, 1990. С. 44–50].

Ruzhich V.V., Sherman S.I., 1978. Estimation of relationship between length and value of disruptive displacements. In: Dynamics of the Earth crust of the East Siberia. Publishing house “Nauka”, Siberian Branch. Novosibirsk, p. 52–57 (in Russian) [Ружич В.В., Шерман С.И. Оценка связи между длиной и амплитудой разрывных смещений // Динамика земной коры Восточной Сибири. Новосибирск: Наука. СО, 1978. С. 52–57].

Sadovsky M.A., Bolkhovitinov L.G., Pisarenko V.F., 1987. Deformation of geophysical medium and seismic process. Publishing house “Nauka”, Moscow, 100 p. (in Russian) [Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 100 с.].

Sadovsky M.A., Kocharyan G.G., Rodionov V.N., 1988. About the mechanics of block rock massif. *Doklady AN USSR* 302 (2), 306–307 (in Russian) [Садовский М.А., Kocharyan Г.Г., Родионов В.Н. О механике блочного горного массива // Доклады АН СССР. 1988. Т. 302. № 2. С. 306–307].

Savage H.M., Brodsky E.E., 2011. Collateral damage: Evolution with displacement of fracture distribution and secondary fault strands in fault damage zones. *Journal of Geophysical Research* 116 (B3), B03405. <http://dx.doi.org/10.1029/2010JB007665>.

Scholz C.H., 1982. Scaling laws for large earthquakes: consequences for physical models. *Bulletin of the Seismological Society of America* 72 (1), 1–14.

Scholz C.H. 1990. The Mechanics of Earthquakes and Faulting. Cambridge University Press, New York, 439 p.

Scholz C.H., 1994. Reply to comments on “A reappraisal of large earthquake scaling”. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84 (5), 1677–1678.

Scholz C.H., 1988. Earthquakes and friction laws. *Nature* 391 (6662), 39–42. <http://dx.doi.org/10.1038/34097>.

Seminskiy K.Zh., 2003. Internal Structure of the Continental Fault Zones. Tectonophysical Aspect. Publishing house “Geo”, 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.].

Sherman S.I., 1977. Physical Laws of Fault Evolution in the Earth Crust. Publishing house “Nauka”, Novosibirsk, 103 p. (in Russian) [Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 103 с.].

Sherman S.I., 2009. A tectonophysical model of a seismic zone: Experience of development based on the example of the Baikal rift system. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 45 (11), 938–951. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351309110020>.

Sherman S.I., 2013. Deformation waves as a trigger mechanism of seismic activity in seismic zones of the continental lithosphere. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (2), 83–117. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2013-4-2-0093>.

Sherman S.I., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., 1983. Areas of Dynamic Influence of Faults (Modelling Results). Publishing

house “Nauka”, Siberian Branch of the Academy of Sciences of the USSR, Novosibirsk, 110 p. (in Russian) [Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука, СО АН СССР, 1983. 110 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. Strike Slip Zones. Publishing house “Nauka”, Siberian Branch, Novosibirsk, V. 1, 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. Т. 1. 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. Publishing house “Nauka”, Siberian Branch, Novosibirsk, V. 2, 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. Т. 2. 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. Publishing house “Nauka”, Siberian Branch, Novosibirsk, V. 3, 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. Т. 3. 262 с.].

Shipton Z.K., Cowie P.A., 2001. Damage zone and slip-surface evolution over μm to km scales in high-porosity Navajo sandstone, Utah. *Journal of Structural Geology* 23 (12), 1825–1844. [http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141\(01\)00035-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00035-9).

Sibson R.H., 2003. Thickness of the seismic slip zone. *Bulletin of the Seismological Society of America* 93 (3), 1169–1178. <http://dx.doi.org/10.1785/0120020061>.

Sibson R.H., McMoore J., Rankin R.H., 1975. Seismic pumping – hydrothermal fluid transport mechanism. *Journal of Geological Society* 131 (6), 653–659. <http://dx.doi.org/10.1144/gsjgs.131.6.0653>.

Steinberg V.V., 1983. About the focal parameters and seismic effect of earthquakes. *Izvestiya Akademii Nauk USSR. Fizika Zemli* (7), 49–64 (in Russian) [Штейнберг В.В. О параметрах очагов и сейсмическом эффекте землетрясений // Известия АН СССР. Физика Земли. 1983. № 7. С. 49–64].

Stork A.L., Ito H., 2004. Source parameter scaling for small earthquakes observed at the Western Nagano 800-m-Deep Borehole, Central Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America* 94 (5), 1781–1794. <http://dx.doi.org/10.1785/012002214>.

Tadokoro K., Ando M., 2002. Evidence for rapid fault healing derived from temporal changes in S wave splitting. *Geophysical Research Letters* 29 (4), 1047. <http://dx.doi.org/10.1029/2001GL013644>.

Tenthorey E., Cox S.F., Todd H.F., 2003. Evolution of strength recovery and permeability during fluid-rock reaction in experimental fault zones. *Earth and Planetary Science Letters* 206 (1–2), 161–172. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01082-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01082-8).

Urbancic T.I., Young R.P., 1993. Space-time variations in source parameters of mining-induced seismic events with $M < 0$. *Bulletin of the Seismological Society of America* 83 (2), 378–397.

Venkataraman A., Kanamori H., 2004. Observational constraints on the fracture energy of subduction zone earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 109 (B5), B05302. <http://dx.doi.org/10.1029/2003JB002549>.

Vidale J.E., Li Y.G., 2003. Damage to the shallow Landers fault from the nearby Hector Mine earthquake. *Nature* 421 (6922), 524–526. <http://dx.doi.org/10.1038/nature01354>.

Villemin T., Angelier J., Sunwoo C., 1995. Fractal distribution of fault length and offsets: Implications of brittle deformation evaluation – the Lorraine Coal Basin. In: Barton C. and LaPointe P. (Eds.). *Fractals in the Earth Sciences*. Plenum Press, New York, p. 205–226. http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4899-1397-5_10.

Walsh J.J., Nicol A., Childs C., 2002. An alternative model for the growth of faults. *Journal of Structural Geology* 24 (11), 1669–1675. [http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141\(01\)00165-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00165-1).

Walsh J.J., Watterson J., 1987. Distribution of cumulative displacement and of seismic slip on a single normal fault surface. *Journal of Structural Geology* 9 (8), 1039–1046. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90012-5](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(87)90012-5).

Walsh J.J., Watterson J., 1988. Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults. *Journal of Structural Geology* 10 (3), 239–247. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(88\)90057-0](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(88)90057-0).

Watterson J., 1986. Fault dimensions, displacements and growth. *Pure and Applied Geophysics* 124 (1–2), 365–373. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00875732>.

Web site of Kamchatka Branch of Geophysical Survey RAS. Available from: <http://www.emsd.ru/>.

Web site of Baikal Branch GS RAS. Available from: <http://www.seis-bykl.ru/>.

Web site of Kazakhstan National Data Center. Available from: <http://www.kndc.kz>.

Web site of Harvard Centroid-Moment-Tensor (CMT) Project. Available from: <http://www.globalcmt.org/>.

Web site of National Earthquake Information Center. Available from: <http://www.neic.usgs.gov/>.

Wells D.L., Coppersmith K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84 (4), 974–1002.

Yamada T., Mori J. J., Ide S., Abercrombie R.E., Kawakata H., Nakatani M., Iio Y., Ogasawara H., 2007. Stress drops and radiated seismic energies of microearthquakes in a South African gold mine. *Journal of Geophysical Research* 112 (B03), B03305. <http://dx.doi.org/10.1029/2006JB004553>.

Zoback M.D., Hickman S., Ellsworth W.L., 2008. In situ fault zone observations from SAFOD, EarthScope Onsite Newsletter, winter. Available from: http://www.earthscope.org/es_doc/onsite/onsite_winter08.pdf.



Кочарян Геворг Грантович, докт. физ.-мат. наук, профессор, заведующий лабораторией
Институт динамики геосфер РАН
119334, Москва, Ленинский проспект, 38, корп. 1, Россия
Тел.: (495) 939-75-27; e-mail: gevorgk@idg.chph.ras.ru, gevorgkidg@mail.ru

Kocharyan, Gevorg G., Doctor of Physics and Mathematics, Professor, Head of Laboratory
Institute of Geosphere Dynamics RAS
38 Leninsky prospect, Building 1, Moscow 119334, Russia
Tel.: (495)9397527; e-mail: gevorgk@idg.chph.ras.ru, gevorgkidg@mail.ru



ACCELERATED SYNERGISM ALONG A FAULT: A POSSIBLE INDICATOR FOR AN IMPENDING MAJOR EARTHQUAKE

Ma Jin¹, Guo Yanshuang¹, S. I. Sherman²

¹ National Key Laboratory for Earthquake Dynamics, Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing, China

² Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract: It is generally accepted that crustal earthquakes are caused by sudden displacement along faults, which rely on two primary conditions. One is that the fault has a high degree of synergism, so that once the stress threshold is reached, fault segments can be connected rapidly to facilitate fast slip of longer fault sections. The other is sufficient strain accumulated at some portions of the fault which can overcome resistance to slip of the high-strength portions of the fault. Investigations to such processes would help explore how to detect short-term and impending precursors prior to earthquakes. A simulation study on instability of a straight fault is conducted in the laboratory. From curves of stress variations, the stress state of the specimen is recognized and the meta-instability stage is identified. By comparison of the observational information from the press machine and physical parameters of the fields on the sample, this work reveals differences of temporal-spatial evolution processes of fault stress in the stages of stress deviating from linearity and meta-instability. The results show that due to interaction between distinct portions of the fault, their independent activities turn gradually into a synergetic activity, and the degree of such synergism is an indicator for the stress state of the fault. This synergetic process of fault activity includes three stages: generation, expansion and increase amount of strain release patches, and connection between them. The first stage begins when the stress curve deviates from linearity, different strain variations occur at every portions of the fault, resulting in isolated areas of stress release and strain accumulation. The second stage is associated with quasi-static instability of the early meta-instability when isolated strain release areas of the fault increase and stable expansion proceeds. And the third stage corresponds to the late meta-instability, i.e. quasi-dynamic instability as both the expansion of strain release areas and rise of strain level of strain accumulation areas are accelerated. The synergism is accelerated when the quasi-static expansion transforms into quasi-dynamic expansion, with interaction between fault segments as its mechanism. The essence of such transformation is that the expansion mechanism has changed, i.e. expansion of isolated fault segments is replaced by linkage of the interacting segments when the fault enters the critical state of a potential earthquake. Based on the experimental results, coupled with data on the temporal-spatial evolution of earthquakes along the Laohushan-Maomaoshan fault, west of the Haiyuan fault zone in northwestern China, the synergism process of this fault before the 6 June 2000 M6.2 earthquake is analyzed.

Key words: meta-instability stress state, accelerated synergism, information indicative of sure earthquake occurrence, short-term and impending precursor.

Recommended by K.Zh. Seminsky

Citation: Ma Jin, Guo Yanshuang, Sherman S.I. 2014. Accelerated synergism along a fault: A possible indicator for an impending major earthquake. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (2), 387–399. doi:10.5800/GT-2014-5-2-0134.

УСКОРЕННЫЙ СИНЕРГИЗМ ВДОЛЬ РАЗЛОМА: ВОЗМОЖНЫЙ ИНДИКАТОР НЕИЗБЕЖНОГО КРУПНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Ма Дзинь¹, Гуо Яншуань¹, С. И. Шерман²

¹ Национальная ведущая лаборатория динамики землетрясений, Институт геологии, Администрация Китая по землетрясениям, Пекин, Китай

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация: Обычно принято считать, что причиной землетрясений земной коры является внезапное смещение вдоль разлома при наличии двух основных условий. Первое условие связано с высоким синергизмом разлома, когда при достижении предельного уровня напряжений отдельные участки разлома очень быстро соединяются друг с другом, способствуя быстрому смещению более длинных участков данного разлома. Второе условие заключается в значительном напряжении, накопленном на отдельных участках разлома, при котором может быть преодолено сопротивление смещению высокопрочных участков разлома. Исследование таких процессов может помочь в выявлении краткосрочных неизбежных предвестников, проявляющихся перед землетрясениями. В лабораторных условиях проводится моделирование состояния нестабильности прямого разлома. Полученные кривые вариаций напряжений позволяли установить состояния напряжений модели и выявить стадию метанестабильности. В данной работе проведено сравнение данных, полученных путем наблюдения процесса на модельной установке, с физическими параметрами полей образца и выявлены различия процессов пространственно-временного развития разломных напряжений по стадиям, когда отмечены отклонения напряжений от линейности и метанестабильности. Результаты исследования показали, что вследствие взаимодействия отдельных участков разлома их независимая активность постепенно переходит в синергетическую активность, и такой синергизм является показателем состояния напряжений разлома. Процесс синергетической активности разлома проходит три стадии развития: возникновение небольших участков, где высвобождаются напряжения, расширение и увеличение размеров таких участков высвобождения напряжений и соединение участков, где идет высвобождение напряжений. Первая стадия начинается, когда кривая напряжений отклоняется от линейности, при этом на каждом участке разлома имеют место вариации напряжений, в результате чего появляются отдельные изолированные участки, где происходит высвобождение и накопление напряжений. Вторая стадия связана с квазистатической нестабильностью ранней метанестабильности, когда отдельные участки разлома, где идет высвобождение напряжений, увеличиваются в размерах и продолжается их стабильное расширение. Третья стадия соответствует поздней метанестабильности, т.е. квазидинамической нестабильности, поскольку ускоряются как расширение участков высвобождения напряжений, так и усиление уровня напряжений на участках накопления напряжений. Синергизм ускоряется, когда квазистатические трансформации переходят в квазидинамическое расширение, при этом действует механизм взаимодействия между участками разлома. Суть такой трансформации заключается в изменении механизма расширения участков – расширение изолированных участков разлома сменяется на слияние таких участков при их взаимодействии, когда разлом входит в критическую стадию потенциального землетрясения. На основе данных, полученных экспериментальным путем и дополненных информацией о пространственно-временной эволюции землетрясений вдоль разлома Лаохушан-Маомаошан в западной части разломной зоны Хайюань в Северо-Восточном Китае, проанализирован процесс синергизма данного разлома перед землетрясением магнитудой 6.2, которое произошло 6 июня 2000 г.

Ключевые слова: метанестабильность, состояние напряжений, ускоренный синергизм, информация, свидетельствующая о неизбежном наступлении землетрясения, краткосрочный неизбежный предвестник.

1. INTRODUCTION

In recent years, due to disaster threat on human caused by major earthquakes, it is increasingly desired that scientists should offer definite information on seismic hazard to public. However, it is often noted that “the predicted quake is reluctant to come, while unexpected seismic events caught Earth scientists off guard” [Zhang Guomin, 2013]. For example, after the December 2004 Sumatra $Mw9.1$ earthquake, China Earthquake Administration held a meeting on future earthquake trends in mainland China in early 2005, and all the researchers attending the meeting accepted that major events would occur on the North-South seismic zone in central China in view of the geodynamic context. Intensified studies and monitoring were conducted along this potentially hazardous zone. But such expected shocks did not happen in the following three years. Another regular meeting of the Administration was held in early 2008, when some people began to doubt the previous prediction and thought that an expected major event was unlikely to occur in the near future. Unfortunately, several months later, the 12 May 2008 Wenchuan $Ms8.0$ ($Mw7.9$) earthquake hit Longmenshan, the central part of this zone. Among the complicated reasons for this failure in the ef-

fort of earthquake prediction, one is that the experts usually provide answers as “possible or impossible” rather than “yes or no”, i.e. cannot determine which fault will surely generate a major quake, or what time such predicted events will take place given its location and magnitude can be estimated in advance.

Actually, people know little about regularities of earthquakes as seismology is a young science. During the past nearly 30 years, models of quasi-periodicity and characteristic earthquakes for some faults were suggested [Fedotov, 1968; Sykes, 1971; Shimazaki, Nakata, 1980; Nishenko, 1991] and served as a primary basis for long-term earthquake prediction, i.e. forecasting the occurrence time of an event in the future. The actual events did not, however, coincide with the expected cases. For instance, $M7$ events occurred at Tokai, Japan in 1707 and 1845, respectively, showing an interval 138 years. Following the assumed recurrence model, in 1978 Japanese scientists inferred that a $M7$ or greater shock should occur at any time in Tokai [Mogi, 1981; Matsumura, 1997; Science..., 2007]. In fact such an event, however, did not appear by now more than 30 years since then. In the Parkfield area, California, US, six $M6$ events were recorded with a maximum interval 38 years and minimum 12 years, 22 years on average or larg-

est variation +45 % ~ -72 % [Schwartz, Coppersmith, 1984; Bakun, Lindh, 1985; Shearer, 1958; Ben-Zion *et al.*, 1993]. This observation led to the characteristic earthquake model and a forecast in 1984 that claimed a *M*6 shock would happen in Parkfield before the year 1993. In fact, such an event did not come till 2004, implying an error as big as 11 years. So many similar examples reveal such a common truth that the prediction of the occurrence time for a future quake based on quasi-periodicity has a large uncertainty, although it can help estimate the earthquake trend for a long-term period. Laboratory research shows that in the same conditions, including driving force, loading rate, fault plane and experimental sample, the yielded quasi-periodicity of fault stick-slip has errors 5~11 %, which corresponds to errors 15~33 years for a 300-year cycle in nature. In fact, recurrence intervals of earthquakes are affected by many factors, of which the most important is that a fault is not an isolated existence, instead merely a boundary of a block, so its motion is jointly controlled by other boundaries of the block. For crustal motion, such errors are tiny, while too big to be acceptable for hazard reduction in human society, much less the errors in nature should exceed far more than that in the laboratory.

With hindsight to previous earthquakes, it was stated that some abnormal phenomena appeared before earthquakes, which were summarized as “seismic precursors”. Unfortunately, such claimed precursors did not occur in subsequent events, instead other distinct phenomena were observed. Is it possible to find out diagnostic precursors that are bound to appear prior to earthquakes? To answer this question, much effort was invested in studies involving many observational items such as crustal deformation, underground water, seismicity, geomagnetism, geoelectricity, and gravity. But the diagnostic precursors that have been rigorously confirmed are quite a few [Wyss, 1991, 1997; Cicerone *et al.*, 2009; Chen, 2009; Johnson, 2009; Beroza, Ide, 2009]. The possible seismic precursors that can appear at one place are associated with geological setting and stress field conditions there. From other angle of view, the stress field will change correspondingly after a major earthquake takes place on a fault, so that the next event on the same site may be different from the last one. Probably this is just one of the reasons why the search for diagnostic precursors is highly challenging. “In spite of extreme difficulties in earthquake prediction, people do not stop or give up their efforts toward this goal” [Chen, 2009].

It is widely accepted that earthquake prediction can be made in long-, intermediate-, and short-term and impending time scales. It is, however, not clear how to define such scales using a certain criterion. As different faults have their specific recurrence intervals, they can have different behaviors in the same time scale. In laboratory observations, on a stress-strain curve, the meta-instability stage begins from the peak stress point and ends at the instability point, which is the key period prior to the fault rupture [Ma Jin *et al.*, 2012]. For some faults with long

recurrence intervals, the meta-instability stage can exceed one year; while for other faults with very short recurrence intervals, one year may account for 1~10 % of the interval which contains the stages of stress deviating from linearity and meta-instability as well as the transform process into instability. Therefore, it is more reasonable to study the seismic risk of a fault from its stress state than from its time scale. The key problem is how to link the field information with the critical moments during the stress-strain process in time.

The laboratory research has such an advantage that information from the press machine can be compared with observed information of physical quantities of a field, which allows us to find out the features of the meta-instability stage from observations of multiple physical fields. Following this approach, we have conducted observational studies on temperature, fault slip and strain fields in the laboratory. Several individual experiments [Ma Jin *et al.*, 2012; Zhuo Yanqun *et al.*, 2013; Ren Yaqiong *et al.*, 2013; Liu Yuanzheng *et al.*, 2014] show that like specimen analysis, description of the regional overall stress state should not be based on data from single stations, instead the overall evolution of the deformation field should be considered. The instable slip of a fault is a transform process from independent activity of each fault part into synergism activity of all parts of the fault. When such synergism reaches a certain degree, the fault enters the meta-instability stage. Meanwhile deviating of the stress-time curve from linearity marks the start of stress release. From this moment, isolated weakening patches begin to appear on the fault and increase gradually. In the meta-instability stage of the fault, stress release becomes gradually dominant, and synergism is accelerated and tends to be completed.

The precursor prior to the impending instability is one of the target issues in earthquake research. The laboratory studies mentioned above are of importance for understanding mechanisms of faults and earthquakes as well as seismic precursors. When the stress-strain curve deviates from linearity, stress release on the fault begins and increases with time gradually. The key issues include how to recognize characters of stress release in different deformation stages, how to determine the information indicating that the earthquake is inevitable, and how to combine these research results with data on real seismic precursors. In the following sections of this paper, these issues are addressed based on our laboratory experiments and field observations.

2. EXPERIMENTAL CONDITIONS

Experimental specimen and arrangement of measurement sites: The experimental specimen is a 300 mm × 300 mm × 50 mm granodiorite from Fangshan district, Beijing. It is cut along the diagonal to simulate a straight fault plane. Thirty strain gauges are stuck nearby along the

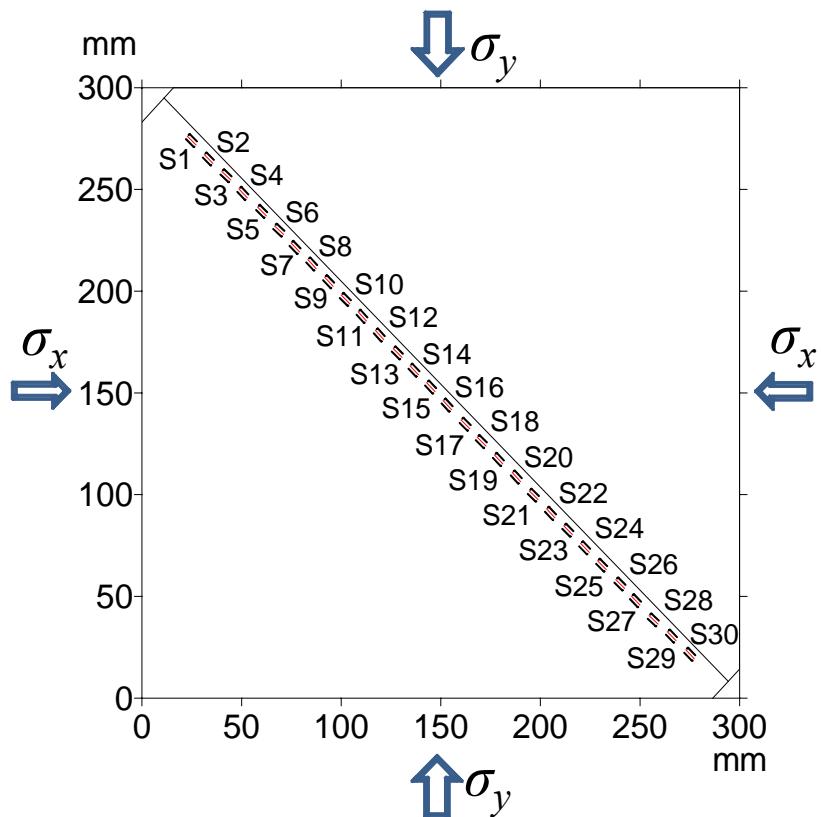


Fig. 1. Specimen structure, loading directions and arrangement of strain gauges.

Small black-and-red boxes along fault denote strain gauges. Black numbers S1 to S30 are serial numbers of strain measurement points.

Рис. 1. Структура модели, направления приложения нагрузки и расположение датчиков напряжений.

Датчики напряжений, установленные вдоль разлома, показаны как черные прямоугольники с красной полосой. Номера S1-S30 означают серийные номера точек замера напряжений.

fault to measure variations of the strain field (Fig. 1), which have resolution $1 \mu\epsilon$ and a sampling rate 100 Hz. These measurements enable us to analyze the temporal-spatial process of strain nearby the fault prior to its instability. We define that shortening (compressive strain) and elongation (extensional strain) of gauges are positive and negative values, respectively.

Loading conditions: Experiments are conducted on a dual-direction servo press machine, of which pressure and displacement are controllable. During tests, a constant pressure (5 MPa) is applied in X direction and controllable displacement at a constant rate ($0.1 \mu\text{m/s}$) is applied in Y direction. As the included angle between the fault trend and the loading direction is 45° , an average shear stress on the fault is

$$\tau = \frac{\sigma_y - \sigma_x}{2},$$

where τ is an average shear stress on the fault plane, σ_y and σ_x are average stresses at either end of Y and X directions, respectively.

Measurements during tests on the press machine yield data on the average shear stress-time process of the fault (lower right in Fig. 2). An enlarged curve of its last stage is given below to show details of its deformation from the time 660s to 700s (Fig. 2), on which point O is stress peak, N-O denotes the stage seriously deviating from linearity, OAB₂ is the meta-instability stage of which OA is quasi-static release stage, AB₂ is quasi-dynamic release stage, and B₂ marks the beginning of real instability.

3. FEATURES OF STRAIN VARIATIONS ALONG THE FAULT IN META-INSTABILITY STAGE

The curve of average shear stress with time (Fig. 2) illustrates several critical moments, N, O, A, B₁ and B₂, of deformation on the specimen. It is noted that this curve based on data from the press machine represents variations of all portions of the whole fault, while each site records strain processes of different portions. Below we analyze strain measurements of different sites at the critical moments on the curve of the average shear stress versus time.

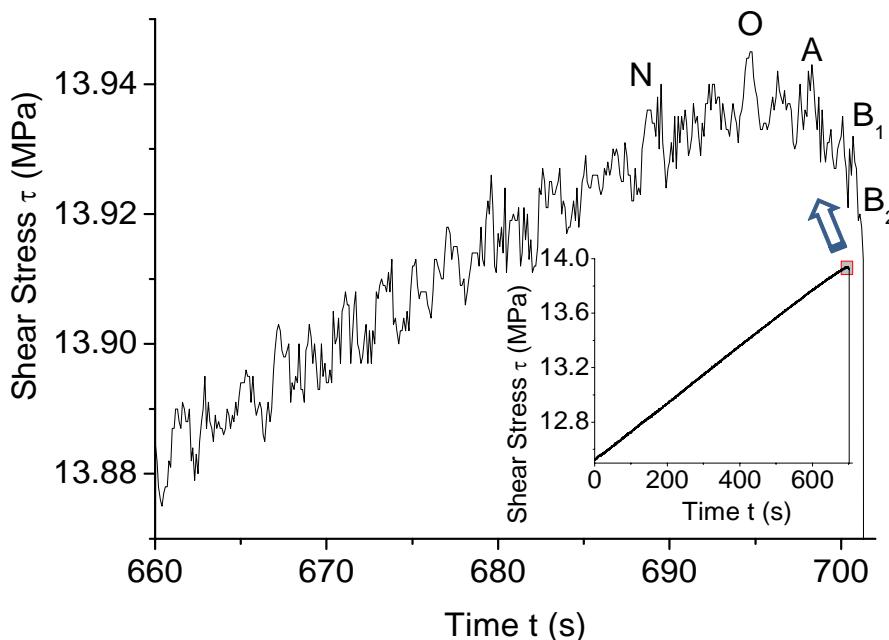


Fig. 2. Curve of mean shear stress versus time (lower right) and enlarged view of the final stage (small red box with blue arrow above).

Letters denote moments of significant deformation. See text for detail.

Рис. 2. Кривая среднего напряжения сдвига относительно времени (график в нижнем правом углу) и увеличенный график последней стадии (красный квадрат с голубой стрелкой в верхней части графика).

Буквами обозначены моменты значительной деформации (см. пояснения в тексте).

Overall, all site strains (hereafter abbreviated as SS) along the fault accumulate in the beginning stage (positive, compression). After the average shear stress-time curve deviates from linearity (about 500 s), strain variations at different sites begin to diverge. Some sites are of accelerated compression, while other portions turn into relaxation (negative, extension). Their variation amplitudes range from 0 to 65 $\mu\epsilon$. Profound differences among the sites appear relatively later. After ~ 660 s, the stress-time curve is in proximity to serious deviation from linearity. Therefore, the strain value at moment 660 s is set to be zero to highlight variations of strain increments of different portions of the fault in the meta-instability stage.

After moment 660 s, strains of all portions along the fault can be observed in 4 segments: sites 1 to 8, 21 to 24, 9 to 19, and 25 to 30. In terms of similarity, sites 1 to 8 and 21 to 24 are in one category, and sites 9 to 19 and 25 to 30 are in another category.

In the upper segment of the fault (sites 1 to 8), compression strain is observed as slowly increasing and accelerating; then it rises up suddenly, and this sudden increase is followed by inversion and final instability (Fig. 3, a). Specifically, as shown by curves 6 and 7, compression rates increase at moment N, and continue increasing further at moment O. At moment A, the distance between curves 4 and 5 reduces. At moment B, curves 1, 2, and 3

all rise nearly vertically. By moment B₂, curves of all sites exhibit instability with large stress drops, of which instability of sites 1 and 2 is behind that of sites 4 and 5 by about 0.2~0.3 s with small stress drops. As sites 6 and 7 begin to release strain, strain accumulation at sites 4 and 5 accelerates. And when site 5 turns into strain release, strain accumulation at sites 2, 3, and 4 speeds up. These processes imply that compressive strain between the sites propagates along the fault at a rate that accelerates after the stress peak (see Fig. 3, a).

On the middle segment of the fault (sites 9 to 19) (Fig. 3, b), strains rise (sites 9 to 13) or are stationary (sites 14 to 19); then they drop slowly, invert, rise fast close to instability, and finally reach complete instability (except site 19). At moment N, when deviating from linearity, compression strain accumulation on sites 9 to 13 changes into strain release. More sites experience strain drops at moment O. Moment A is the time that many sites begin to speed up their strain release, among which site 19 is most obvious. By moment B₁, strain on most of the sites, except site 19, lowers to the minimum and then rises again. And after the culminating moments, the sites enter instability state (see Fig. 3, b).

The lower segment of the fault can be subdivided further into upper and lower parts. In the lower part, i.e. sites 25 to 30, strain declines steadily and does not recover till

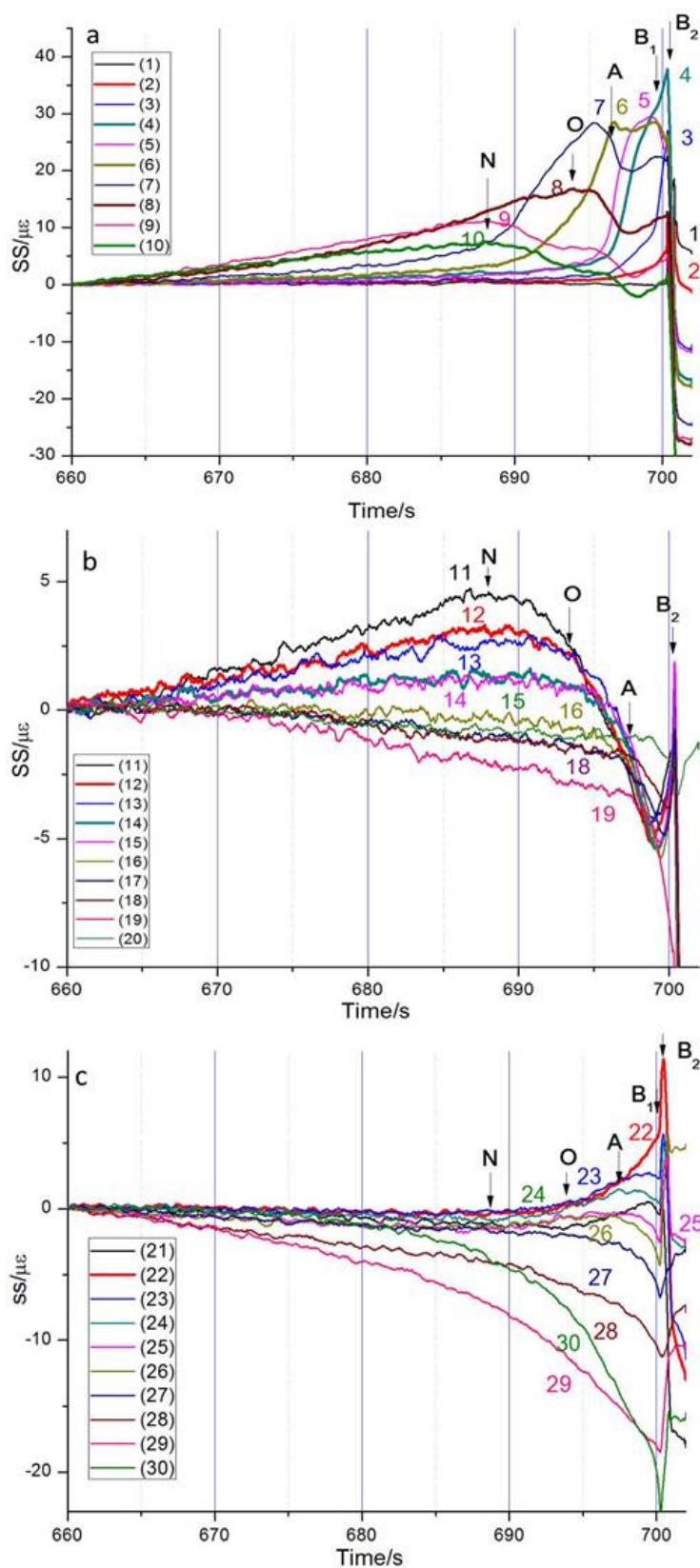


Fig. 3. Variations of strain increments (SS) along fault after moment 660s with time at points in the upper (a), middle (b) and lower segment (c).

Numerals above each curve denote measurement sites. Letters are moments.

Рис. 3. Изменения прироста напряжений (SS) вдоль разлома после 660-й секунды с течением времени в точках на верхнем (a), среднем (b) и нижнем участках разлома (c).

Цифры на каждой кривой означают участки, где производились замеры. Буквами обозначены моменты значительной деформации.

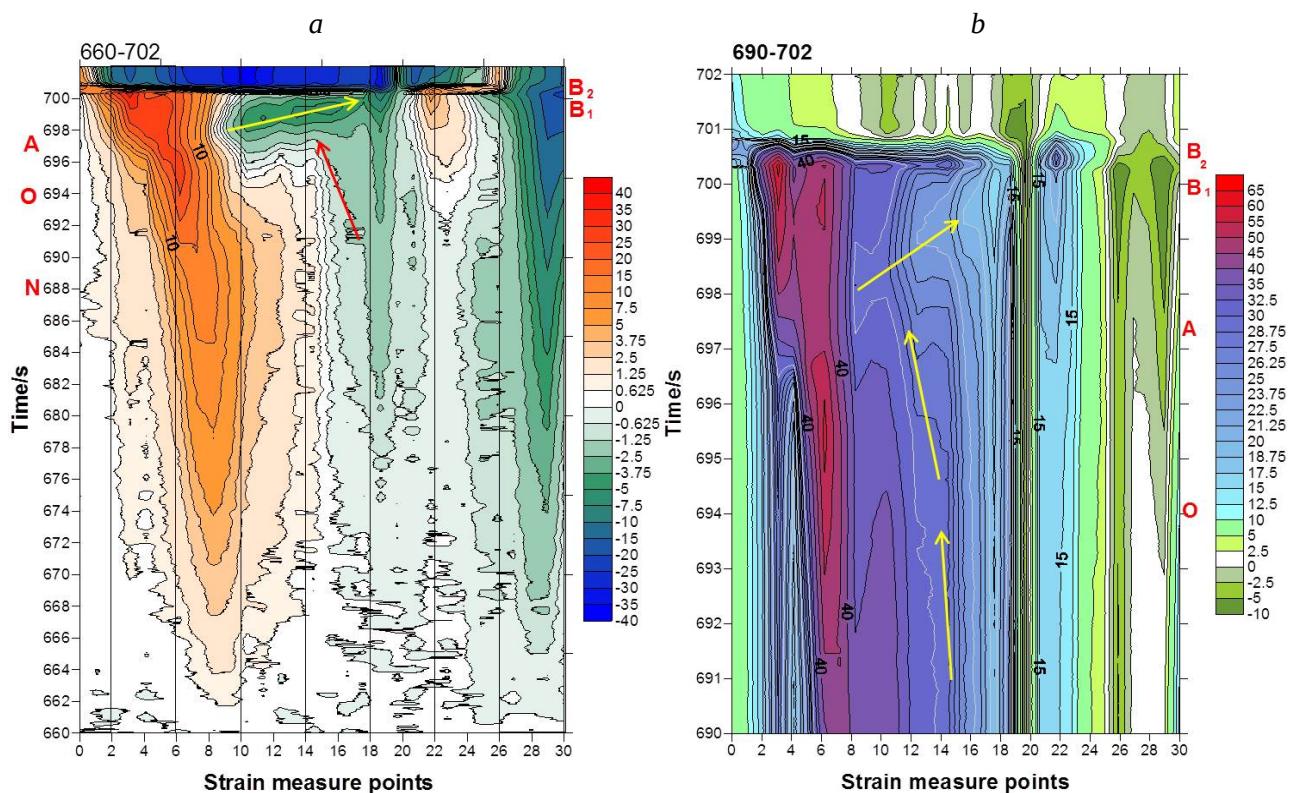


Fig. 4. Variations of strains (SS) at points along the fault in the time intervals 660–702 s (a) and 690–702 s (b).

Рис. 4. Вариации напряжений (SS) на точках вдоль разлома с течением времени в периоды с 660 по 702 сек. (a) и с 690 по 702 сек. (b).

instability. Strain of sites 20 to 24 of the upper part, like that of the upper segment (sites 1 to 8), rises slowly, and this increase is followed by slow decline, then sudden rise and abrupt drop take place, in which the amplitude of decline is larger than that of rise (Fig. 3, c).

Before instability, amplitudes of strain variations differ in the specified segments of the fault. They are the largest in the upper segment, up to $37 \mu\epsilon$. The rise amount of the upper part of the lower segment is comparable with maximum $12 \mu\epsilon$, and decline amplitude of the lower segment is also relatively large with maximum $-25 \mu\epsilon$. Such amplitude of the middle segment is the least, merely $5\text{--}6 \mu\epsilon$ for both rise and decline. The sequences of strain variations between the neighboring sites are also variable in the specified segments of the fault. At the early time, increasing compression is observed on all the sites. When deformation intensifies to some degree, differential variations appear on the fault.

4. STRAIN SYNERGISTIC PROCESS OF THE META-INSTABILITY STAGE

As evidenced by our laboratory observations and analyses, it is difficult to recognize the stress state of the whole fault from strain processes of its single sites. Variations of

the stress state of the fault can be more clearly revealed by integral observation of all the segments of the fault.

In the time interval from 660 s to 702 s, sites 26 to 30 of the lower segment are the earliest to start strain release (665 s) (Fig. 4, a). This process firstly begins on sites 29 and 30, propagating leftward to site 26. With more release, its range also expands gradually (1.25 mm/s). Meanwhile, the upper segment, centered at site 8, starts to accumulate compressive strain. With increasing accumulation degree, the compressive area expands firstly and reduces afterwards, with gradual leftward shift of the compressive center (1.34 mm/s). Afterwards, the second strain release area appears on site 19 of the middle part of the fault. And from moment N, its range also expands toward the left (2.47 mm/s). From moment O, onsite 10 in the previous strain accumulation area, compression is replaced by extension, implying one more strain release areas. At moment A, this new area expands to the right rapidly (74.1 mm/s) and links with the strain release area centered by site 19. Meanwhile, the earliest strain release areas centered by sites 29 and 30 also expand at moment A. With a further increase of compressive strain, the compression center migrates from site 8 to the left, rapidly reaching sites 5, 6, and 7, and, finally, instability occurs at these sites.

It is clear that as early as the stress curve deviating from linearity, slow release of local strain begins. At mo-

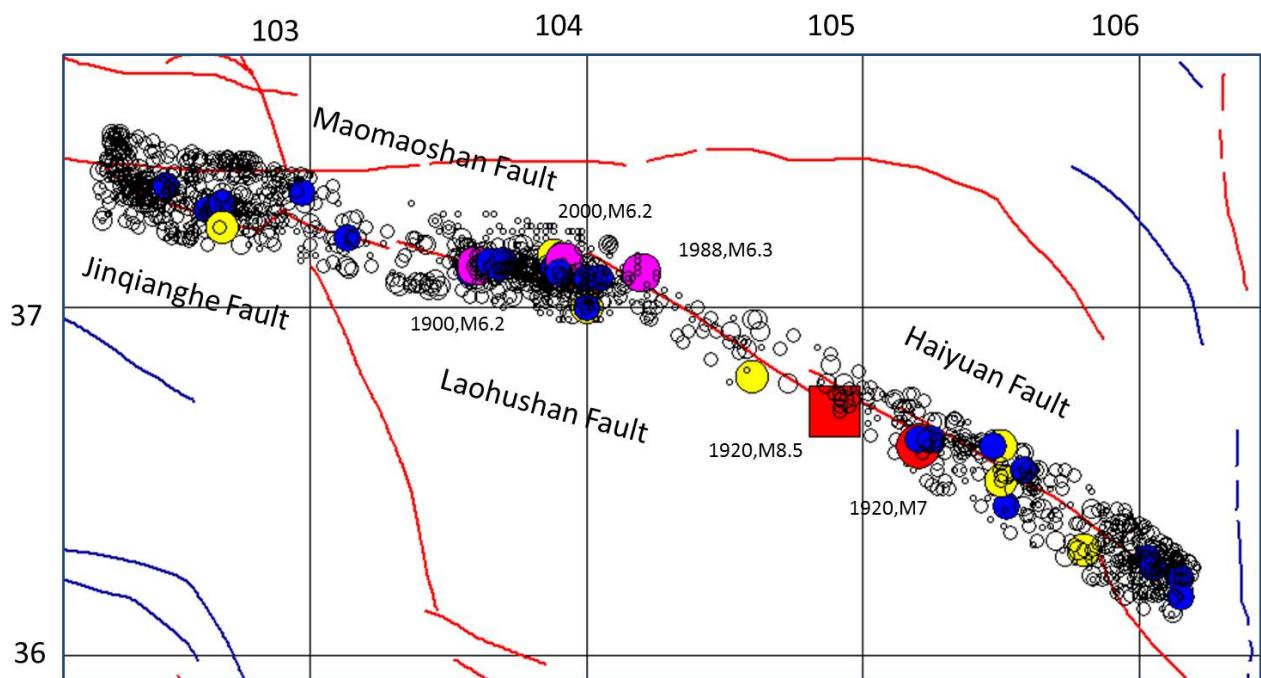


Fig. 5. Laohushan-Maomaoshan fault and distribution of earthquakes since 1920.

Red square is the 1920 Haiyuan M8.5 earthquake. Pink, yellow, blue, and red circles show locations of M6, M5, M4 and smaller events.

Рис. 5. Разлом Лохушан-Маомаошан и распределение землетрясений после 1920 г.

Красный квадрат – землетрясение Хайюань магнитудой 8.5, произошедшее в 1920 г. Точки розового, желтого, голубого и красного цвета – землетрясения магнитудой 6, 5, 4 и более слабые.

ment N, when the curve deviates more from linearity, strain release areas increase gradually. From moment O, the strain release areas start to expand. Such a process accelerates at moment A, leading to linkage of the release areas. By this time, instability is irreversible.

We use the term 'synergism' to denote the phenomenon comprising expansion of the strain release areas on the fault and their linkage with each other. The occurrence and increase of such areas indicate that the fault begins to release strain. Their expansion represents the start of the fault's synergistic process. And the accelerated synergism marks that the fault enters the quasi-dynamic meta-instability stage, which is also an indicator that an earthquake is inevitable.

5. TESTING THE FIELD CASE

As stated above, the laboratory experiments of faulting reveal a synergistic process including expansion, accelerated expansion and linkage of strain release areas. It is derived from strain measurements in the laboratory conditions that instability slip occurs on a strike-slip fault simulated by a cut rock specimen. The Laohushan-Maomaoshan fault, being a part of the Haiyuan fault zone, is a strike-slip fracture whereat an M6.2 earthquake took place on 6 June 2000. Here we attempt to review and analyze

small quakes before the major event to explore the synergistic process of this fault.

The Haiyuan fault zone is a large-scale strike-slip structure located west of the Ordos block. It comprises nine fault segments in the NW direction. It can be subdivided into three sections that differ in terms of active behaviors and geomorphology [The Haiyuan fault zone, 1990; Zhang et al., 2005]. Of them the middle and western sections are left lateral strike-slip, and the eastern section is left-slip with thrust component. The 16 December 1920 M8.5 earthquake ruptured the middle section. In the same month, an M5 event occurred at Baiying northwest of Haiyuan, followed by a M7 shock in southeast. Another group of faults arranged in a left step manner is located west of the Haiyuan fault zone, nearby Jingtai (Fig. 5). It includes Laohushan, Maomaoshan, and Jinqianghe faults that are reviewed below as comprising the Laohushan-Maomaoshan fault zone. These faults are striking nearly east-west, with an included angle about 5° with respect to the Haiyuan fault zone, and also a left-step pattern with a 10 km distance between fault ends parallel and perpendicular to the overall strike. In view of their proximity to the Haiyuan fault zone (also left slip), the impact of the 1920 Haiyuan major earthquake on the Laohushan-Maomaoshan fault zone and its seismic hazard are issues of high concern.

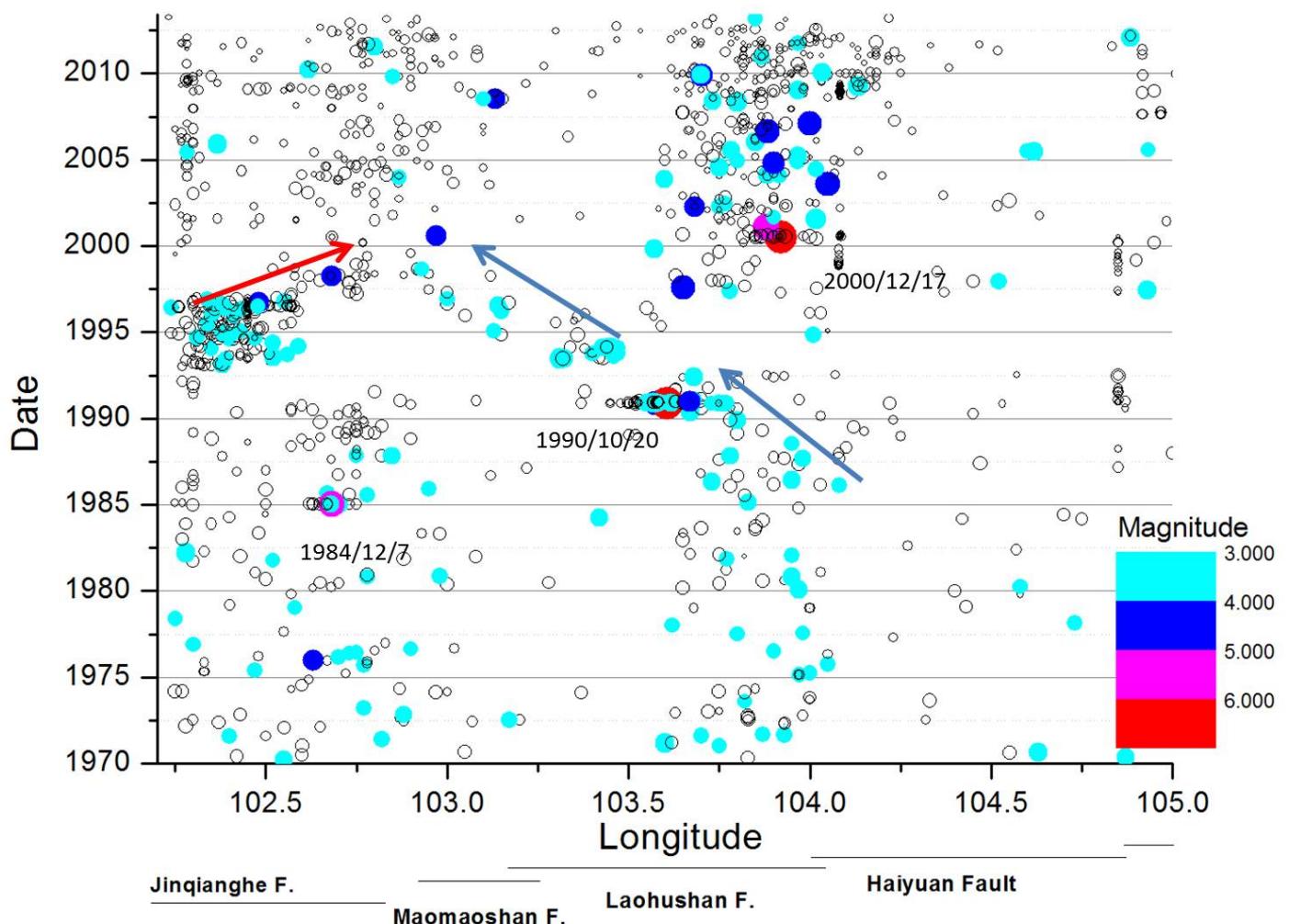


Fig. 6. Temporal-spatial distribution of earthquakes along Laohushan-Maomaoshan fault zone.

Red, rose, dark blue, cyan and open circles denote M_6 , M_5 , M_4 , M_3 and smaller earthquakes, respectively.

Рис. 6. Пространственно-временное распределение землетрясений вдоль разломной зоны Лаохушан-Маомаошан.

Точки красного, розового, темно-синего, голубого и белого цвета – землетрясения магнитудой 6, 5, 4, 3 и более слабые, соответственно.

Seismic activity of the Laohushan-Maomaoshan fault zone in the period from 1920 to 1958 is unknown as earthquake records are lacking. From 1959 to 1961, three M_5 events occurred at the extensional jog area of the right part of the fault zone. As the earthquake catalogue since 1970 is continuous and complete, the following analysis is primarily based on this dataset. From 1960, both the Haiyuan and Laohushan-Maomaoshan fault zones were characterized by moderate seismic activity, except two $M_6.2$ events in 1990 and 2000, respectively. In the period from 1970 to 1990, seismic activity of this region gradually increased, while after 2000, it continued to decline. The relatively active period started with the $M_5.1$ event at the Jinqianghe fault on 7 December 1984; afterwards, moderate-size events migrated from west to east. A seismic swarm with maximum $M_6.2$ occurred in the Laohushan fault zone on 20 October 1990. Afterwards, $M_6.2$ and $M_5.2$ took place

in the jog area of the right side of the Laohushan fault on 6 June 2000 and 27 December 2000, respectively, in addition to several M_4 events during the same period. And since 2000, seismicity of this region turned into decline.

The temporal-spatial migration of epicenters (Fig. 6) shows low seismicity along the Haiyuan fault zone, while seismicity at the Laohushan fault and in the jog area eastward of the fault was relatively active in the decade of 1990–2000. Before and after this period, frequent seismic events took place at same locations, very few migrating along the fault, which is indicative of independent activity of individual fault segments. But close to the relatively active period of seismicity, especially before the 2000 $M_6.2$ event in the extensional jog area, there was a synergistic process of fault activity. Around 1990, an M_3 earthquake belt (shown in cyan in Fig. 6) propagated from

southeast (Laohushan) toward northwest with time. After 1997, an $M3$ and $M4$ belt striking from west to east appeared at the Jinqianghe fault; its pattern of epicenters was dense. Thus, activity along the Maomaoshan-Laohushan fault entered the synergistic state, which provided the instability condition for a strong earthquake, and the $M6.2$ event occurred on 6 June 2000. After this earthquake, the activity level of the jog area east of Laohushan became relatively higher. It can be inferred that the synergism, that propagated westward at a stable rate along the Laohushan-Maomaoshan fault, commenced earlier and was accelerated by the eastward propagation of seismic activity at the Jinqianghe fault after 1996. As a consequence, the $M6.2$ earthquake occurred on 27 December 2000. This process is very similar to the strain variations prior to instability which were observed in the laboratory studies described above.

6. DISCUSSION

1. One of most profound characters of faults is complexity of their geometry and heterogeneity and anisotropy of rock as their host media, which yields the complex mechanic nature of faults at any scale [Konca et al., 2008]. Like other materials, rocks obey laws of mechanics, but exhibit highly variable behaviors [Jaeger, Cook, 1979]. Usually, in a non-uniform medium, a fault consists of relatively weak and strong segments. Under stress, its weak segments are first to become area of strain release, while its strong segments accumulate strain and, finally, become the areas where instability starts fast. Nucleation of a fault might begin by connection of multiple points, rather than necessarily from one point toward outside.

2. The laboratory research shows that as strain accumulates to the stage deviating from linearity, strains on the fault begin to diverge, resulting in segmentation, i.e. segments characterized by high and low strain values are formed. Our studies indicate that when a small quake or slip occurs at one segment of the fault, no matter a quasi-static action [Stein, 1999] (displacement) or a dynamic action [Gomberg et al., 2003; West et al., 2005], it can cause strain changes in other segments of the fault. Usually, the process of deformation and instability of a fault takes place in three stages as follows: generation of strain release areas, expansion and increase amount of these areas, and their linkage. In the first stage, small-size strain-release areas are formed. As stresses become more intense, the strain-release areas are expanded, and this is indicative of the second stage. Such expansion proceeds slowly within a limited range. When the stress reaches a certain level, the strain-release areas become sufficiently long, distances between these areas become very short, and these areas begin to link up with each other, and this marks the third stage. In the stage of deviation from linearity, both the strain-release and strain-accumulation areas are generated along the fault. And steady expansion and increase of the

strain-release areas are associated with quasi-static instability stage. When subsequently the fault enters the quasi-dynamic instability stage, the number of the strain-release areas is sufficient, expansion of the existing strain-release areas reaches some degree, and interaction between these areas is enhanced, such factors jointly make them expand at an accelerated rate [Du Yijun et al., 1989]. According to the laboratory experiments, in the three above-mentioned stages, the rates of expansion of the strain-release areas along the fault are ~ 1 mm/s, ~ 2.5 mm/s, and ~ 74 mm/s, respectively. Apparently, the rates of the former two stages represent a stable increase, while that of the third stage is an increase of orders of magnitude. The accelerated synergism begins when the quasi-static expansion transforms into quasi-dynamic expansion. Its essence is that the expansion mechanism changes which means that independent expansion of isolated weak fault segments is replaced by linking of the fault segments during their interaction. And from this moment the fault enters the stage within which an earthquake will be surely generated.

3. As stated above, the temporal-spatial evolution of the earthquakes along the Laohushan-Maomaoshan fault zone shows that the fault remains in the stage of deviation from linearity within which dense moderate and small quakes that occurred at many places were not associated with each other at the fault. As these events propagated steadily toward northwest along the fault from Laohushan, the fault should have entered the early meta-instability stage, i.e. the stage of quasi-static instability. The accelerated propagation of moderate and small events at the fault from Jinqianghe to northeast marks the later meta-instability stage, or the quasi-dynamic instability stage. The accelerated synergism of the fault is the indicator of entering the later meta-instability stage. It implies that this fault will surely generate an instability event, probably manifested as a major earthquake, although its time of occurrence is unknown yet.

4. Our experimental results demonstrate that during strain release at some fault segments, strain accumulation takes place at other fault segments. With the expanding range of strain-release areas and enhancement of release degree, the range of strain-accumulation areas reduces while strain accumulation degree increases. As the range and degree of strain release reaches the maximum, meanwhile the strain-accumulation areas become reduced to the least range with the maximum accumulation degree, dynamic instability takes place nearby high-gradient zones of strain. It indicates that the synergism and instability process is just the interaction between the fault segments, that have different mechanical properties, and during such a process, high strain-accumulation areas are not of pre-existence. Besides, the length of the fault segments that cause dynamic instability is much less than that of the fault in the state of instability [Jordan et al., 2011].

5. Such events take place in a cascade mode, i.e. they are triggered by previous ones in a continuous sequence. Through many episodes of stepwise amplification, an ori-

ginally weak input signal changes into a very strong output signal [Ellsworth, Beroza, 1995; Ma Shengli *et al.*, 2002, 2003]. In the experiments, the weak segments of the fault firstly release strain, which cause stress variations in the neighboring segments through stress adjustment. The strain release of some weak segments of the fault can lead to strain release in other weak segments as well as increase of the strain level of strong segments of the fault. Under such repeated chain-mode reaction, the total length of strain-release segments reaches the critical value and the stress level of the strain-accumulation segments becomes extremely high, so that intense instable slip occurs along the fault. Due to extreme complexity of faults and their behavior in the cascade mode [Noda *et al.*, 2013], many factors are uncertain, but need to be taken into account in earthquake prediction.

7. SUMMARY

In this publication, we focus on deformation features of a fault in its meta-instability stage and draw the following conclusions:

1. There exist relatively weak and strong segments of a fault. The former are usually firstly weakened, as expressed by pre-slip, slow temblors, or small shocks, indicative of the start of strain release; while the latter are the places where the fault is locked and ruptured fast in an instable manner.
2. The difference between the stage of deviation from linearity and the meta-instability stage is as follows: once the stress-time curve deviates from linearity, strain release and strain accumulation areas occur successively on the fault, which are relatively independent from each other. In the early meta-instability stage, strain-release areas expand and their number increases, while the ranges of strain-accumulation areas are reduced and their strain level becomes higher. In the late meta-instability stage, the strain-release areas accelerate to expand, link with each other, and finally occupy the entire fault. The accelerating expan-

sion of strain-release areas is an indicator for an impending earthquake.

3. The expansion and linkage of strain-release areas of the fault exhibit the synergism degree of fault activity and indicate instability of the site and temporal proximity of a seismic event. But, actually there are two kinds of instabilities during stick-slip of the fault, of which the former is related with strain release of weak portions of the fault, while the latter results from fast strain release of strong portions, exhibiting a major earthquake. And accelerated expansion of the former facilitates the occurrence of the latter.

Our research is still underway, and many problems remain to be studied further. For instance, we suggest that identification of the meta-instability stage and accelerated synergism can indicate that the instability event is impending, but it cannot specify its location and/or magnitude. The occurrence moment of a major quake means a dynamic burst, while neither the rupturing velocity of the fault nor inertia conditions required for seismic velocity are clear yet. Faults are not isolated features; interaction between different boundaries of a block can influence instability; different dynamic conditions may cause distinct variations, and these are only a few problems requiring further, more detailed studies.

8. ACKNOWLEDGEMENTS

This work was supported by the National Natural Science Foundation of China (Grant 41172180), Basic Research Funds from the Institute of Geology, China Earthquake Administration (Grant IGCEA1203), NSFC-RFBR (Grant 41211120180) and the Russian Fund for Basic Research (Grant 12-05-91161-GFEN-a). Zhuo Yanqun participated in the experimental work. We thank Liu Liqiang, Liu Peixun, Ma Sheng-Li, Gao Xianglin, Chen Shun-Yun and other colleagues for their technical support and useful discussions. We are also grateful to reviewers for their comments.

9. REFERENCES

- Bakun W.H., Lindh A.G., 1985. The Parkfield, California, earthquake prediction experiment. *Science* 229 (4714), 619–624. <http://dx.doi.org/10.1126/science.229.4714.619>.
- Ben-Zion Y., Rice J.R., Dmowska R., 1993. Interaction of the San Andreas fault creeping segment with adjacent great rupture zones, and earthquake recurrence at Parkfield. *Journal Geophysical Research* 98 (B2), 2135–2144. <http://dx.doi.org/10.1029/92JB02154>.
- Beroza G.C., Ide S., 2009. Deep tremors and slow quakes. *Science* 324 (5930), 1025–1026, <http://dx.doi.org/10.1126/science1171231>.
- Chen Y.T., 2009. Earthquake prediction: Retrospect and prospect. *Science China: Earth Sciences* 3912, 1633–1658 (in Chinese).
- Cicerone R.D., Ebel J.E., Britton J., 2009. A systematic compilation of earthquake precursors. *Tectonophysics* 476 (3–4), 371–396. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2009.06.008>.
- Du Yijun, Ma Jin, Li Jianguo, 1989. Interaction and stability of en echelon cracks. *Acta Geophysica Sinica* 32 (1), 218–231 (in Chinese).

- Ellsworth W.L., Beroza G.C.*, 1995. Seismic evidence for an earthquake nucleation phase. *Science* 268 (5212), 851–855. <http://dx.doi.org/10.1126/science.268.5212.851>.
- Fedotov S.A.*, 1968. On seismic cycle, opportunities of quantitative seismic regionalization and long-term seismic forecast. In: Seismic zoning in the USSR. Nauka, Moscow, p. 121–150.
- Gomberg J., Bodin P., Reasonberg P.A.*, 2003. Observing earthquakes triggered in the near field by dynamic deformations. *Bulletin of the Seismological Society of America* 93 (1), 118–138. <http://dx.doi.org/10.1785/0120020075>.
- Jaeger J.C., Cook N.G.W.*, 1979. Fundamentals of Rock Mechanics, Third Edition. Chapman and Hall, London, 593 p.
- Johnson B.F.*, 2009. Earthquake prediction: gone and back again. *Earth* 4, 30–33.
- Jordan T.H., Yun-Tai Chen, Gasparini P. et al.*, 2011. Operational earthquake forecasting—state of knowledge and guidelines for utilization. *Annals of Geophysics* 54 (4), 315–391. <http://dx.doi.org/10.4401/ag-5350>.
- Konca A.O., Avouac J.P., Sladen A., Meltzner A.J., Sieh K., Fang P., Li Z.H., Galetzka J., Genrich J., Chlieh M., Natawidjaja D.H., Bock Y., Fielding E.J., Ji C., Helmberger D.V.*, 2008. Partial rupture of a locked patch of the Sumatra megathrust during the 2007 earthquake sequence. *Nature* 456 (7222), 631–635. <http://dx.doi.org/10.1038/nature07572>.
- Liu Yuanzheng, Ma Jin, Ma Wentao*, 2014. The role of the Zipingpu reservoir in the generation of the Wenchuan earthquake. *Earth Science Frontiers* 21 (1), 150–160 (in Chinese).
- Ma Jin, Sherman S.I., Guo Yan Shuang*, 2012. Identification of meta-instable stress state based on experimental study of evolution of the temperature field during stick-slip instability on a 5 bending fault. *Science China: Earth Sciences* 55 (6), 869–881. <http://dx.doi.org/10.1007/s11430-012-4423-2>.
- Ma Shengli, Liu Liqiang, Ma Jin et al.*, 2003. Experimental study on nucleation process of stick-slip instability on homogeneous and non-homogeneous faults. *Science China: Earth Sciences* 46, 56–66. <http://dx.doi.org/10.1360/03dz0005>.
- Ma Shengli, Ma Jin, Liu Liqiang*, 2002. Experimental evidence for seismic nucleation phase. *Chinese Science Bulletin* 47 (9), 769–773. <http://dx.doi.org/10.1360/02tb9174>.
- Matsumura S.*, 1997. Focal zone of a future Tokai earthquake inferred from the seismicity pattern around the plate interface. *Tectonophysics* 273 (3–4), 271–291. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00277-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00277-6).
- Mogi K.*, 1981. Earthquake prediction program in Japan. In: Simpson D.W., Richards P., eds. *Earthquake prediction – An International Review*. Maurice Ewing Monograph Series 4. American Geophysical Union, Washington DC, p. 635–666.
- Nishenko S.P.*, 1991. Circum-Pacific seismic potential: 1989–1999. *Pure and Applied Geophysics Topical Volumes. Aspects of Pacific Seismicity*, p. 169–259. http://dx.doi.org/10.1007/978-3-0348-5639-3_2.
- Noda H., Nakatani V., Hori T.*, 2013. Large nucleation before large earthquakes is sometimes skipped due to cascade-up – implications from a rate and state simulation of faults with hierarchical asperities. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118 (6), 2924–2952. <http://dx.doi.org/10.1002/jgrb.50211>.
- Ren Yaqiong, Liu Peixun, Ma Jin, Chen Shunyun*, 2013. An experimental study on evolution of thermal field of en echelon fault during the meta-instability stage. *Chinese Journal of Geophysics* 56 (5), 612–622. <http://dx.doi.org/10.1002/cjg2.20057>.
- Schwartz D.P., Coppersmith K.J.*, 1984. Fault behavior and characteristic earthquakes – examples from Wasatch and San Andreas fault zones. *Journal of Geophysical Research* 89 (B7), 5681–5698. <http://dx.doi.org/10.1029/JB089iB07p05681>.
- Science of Earthquake Prediction*, 2007. Review Committee for Earthquake Prediction of Japan Seismological Society. University of Tokyo Press, Tokyo, 218 p. (in Japanese).
- Shearer C.F.*, 1958. Southern San Andreas fault geometry and fault zone deformation: implications for earthquake prediction. National Earthquake Prediction Council Meeting, March, 1985. US Geol. Surv. Open-file. Rep. 85–507, USGS, Reston, Virginia, USA, p. 173–174.
- Shimazaki K., Nakata T.*, 1980. Time-predictable recurrence model for large earthquakes. *Geophysical Research Letters* 7 (4), 279–282. <http://dx.doi.org/10.1029/GL007i004p00279>.
- Stein R.S.*, 1999. The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature* 402 (6762), 605–609. <http://dx.doi.org/10.1038/45144>.
- Sykes L.R.*, 1971. Aftershock zones of great earthquakes, seismicity gaps and prediction // *Journal of Geophysical Research* 76 (32), 8021–8041. <http://dx.doi.org/10.1029/JB076i032p08021>.
- The Haiyuan fault zone*, 1990. State Seismological Bureau, Ningxia Seismological Bureau. Seismological Press, Beijing (in Chinese).
- West M., Sa'ncchez J.J., McNutt S.R.*, 2005. Periodically triggered seismicity at Mount Wrangell, Alaska after the Sumatra earthquake. *Science* 308 (5725), 1144–1146. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1112462>.
- Wyss M.*, 1991. Evaluation of Proposed Earthquake Precursors. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 72 (38), 411. <http://dx.doi.org/10.1029/90EO10300>.
- Wyss M.*, 1997. Second round of evaluations of proposed earthquake precursors. *Pure and Applied Geophysics* 149 (1), 3–16. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00945158>.

Zhang Guomin, 2013. Selected Research Papers on Earthquake Prediction. Seismological Press, Beijing (in Chinese).

Zhang Peizhen, Min Wei, Deng Qidong, Mao Fengying, 2005. Paleoearthquake rupture behavior and recurrence of great earthquakes along the Haiyuan fault, northwestern China. *Science China Series D* 48 (3), 364–375. <http://dx.doi.org/10.1360/02yd0464>.

Zhuo Y.Q., Guo Y.S., Ji Y.T. et al., 2013. Slip synergism of planar strike-slip fault during meta-instable state: Experimental research based on digital image correlation analysis. *Science China: Earth Sciences* 56 (11), 1881–1887. <http://dx.doi.org/10.1007/s11430-013-4623-4>.



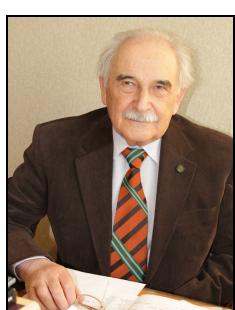
Ma Jin, academician of Chinese Academy of Sciences, Geologist and Tectonophysicist
State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, China Earthquake Administration
Beijing 100029, China
✉ e-mail: dzjmajin@gmail.com

Ма Дзинь, академик Китайской академии наук, геолог, тектонофизик
Государственная центральная лаборатория геодинамики Земли, Институт геологии,
Администрация по землетрясениям Китая
100029, Пекин, Китай
✉ e-mail: dzjmajin@gmail.com



Guo Yanshuang, assistant researcher, focus on Engineering and experimental mechanics
State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, China Earthquake Administration
Beijing 100029, China
e-mail: guoyshig@gmail.com

Гуо Яншуань, ассистент-исследователь, специалист в области техники и экспериментальной механики
Государственная центральная лаборатория геодинамики Земли, Институт геологии,
Администрация по землетрясениям Китая
100029, Пекин, Китай
e-mail: guoyshig@gmail.com



Sherman, Semen I., Academician of the Russian Academy of Natural Sciences,
Doctor of Geology and Mineralogy, Professor, Chief Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel.: (3952)428261; email: ssherman@crust.irk.ru

Шерман Семен Иоанович, академик Российской академии естественных наук,
докт. геол.мин. наук, профессор, г.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел.: (3952)428261; email: ssherman@crust.irk.ru



RECENT GEODYNAMICS OF FAULT ZONES: FAULTING IN REAL TIME SCALE

Yu. O. Kuzmin

The Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia

Abstract: Recent deformation processes taking place in real time are analyzed on the basis of data on fault zones which were collected by long-term detailed geodetic survey studies with application of field methods and satellite monitoring.

A new category of recent crustal movements is described and termed as parametrically induced tectonic strain in fault zones. It is shown that in the fault zones located in seismically active and aseismic regions, super intensive displacements of the crust (5 to 7 cm per year, i.e. $(5 \text{ to } 7) \cdot 10^{-5}$ per year) occur due to very small external impacts of natural or technogenic / industrial origin.

The spatial discreteness of anomalous deformation processes is established along the strike of the regional Rechitsky fault in the Pripyat basin. It is concluded that recent anomalous activity of the fault zones needs to be taken into account in defining regional regularities of geodynamic processes on the basis of real-time measurements.

The paper presents results of analyses of data collected by long-term (20 to 50 years) geodetic surveys in highly seismically active regions of Kopetdag, Kamchatka and California. It is evidenced by instrumental geodetic measurements of recent vertical and horizontal displacements in fault zones that deformations are ‘paradoxically’ deviating from the inherited movements of the past geological periods.

In terms of the recent geodynamics, the ‘paradoxes’ of high and low strain velocities are related to a reliable empirical fact of the presence of extremely high local velocities of deformations in the fault zones (about 10^{-5} per year and above), which take place at the background of slow regional deformations which velocities are lower by the order of 2 to 3. Very low average annual velocities of horizontal deformation are recorded in the seismic regions of Kopetdag and Kamchatka and in the San Andreas fault zone; they amount to only 3 to 5 amplitudes of the earth tidal deformations per year.

A ‘fault-block’ dilemma is stated for the recent geodynamics of faults in view of interpretations of monitoring results. The matter is that either a block is an active element generating anomalous recent deformation and a fault is a ‘passive’ element, or a fault zone itself is a source of anomalous displacements and blocks are passive elements, i.e. host medium. ‘Paradoxes’ of high and low strain velocities are explainable under the concept that the anomalous recent geodynamics is caused by parametric excitation of deformation processes in fault zones in conditions of a quasi-static regime of loading.

Based on empirical data, it is revealed that recent deformation processes migrate in fault zones both in space and time. Two types of waves, ‘inter-fault’ and ‘intra-fault’, are described. A phenomenological model of auto-wave deformation processes is proposed; the model is consistent with monitoring data. A definition of ‘pseudo-wave’ is introduced. Arrangements to establish a system for monitoring deformation auto-waves are described.

When applied to geological deformation monitoring, new measurement technologies are associated with result identification problems, including ‘ratios of uncertainty’ such as ‘anomaly’s dimensions – density of monitoring stations’ and ‘anomaly’s duration – details of measurements in time’. It is shown that the RSA interferometry method does not provide for an unambiguous determination of ground surface displacement vectors.

Key words: faulting, deformation, seismically active zones, geodynamic processes, quasi-meridional faults, Pripyat basin, Kopetdag, Kamchatka, California, strain velocities, anomalous deformation, displacement, pseudo-waves, deformation auto-waves, geostain monitoring.

Recommended by K.Zh. Seminsky

Citation: Kuzmin Yu.O., 2014. Recent geodynamics of fault zones: faulting in real time scale. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (2), 401–443. doi:10.5800/GT-2014-5-2-0135.

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА РАЗЛОМНЫХ ЗОН: РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЕ В РЕАЛЬНОМ МАСШТАБЕ ВРЕМЕНИ

Ю.О. Кузьмин

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Аннотация: Приведен анализ современных, протекающих в реальном масштабе времени, деформационных процессов в зонах разломов, выявленных по данным многолетних геодезических (наземных и спутниковых) наблюдений, выполненных с повышенной пространственно-временной детальностью.

Продемонстрирован новый класс современных движений земной поверхности – параметрически индуцированные тектонические деформации разломных зон. Показано, что возникновение суперинтенсивных (до 5–7 см в год, $(5–7) \cdot 10^{-5}$ в год) движений земной поверхности в разломных зонах сейсмоактивных и асейсмичных регионов происходит под влиянием крайне малых внешних воздействий природного или техногенного генезиса.

Установлена пространственная дискретность аномальных деформационных процессов вдоль простирания регионального Речицкого разлома (Припятская впадина). Сделан вывод о необходимости учета современной аномальной активности разломных зон при установлении региональных закономерностей геодинамических процессов на основе измерений, проводимых в реальном масштабе времени.

Представлены результаты анализа длительных (20–50 лет) геодезических наблюдений, проведенных в регионах с повышенной сейсмотектонической активностью (Копетдаг, Камчатка, Калифорния). Установлено, что результаты инструментальных геодезических наблюдений за современными вертикальными и горизонтальными смещениями в зонах разломов указывают на «парадоксальное» отклонение деформаций от унаследованных движений прошлых геологических эпох.

«Парадоксы» больших и малых скоростей деформаций в современной геодинамике сводятся к надежному эмпирическому факту – наличию исключительно высоких локальных скоростей деформаций в зонах разломов, порядка 10^{-5} в год и более, которые протекают в обстановке низких региональных деформаций, имеющих среднегодовые скорости на 2–3 порядка меньше. В Копетдагском и Камчатском сейсмоактивных регионах, а также в зоне разлома Сан-Андреас (Северная Калифорния) выявлены очень низкие среднегодовые скорости относительных горизонтальных деформаций, которые составляют всего 3–5 амплитуд земнотриливых деформаций в год.

Сформулирована «разломно-блочная» дилемма, которая возникает при интерпретации результатов наблюдений в современной геодинамике разломов. Либо активным элементом, формирующим современные аномальные деформации, является блок, а разлом выступает в качестве «пассивного» элемента, либо зона разлома сама является источником аномальных движений, а блоки являются пассивными элементами – вмещающей средой. Показано, что «парадоксы» больших и малых скоростей деформаций снимаются, если считать, что современная аномальная геодинамика формируется за счет параметрического возбуждения деформационных процессов в зонах разломов, в обстановке квазистатического режима нагружения.

На основе эмпирических данных установлено наличие пространственно-временной миграции современных деформационных процессов в разломных зонах и существование двух типов волн: «межразломной» и «внутриразломной». Разработана феноменологическая модель формирования автоловных деформационных процессов, и показано ее согласие с наблюдениями. Введено понятие «псевдоволны», и предложен подход к организации наблюдений за деформационными автоловами.

Отмечены проблемы идентификации результатов геодеформационных наблюдений, обусловленные новыми технологиями измерений, которые приводят к «соотношениям неопределенности» типа «пространственный размер аномалии – густота наблюдательных пунктов» и «длительность аномалий – временная детальность измерений». Показана неоднозначность в определении векторов смещений земной поверхности методом РСА интерферометрии.

Ключевые слова: разломообразование, деформационные процессы, сейсмоактивные зоны, геодинамические процессы, квазимеридиональные разломы, Припятская впадина, Копетдаг, Камчатка, Калифорния, скорости деформаций, аномальные деформации, псевдоволны, деформационные автоловы, геодеформационные наблюдения.

«В настоящее время трудно решать многие геологические проблемы без осмыслиения физической природы процессов и углубленного численного анализа фактического материала»
С.И. Шерман [Sherman, 1977]

1. ВВЕДЕНИЕ

Со слов, вынесенных в эпиграф, начинается монография выдающегося исследователя в области разлом-

ной тектоники С.И. Шермана. Очевидно, что сказанное остается крайне актуальным и сегодня. Действительно, лавинообразное увеличение эмпирической информации, обусловленное широкомасштабным приме-

нением новых методов исследований, технологий и измерительных средств, требует более тщательного и адекватного количественного анализа с позиций фундаментальных наук, и прежде всего физики. Собственно говоря, физика тектонических процессов и есть тектонофизика.

Методология количественного изучения процессов разломообразования определяется с этих позиций как физика разрушения, учитывающая специфику протекания тектонических процессов в качестве начальных и граничных условий. Эта специфика состоит в необходимости учета трансмаштабности пространственно-временного спектра динамических процессов при формировании разломных структур.

В отмеченной монографии убедительно показано, что при деликатном использовании физико-математического формализма можно существенно продвинуться в понимании закономерностей разломообразования.

Автор этих строк приступил к изучению современной геодинамики разломов именно в год выхода этой книги. Будучи по образованию рафинированным физиком и не имея базовых знаний в области геологии и геофизики, он испытывал острую необходимость в эвристических идеях, облегчающих вхождение в проблему. Для адаптации необходимы были побудительные и ободряющие мотивы. Необходимо было войти в проблему диалектически, рационально используя имевшийся багаж знаний применительно к новому объекту исследований.

Именно таким мотивом стала книга С.И. Шермана. В этой книге стрела геологического времени была унаследована в будущее. Современные движения земной поверхности, которые измеряются геодезическими методами, автор в те годы считал «фотографическим снимком», отражающим некий временной момент в истории развития тектонических процессов.

Шли годы. Можно только восхищаться, как классический геолог не только воспринял идеи современной нелинейной физики, но и, как всегда, эффективно и изящно применил эти взгляды к своим исследованиям. Как следует из письма С.И. Шермана автору этих строк, датированного 2005 годом, «...я понял, что активизация разломов происходит чаще, чем тектонические режимы активизации».

В результате С.И. Шерману удалось найти свой путь и выявить новые закономерности при анализе пространственно-временной миграции сейсмической активности в разломных зонах. Произошла эволюция взглядов. Но не путем отказа от прежних научных идей, а путем углубленного расширения ранее развитых представлений.

В этом состоит «метод Шермана». Метод, благодаря которому эволюция взглядов приводит к революционным и подчас парадоксальным выводам.

Далее представлены результаты изучения современных геодинамических процессов в зонах разломов,

которые отражают процесс разломообразования в реальном масштабе времени.

Помимо сейсмических процессов, отражающих наиболее «быструю» компоненту тектонических движений, в последние четверть века были получены принципиально новые результаты в области исследования «медленных» движений на основе многолетних геодезических и геофизических наблюдений. Эти исследования привели к становлению нового направления в геодинамике – современной геодинамике разломов.

Ниже рассматриваются наиболее принципиальные результаты, полученные в рамках этого направления. Здесь рассмотрение проведено комплексно: от анализа базовой терминологии и эволюции научных представлений, через количественный анализ эмпирических данных и физическую интерпретацию, к оценке информативности и адекватности современных методов измерений.

2. ЭВОЛЮЦИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ПРЕДМЕТЕ И МЕТОДАХ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКИ

На протяжении полувековой истории развития исследований по проблеме «Современные движения земной коры» сформировались два подхода к определению современной геодинамики как научной дисциплины: кинематический и силовой [Kuzmin, 1999]. Сторонники первого подхода (астрономы и геодезисты) полагали, что центральным предметом исследований в современной геодинамике является изучение основных кинематических характеристик (смещений, скоростей, векторов направленности и т.д.) движений земной поверхности в различных пространственно-временных масштабах протекания процессов для последующего анализа их природы. Это во многом понятно, поскольку начало широкомасштабному развитию этих исследований было положено в 1963 г. на XIII Генеральной ассамблее Международного геодезического и геофизического союза в рамках проекта «Современные движения земной коры». Проект состоял из трех разделов: «Мировая карта движений земной коры», «Мировая сеть полигонов (стационаров) для наблюдений за современными движениями земной коры», «Изучение общих деформаций земного шара». При этом координация исследований была в основном сосредоточена в рамках деятельности Международной ассоциации геодезии (МАГ). Так, например, работы по второму разделу этого проекта возглавлял выдающийся отечественный ученый Ю.Д. Буланже, который являлся вице-президентом МАГ.

Исследования, проводимые в рамках первого и третьего разделов проблемы, потребовали активного привлечения геологов, геоморфологов и геофизиков, что повлекло за собой трансформацию в определении базовых понятий, поскольку был существенно расши-

рен арсенал применяемых методов изучения современных движений. Естественно, что геологи и геофизики, основываясь на втором (силовом) подходе, считали, что основной проблемой современной геодинамики является установление механизмов формирования движений в различных геосферах с последующей оценкой кинематических характеристик движений, и предполагали полную унаследованность современных движений от процессов прошлых геологических эпох. Понятно, что результаты измерений в реальном масштабе времени в этом случае не являются основным предметом исследований, а служат элементом доказательности принятой схемы приложения тектонических сил (напряжений).

Дальнейшее развитие исследований и, особенно, работы по тектонике плит (геодинамике) привели к тому, что термин «современные движения земной коры» постепенно был трансформирован в термин «современная геодинамика».

Наиболее гармоничное, с учетом двух подходов, определение основной задачи геодинамики дано в работе [Turcotte, Schubert, 1979], где утверждается, что геодинамика изучает движения и деформации, происходящие в земной коре, мантии и ядре, и причины таких движений и деформаций. Однако здесь имеет место двойственность определения – обособление движений и деформаций. Оно возникает из-за того, что исследователям зачастую приходится изучать раздельно (особенно на модельном уровне) движения литосферных плит и/или блоков земной коры как жестких тел и деформации, которым подвержены эти тела в результате взаимодействия.

Вместе с тем, представляется возможным снять обособления и противоречия при формулировании этих базовых понятий геодинамики. Как известно, в рамках механики деформируемого твердого тела возникновение деформаций (движений) обычно трактуется как результат действия на тело приложенных напряжений (сил). Однако, если обратиться к опыту, то справедливым оказывается и обратное утверждение.

Известно, что при деформации твердых тел возникают силы (напряжения), действующие как внутри тел со стороны одних частей на другие, так и между со-прикасающимися телами. В случае объемных деформаций это справедливо также для жидкостей и газов в полном соответствии с основной аксиомой реологии. Это противоречие исчезает, если вспомнить, что деформация – это изменение формы и размеров тела, изменение взаимного расположения отдельных частей тела друг относительно друга, т.е. результат различных перемещений (движений) отдельных частей тела. Следовательно, объяснить происхождение деформаций значит объяснить происхождение тех движений, которые привели к изменению взаимного расположения отдельных частей тела. Таким образом, деформации, в самом общем виде, есть результат определенного движения, и поэтому непосредственной причиной

ней деформаций являются движения, а не силы.

Для подтверждения этого тезиса достаточно, например, рассмотреть механизм формирования термических, пьезоэлектрических и магнитострикционных деформаций, где изменение температуры, электрического и магнитного полей возбуждает движения элементов, составляющих тело, что приводит к его деформации. Безусловно, силы играют существенную роль в возникновении движений, а значит, и в появлении деформаций. Однако только в случаях, когда эти силы таковы, что разные части тела будут двигаться по-разному, а взаимное расположение различных частей тела изменится, возникнут деформации. И напряжения (силы), и деформации есть отражение различных форм (силовой и кинематической) единого процесса – движения, и поэтому никакого обособления или противопоставления этих понятий при правильной трактовке не возникает.

На практике, оперируя терминами «напряжение» и «деформация», исследователи часто упускают из вида, что наблюдаемыми (измеряемыми) величинами в современной геодинамике являются именно движения (горизонтальные, вертикальные или сдвиговые перемещения), а напряжения и деформации (как отношение перемещений к базе измерений) определяются по результатам вычислений.

В современной геодинамике движения являются и объектом наблюдений, и объектом интерпретации одновременно. Кроме того, из основ классической механики (теорема Коши-Гельмгольца) следует, что любое движение можно представить как параллельный перенос и вращение участков среды как абсолютно твердых (жестких) тел и их деформаций (объемных и сдвиговых). Исходя из этого, геодинамику следует определить как науку, изучающую движения, происходящие в земной коре, мантии и ядре, и причины этих движений [Kuzmin, 1999].

Для формулировки определения «современная геодинамика» необходимо иметь в виду ряд принципиальных обстоятельств. Как известно из физики, динамику можно определить в противопоставлении либо кинематике, либо статике. В первом случае динамика ответственна за изучение причин, вызывающих движения, во втором – она понимается в более обобщенном смысле: и как описывающая сами движения и как изучающая причины, их вызывающие. В этом, обобщенном, смысле традиционный термин «современные движения земной коры» адекватно заменяется термином «современная геодинамика».

Особо следует остановиться на трактовке термина «современный». Его, как правило, определяют двояким образом: либо подчеркивая инструментальный характер изучения (фиксации) движений, либо отмечая длительность протекания процессов в сравнении с геологическими масштабами времени. В данном случае вновь возникает двойственность толкований основного предмета исследований в современной геодинамике. Так, в случае полной унаследованности дви-

жений от прошлых геологических эпох можно инструментально зарегистрировать движения, которые по длительности протекания формирующих их процессов не относятся к разряду современных.

В то же время существует определенная относительность средств наблюдений к свойствам исследуемых объектов. Если измерять с помощью повторных нивелирований такой типичный для современной геодинамики процесс, как земноприливные деформации, то существует ограничение по чувствительности и временной детальности наблюдений. В случае, когда предпринимается попытка измерения движений плит или блоков земной коры наклонометрами и деформографами, существует ограничение по пространственному масштабу наблюдений.

Основным методом интерпретации геодинамических наблюдений является решение обратных задач – установление глубинного источника аномальных движений по данным измерений на земной поверхности. Однако и в данном случае вновь возникает относительность средств наблюдений к свойствам объекта.

Так, например, если имеет место фиксация унаследованного движения, например, вызванного конвекцией в мантии, методами современной геодинамики, то вследствие ограниченности (кратковременности) периода наблюдений возникает принципиальная невозможность решения обратных задач (как кинематики, так и динамики). Для однозначной интерпретации необходимо, чтобы «начало» и «завершение» наблюдаемого процесса целиком укладывались в интервал между повторными циклами наблюдений.

Ситуация усугубляется еще и тем, что имеет место острый дефицит достоверных сведений о базовых характеристиках среды в условиях их естественного залегания в земных недрах. Хорошо известно, что даже анализ керновой информации страдает определенной степенью необъективности.

В связи с этим, одним из главных условий реальной трактовки наблюдаемых процессов является соизмеримость длительности протекания последних с длительностью самого измерения. В этом случае совершенно необходимо четко следовать принципу наблюдаемости Нильса Бора: *существующим считается лишь то, что наблюдаемо или может быть сделано таким*, который был разработан именно в тех областях естествознания, в которых базовые свойства объекта не всегда доступны прямому наблюдению.

Таким образом, можно определить, что современная геодинамика – это часть общей геодинамики, изучающая движения земных недр и причины, их вызывающие, когда время действий последних соизмеримо с длительностью самого процесса наблюдений [Kuzmin, 1999]. При этом под длительностью наблюдений понимается либо интервал между повторными (геодезическими, геофизическими) измерениями, либо период непрерывной регистрации параметров геофизическими (аппаратурными) методами.

С позиций сформулированного определения объектом изучения в современной геодинамике могут быть наиболее мобильные и активные структуры литосферы и, в первую очередь, зоны тектонических нарушений (разломов). Учитывая некоторую степень дискуссионности в определении понятия «разлом», необходимо сформулировать авторскую позицию в этом вопросе.

Как правило, термин «разлом» или «разломная зона» используется как некая граница раздела между блоками, которые отличаются различной мобильностью или иными характеристиками. По мнению автора, разломы следует рассматривать как специфические геологические тела, некий объем земной коры, имеющий аномальное строение и повышенную трещиноватость, возникший в результате линейной деструкции среды. Эти представления в существенной мере корреспондируют с представлениями С.И. Шермана и возглавляемой им тектонофизической школы [Sherman, 1977, 2012; Sherman et al., 1983; Seminsky, 2003]. В данной работе такие понятия, как «разлом», «разломная зона», «зона разрывных нарушений», «зона повышенной трещиноватости», рассматриваются в качестве синонимов. Главным здесь является то, что зона разлома есть область, вмещающая породы с аномальными физико-механическими, геолого-геофизическими, флюидо-геохимическими и другими характеристиками.

В этом случае зоны разломов естественным образом являются концентраторами современного аномального напряженно-деформированного состояния, а следовательно, и базовым объектом изучения современных геодинамических процессов. Кроме того, при исследованиях в рамках геодинамического мониторинга особо ответственных и экологически опасных объектов зачастую употребляется термин «геодеформационные» процессы, которые отличаются от собственно деформационных процессов самих материалов конструкций изучаемых объектов. Автор считает, что при правильном и профессиональном использовании понятий «деформационные», «геодеформационные» и «сейсмические процессы» по отношению к соответствующим объектам исследования, путаницы в употреблении этих понятий не происходит.

Необходимо также определиться в использовании терминов «недра» и «верхние слои земной коры», когда речь идет о характеристике тех объемов среды, в которых протекают современные геодинамические процессы.

Согласно определению, данному в законе РФ «О недрах», недра – это верхняя часть земной коры, расположенная ниже почвенного слоя, при его отсутствии – ниже земной поверхности и дна водоемов и водотоков, простирающаяся до глубин, доступных для геологического изучения и освоения. Авторская позиция заключается в том, что недра – это тот слой земной коры, в котором имеют место современные аномальные геодинамические процессы, обусловленные совокупностью природных и техногенных воздействий.

Таким образом, становится очевидным, что *современная аномальная геодинамика недр – это современная геодинамика разломных зон*. Принципиально важно то, что в отличие от геодинамики, изучающей только природные процессы, в современной геодинамике исследуются процессы как природного, так и техногенного происхождения. Основные явления, изучаемые в современной геодинамике, это деформационные и сейсмические процессы, а также взаимосвязанные с ними вариации геофизических и флюидо-геохимических полей.

Очень часто сейсмичность относят к современной геодинамике. Это так, поскольку сейсмичность – это «быстрая» составляющая геодинамического процесса. Современные движения (деформации), естественно, относятся к «медленной» части спектра геодинамических явлений. В последние годы среди специалистов утвердилась тенденция медленные движения именовать современной геодинамикой (или деформационными процессами), а все связанное с землетрясениями определять как сейсмические процессы.

3. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА СОВРЕМЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЗОНАХ РАЗЛОМОВ

Согласно традиционной точке зрения, современные движения земной поверхности платформенных, асейсмичных, областей характеризуются относительно слабыми скоростями – до 5–10 мм/год, в отличие от орогенных и сейсмоактивных регионов, где скорости могут достигать величин, значительно больших, чем 50 мм/год. Этот вывод следует из анализа карт современных вертикальных движений земной коры, построенных по данным повторных нивелирований больших территорий с интервалами между наблюдениями в десятки лет [Sidorov, Kuzmin, 1989].

Как известно, одной из основных особенностей пространственного распределения современных вертикальных движений земной поверхности больших территорий (порядка сотен километров и более) являются протяженные аномальные зоны, представленные градиентным характером аномальных изменений, которые контролируются зонами глубинных разломов. Ширина этих зон достигает 10–15 км и более. При этом величины горизонтальных градиентов движений составляют первые мм/км в год. На графиках, отражающих линейную (профильную) составляющую движений, эти градиентные участки имеют форму ступенеобразных изменений в полном соответствии с общепринятыми представлениями о медленных, дифференцированных вертикальных перемещениях смежных объемов среды (блоков земной коры) вдоль зон разломов под воздействием изменений регионального поля напряжений.

На рис. 1 представлена кривая современных вер-

тикальных движений земной поверхности, построенная по результатам сравнения повторных нивелирований, выполненных с интервалом в 35 лет. Профиль расположен по простирианию Рионо-Куринского межгорного прогиба. Особенности кривой современных вертикальных движений земной поверхности являются типичными для всех крупных территорий, включая сейсмоактивные и слабосейсмические. Так, среднегодовые скорости движений достигают 3–4 мм/год, ширина участков с однородным характером движений (блоковый характер) достигает 80–100 км, ширина пограничных зон с высокими градиентами движений – 20–25 км.

Таким образом, главной характерной особенностью движений является совпадение зон с повышенными градиентами смещений, которые сосредоточены на границах между региональными поднятиями и опусканиями, с зонами глубинных разломов. Поднятия блоков фундамента устойчиво коррелировали с поднятиями земной поверхности и, наоборот, в полном соответствии с унаследованным характером развития процессов. Это есть основная закономерность современных вертикальных движений земной коры, полученных в региональном пространственно-временном масштабе описания процесса [Sidorov, Kuzmin, 1989].

Подобная система взглядов господствовала в исследованиях по современной геодинамике до того момента, когда в середине шестидесятых годов XX века под эгидой Межведомственного геофизического комитета при Президиуме АН СССР была развернута обширная программа изучения современных движений земной коры на геодинамических полигонах различного целевого назначения. Результаты повторных наблюдений на этих полигонах с интервалами времени между повторениями в месяцы и годы выявили наличие интенсивных (10–20 мм/год и более) локальных движений, которые имели пульсационный и короткопериодический характер. Это не явилось большой неожиданностью для специалистов, поскольку первые геодинамические полигоны закладывались в орогенных, сейсмоактивных регионах.

Знаковым событием, изменившим привычную парадигму унаследованного характера развития современных геодинамических процессов, явилась организация Министерством нефтяной промышленности СССР в начале семидесятых годов прошлого века долгосрочной программы изучения современных движений земной коры в нефтегазоносных осадочных бассейнах.

В качестве таких объектов были использованы территории крупных нефтегазоносных бассейнов древней докембрийской Русской платформы (Припятский прогиб, западное и северо-западное обрамления Прикаспийской впадины, Башкирский свод и Соликамская впадина), Западно-Сибирской плиты (Вартовский свод), предгорных и межгорных прогибов складчатых областей (Терско-Каспийский, Предгиссарский, Рио-

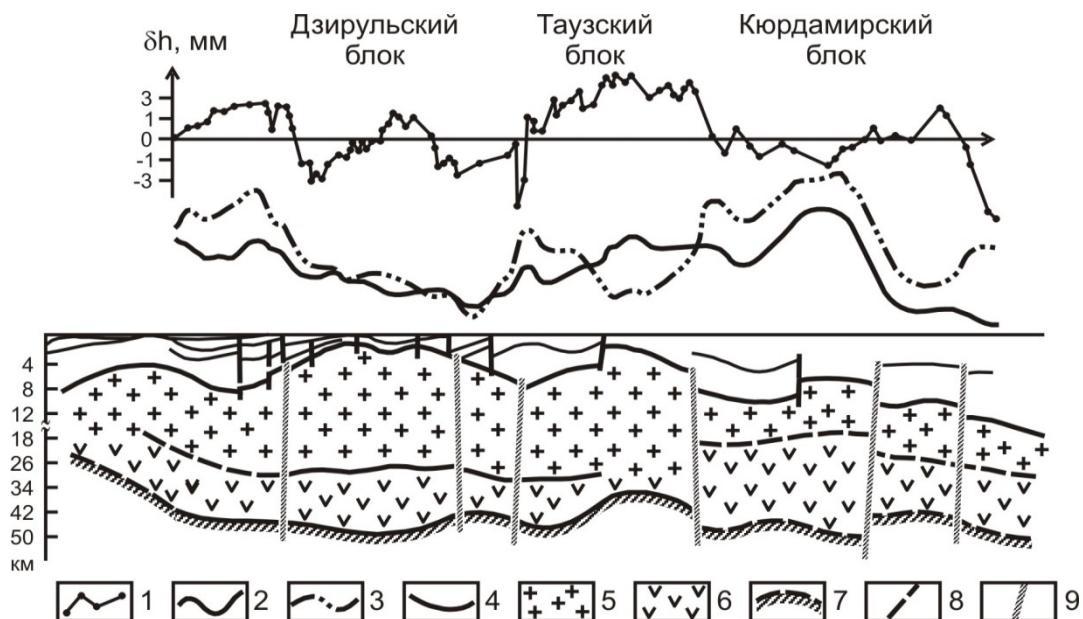


Рис. 1. Современные вертикальные движения земной поверхности по простиранию Рионо-Куринского прогиба.

1 – кривая скоростей современных вертикальных движений земной поверхности (мм/год); 2 – кривая аномалий силы тяжести в редукции Буге; 3 – кривая остаточных аномалий силы тяжести ($\Delta g_{OCT} = \Delta g_H - \Delta g_{3.K.}$); 4 – граница между комплексами осадочного чехла; 5 – «гранитный» слой; 6 – «базальтовый» слой; 7 – поверхность Мохоровичча; 8 – разломы в осадочной толще; 9 – разломы в земной коре.

Fig. 1. Recent vertical displacements of the ground surface along the strike of the Riono-Kura trough.

1 – curve of recent vertical velocities of ground surface displacements, mm per year; 2 – curve of gravity anomalies in the Bouguer reduction; 3 – curve of residual gravity anomalies ($\Delta g_{OCT} = \Delta g_H - \Delta g_{3.K.}$); 4 – boundary between suites of the sedimentary cover; 5 – ‘granite’ bed; 6 – ‘basalt’ bed; 7 – Moho surface; 8 – faults in the sediment bed; 9 – crustal faults.

но-Куринский) [Sidorov, Kuzmin, 1989]. Крайне важно то, что параметры измерительных систем (густота пунктов, частота опроса и точность наблюдений) на геодинамических полигонах, расположенных в платформенных, асейсмичных районах, были идентичными системам измерений, расположенным в сейсмоактивных областях.

На рис. 2 представлены результаты повторных нивелирных и гравиметрических наблюдений вдоль регионального профиля ГСЗ МОГТ VIII–VIII, проходящего через Припятский прогиб. Этот профиль имеет протяженность 140 км, нивелирные и гравиметрические пункты наблюдений заложены через 250–300 м. В нижней части рисунка представлены геолого-геофизические разрезы осадочного чехла и земной коры в целом. Там же показано распределение глубинных температур вдоль этого профиля.

Как следует из рис. 2, в этом регионе также существуют аномальные деформационные процессы, которые пространственно приурочены к разломным зонам. Аномальные изменения представлены двумя характерными морфологическими типами: протяженными изгибами вверх и локальными просадками земной поверхности, которые также аналогичны предыдущим результатам.

В результате комплексного сопоставительного ана-

лиза данных, полученных идентичными системами измерений (плотность пунктов наблюдений, точность и частота опроса), расположенными в сейсмоактивных и асейсмичных регионах, были сформулированы следующие эмпирические обобщения [Kuzmin, 1989, 1996, 1999; Sidorov, Kuzmin, 1989].

• Выявлены интенсивные локальные аномалии вертикальных и горизонтальных движений земной поверхности, которые приурочены к зонам разломов различного типа и порядка. Эти аномальные движения высокоамплитудны (50–70 мм/год), короткопериодичны (0.1–1.0 года), пространственно локализованы (0.1–1.0 км), обладают пульсационной и знакопеременной направленностью. Среднегодовые скорости для них чрезвычайно высоки и составляют величины порядка $2-7 \cdot 10^{-5}$ /год. Поэтому их следует определить как суперинтенсивные деформации (СД) земной поверхности в зонах разломов [Kuzmin, 1996, 1999].

• Существуют устойчивые типы локальных аномалий в вертикальных движениях земной поверхности в зонах разломов (рис. 3). При этом горизонтальные размеры (L) γ -аномалий составляют 0.1–2.0 км, S -аномалий – 5–10 км, а β – 10–30 км. Там же приведены соотношения между амплитудой (Δh) и протяженностью (L) для каждого типа аномалий, связанные через масштабный коэффициент $m=10^{-6}$ (если амплитуда выра-

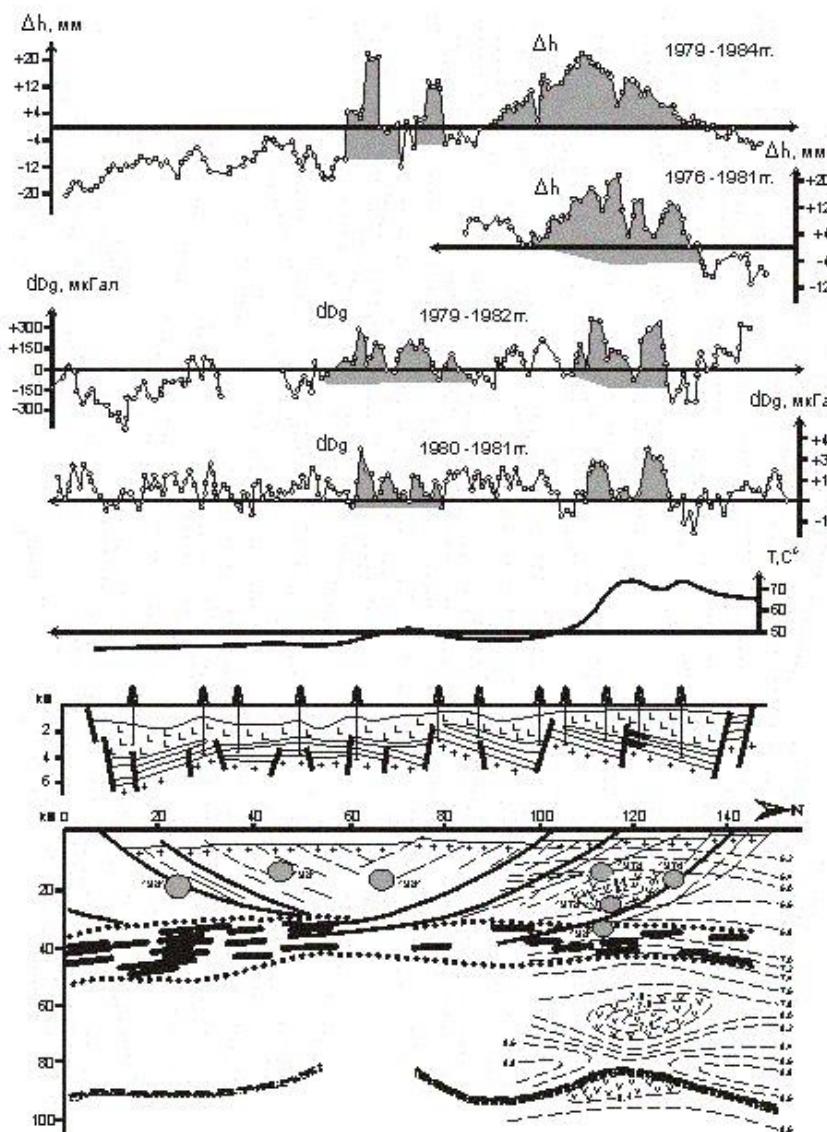


Рис. 2. Современные вертикальные движения земной поверхности и изменения силы тяжести во времени по регионально-му сейсмическому профилю ГСЗ МОВЗ VIII – VIII через Припятский прогиб.

Fig. 2. Recent vertical displacements of the ground surface and gravity changes in real time along the regional seismic profile (constructed by deep seismic sounding and earthquake converted-wave methods) VIII – VIII across the Pripyat trough.

жена в миллиметрах, то ширина аномалии в километрах).

- Основные пространственно-временные характеристики аномальных движений идентичны как для сейсмоактивных, так и для асейсмичных разломных зон. При этом интенсивность деформационного процесса в разломах асейсмичных регионов выше, чем в сейсмоактивных.

- Установленные типы аномальных движений находятся в определенном соответствии с региональными типами напряженного состояния земной коры. В районах предгорных и межгорных прогибов (области сжимающих напряжений) доминируют β -аномалии, а в рифтовых областях (зоны растяжений) преобладают

γ -аномалии. Аномалии типа S оказались крайне редким явлением для всех изученных регионов.

На рис. 4 представлены примеры СД для различных регионов. Хорошо видно, что кривые совершенно идентичны по морфологии, т.е. у них совпадают ширина (горизонтальный масштаб всех графиков одинаков) и амплитуда.

Необходимо отметить, что на данном графике приведены амплитуды, а не скорости деформаций. Если же принять во внимание длительность между повторными наблюдениями, то окажется, что среднегодовая скорость СД-процессов для асейсмичных разломов будет выше, чем для сейсмоактивных.

Важной особенностью СД-процессов является

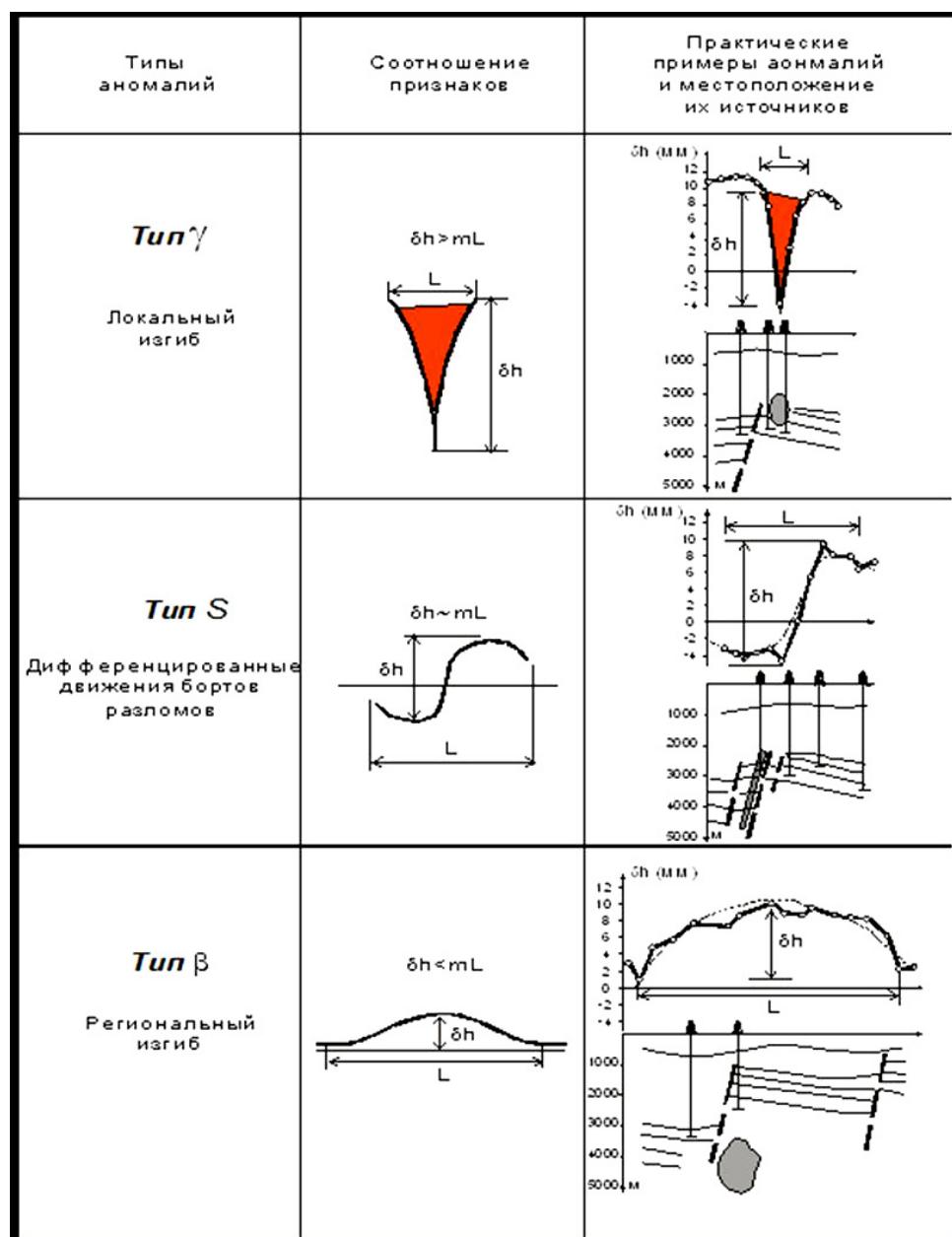


Рис. 3. Таблица основных типов аномального изменения современных движений земной поверхности в пределах зон разломов.

Fig. 3. Table of main types of anomalous changes of recent ground surface displacements within fault zones.

пульсационный характер их проявлений во времени.

Имеются многочисленные примеры, когда происходит перемежаемость периодов активизации и покоя [Kuzmin, 1999]. Так, на рисунке 5 представлены результаты повторных нивелирных наблюдений вдоль нескольких локальных профилей (длиной порядка 5 км), расположенных в пределах северной части Припятской впадины. Как видно из графика, происходит периодическая активизация СД-процессов (γ -аномалии) и перемежаемость периодов активности и покоя с преобладающей активизацией одних и тех же разломных зон.

Таким образом, локальные просадки земной поверхности (γ -аномалии) в зонах разломов – довольно распространенное явление, но только в том случае, когда измерения проводятся высокоточными геодезическими методами с повышенной пространственно-временной детальностью.

Естественно, что подобный, «высокочастотный» спектр движений оказался труднообъяснимым в рамках динамики астеносферных процессов. В конечном итоге главный вопрос разрешения «парадокса» больших скоростей сводится к анализу соотношения региональных и локальных процессов. Действительно,

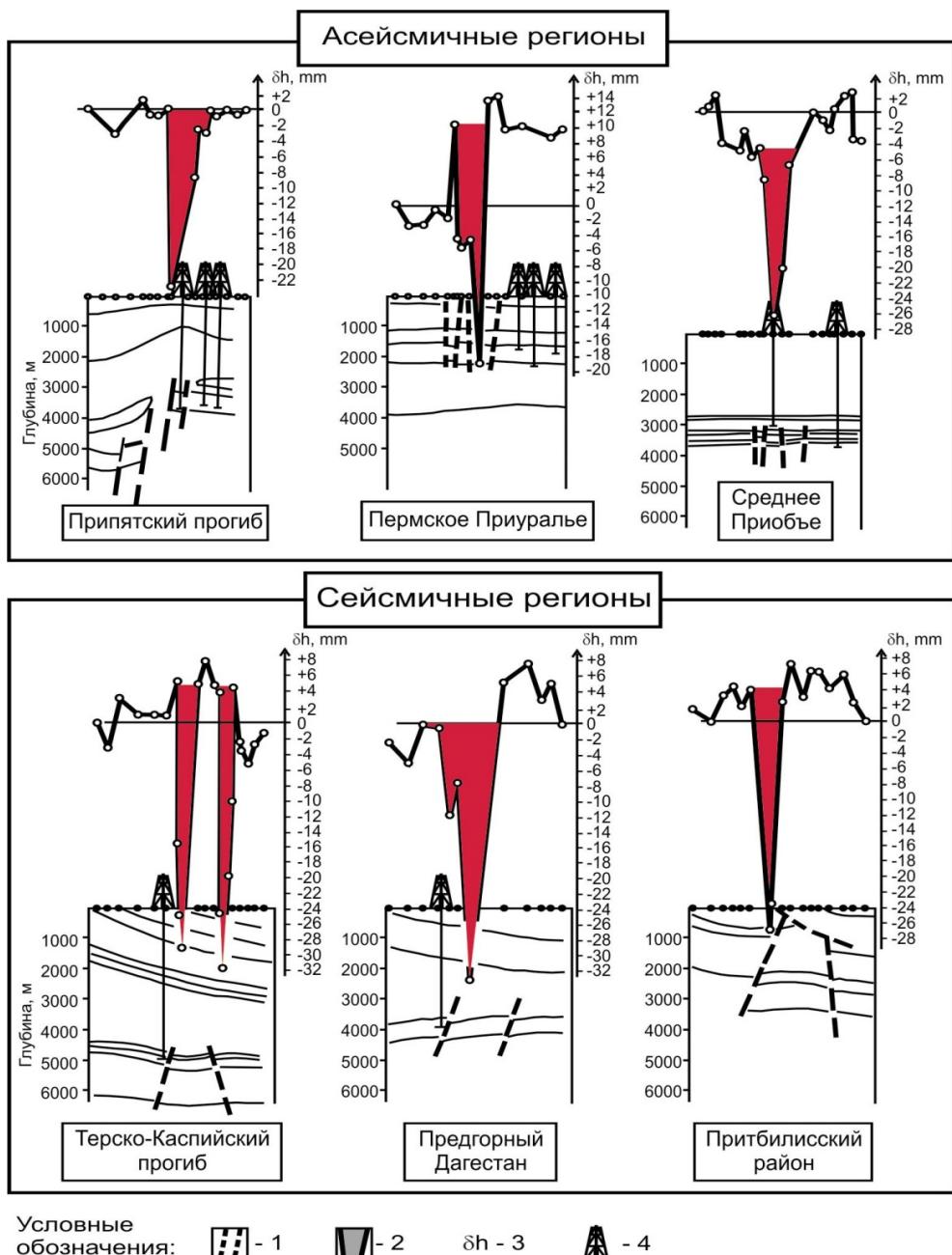


Рис. 4. Примеры локальных аномалий современных вертикальных движений земной поверхности типа для различных регионов.

1 – зоны разрывных нарушений; 2 – зоны аномальных вертикальных движений; 3 – амплитуды современных вертикальных движений; 4 – скважины.

Fig. 4. Examples of local anomalies of recent vertical displacements of the ground surface in different regions.

1 – fault zones; 2 – zones of anomalous vertical displacements; 3 – amplitudes of recent vertical displacements; 4 – wells.

если имеет место унаследованная схема деформирования, то локальные деформации в зонах разломов должны иметь монотонный, однонаправленный характер развития во времени в полном соответствии с морфолого-генетическими характеристиками разрывных структур и региональной схемой тектонических напряжений. Однако оказалось, что локальная дина-

мика разломных зон демонстрирует явно выраженный автономный характер.

Так, в целях выявления тонкой структуры деформационных процессов на локальном уровне был проведен уникальный эксперимент. Вдоль простирания регионального Речицкого разлома (Припятская впадина, Белоруссия) было исследовано пространственное

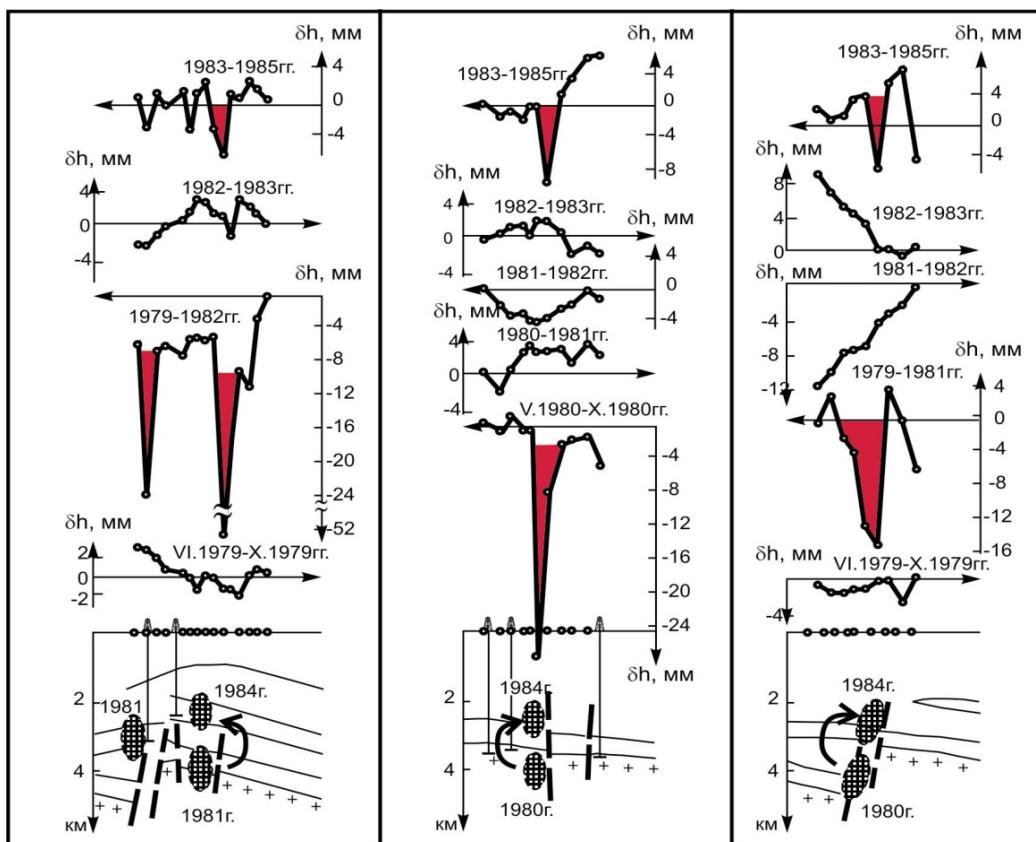


Рис. 5. Пульсирующий характер СД-процессов в зонах разломов.

Fig. 5. Pulsating recent deformation processes in fault zones.

распределение вертикальных смещений на основе 26 квазиортогональных пересечений зоны разлома нивелирными профилями. Уникальность заключалась в том, что практически одновременно проводились повторные высокоточные (с погрешностью 1.5–2.0 мм) наблюдения с интервалом порядка 1 года [Kuzmin, 2009].

На рис. 6 (а, б) представлены итоговые результаты. Оказалось, что из 26 пересечений только на девяти участках были выявлены аномальные деформации. Примечательно то, что амплитуда и морфология аномальных смещений во многом идентичны. Из рис. 6, а, следует, что величины среднегодовых скоростей варьируются в пределах от 10 до 20 мм/год. Морфологически смещения представляют собой узкие пикообразные просадки земной поверхности, имеющие ширину 0.5–1.0 км. Местоположение Речицкого разлома в пределах Припятской впадины и номера профилей, на которых были выявлены аномальные смещения, показаны на рис. 6, б.

В центральной части выделяется зона Речицкого разлома, в пределах которой идентифицировано наибольшее количество активизированных фрагментов. Необходимо отметить, что аномалии выявляются только в разломных зонах широтной и квазиширотной

ориентации. В зонах разломов квазимеридиональной ориентировки аномальные деформации земной поверхности не обнаружены. И это несмотря на то, что конфигурация нивелирной сети обеспечивала пересечение квазимеридиональных разломов. Очевидно, что данная картина площадного распределения локальных аномалий отражает характер регионального напряженного состояния, а именно горизонтальное квазимеридиональное растяжение Припятского палеорифта.

На рис. 7 представлено площадное распределение деформационных аномалий на территории Припятской впадины. Общая площадь покрытия нивелирной сетью составляет 30000 км². Среднее расстояние между нивелирными пунктами (показаны точками) – 250–300 м.

Из рисунка видно, что зоны аномальных деформаций представлены дискретными полосами широтного простирания, приуроченными к разломным зонам, каждая из которых состоит из набора активизированных фрагментов.

Отсюда следует три важных вывода. Во-первых, показано, что даже в пределах одной разломной зоны картина пространственного распределения деформаций носит контрастно-неоднородный, дискретный характер. Во-вторых, полученные результаты указывают

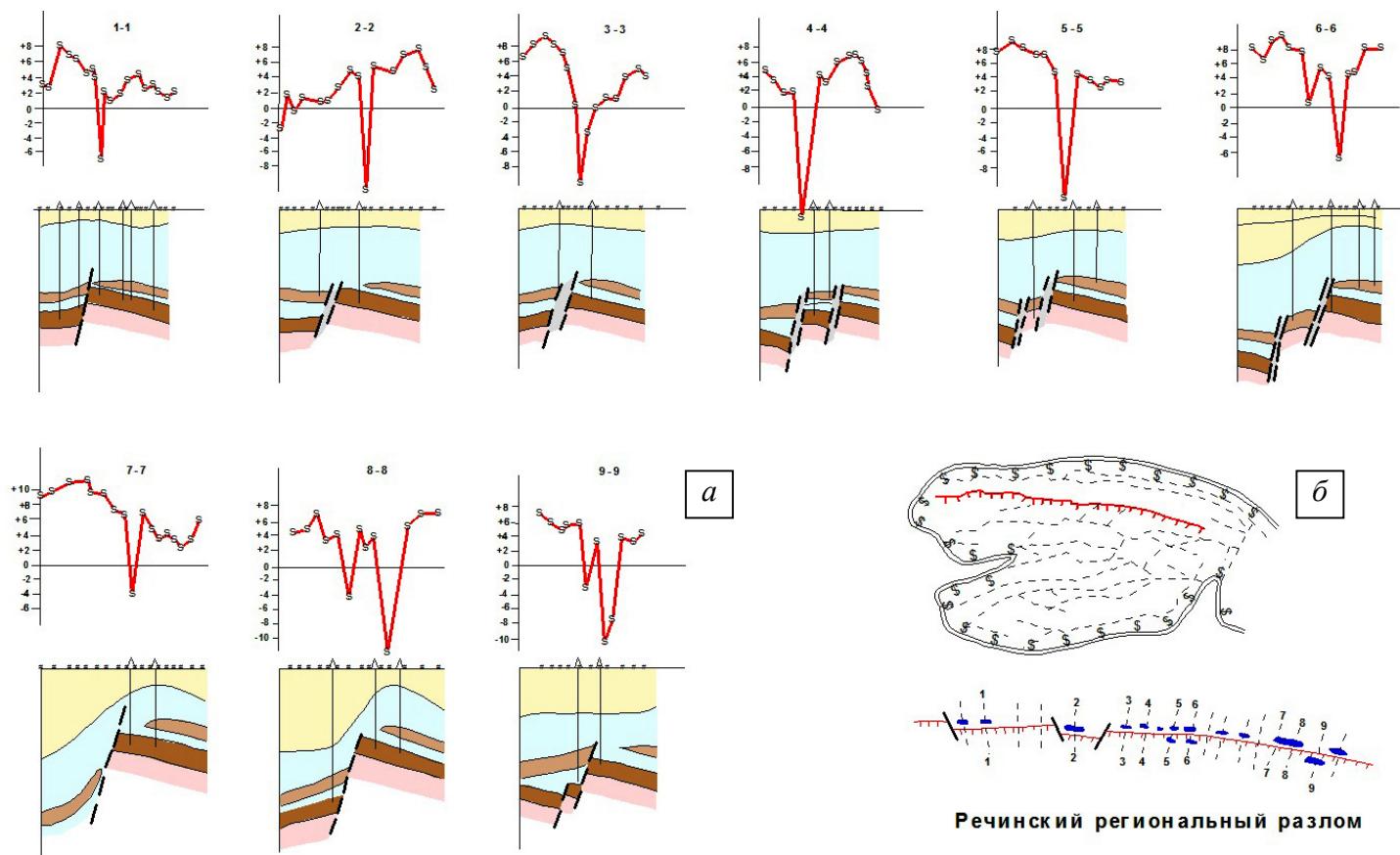


Рис. 6. Распределение современных вертикальных смещений земной поверхности по профилям, организованным вдоль простирания Речицкого разлома (а) и местоположение нивелирных профилей (б).

Fig. 6. Distribution of recent vertical displacements of the ground surface by profiles along the strike of the Rechitsky fault (a), and locations of level-measurement profiles (б).

на отсутствие ступенеобразных вертикальных смещений в пределах столь ярко выраженных разломных зон сбросового типа. В-третьих, морфологический тип (локальные, симметричные просадки) выявленных аномалий современных вертикальных движений соответствует характеру регионального поля напряжений. Подробный анализ других разломных зон, расположенных в других регионах мира [Kuzmin, 1999, 2002, 2004], также выявил повсеместное проявление аномалий γ -типа и отсутствие значимых ступенеобразных смещений, т.е. отсутствие унаследованности современных движений.

4. ПАРАДОКСЫ СКОРОСТЕЙ ДЕФОРМАЦИЙ И МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ РАЗЛОМОВ

Проблема парадокса скоростей деформаций в современной геодинамике возникла сразу после того, как

были проведены первые сравнения скоростей современных движений земной коры, измеренных геодезическими методами, со скоростями, определенными по геолого-геоморфологическим данным.

Впервые наиболее полно эта проблема была рассмотрена в работе [Bulanze, Magnitsky, 1974] на примере «парадокса больших скоростей» современных вертикальных движений земной коры. Было показано, что если предположить, что современные движения являются, как правило, продолжением движений ближайшего геологического прошлого, то при скоростях нескольких $\text{мм}/\text{год}$ в течение одного четвертичного периода, т.е. за 10^6 лет, на платформах возникли бы горы и впадины в несколько км высотой (глубиной), чего фактически нет. По существу, «парадокс больших скоростей» представляет собой инструментально установленный факт отклонения унаследованного характера современных движений коры от движений прошлых геологических эпох.

Для объяснения этого парадокса были привлечены



Рис. 7. Площадное распределение аномалий современных вертикальных движений земной поверхности в пределах Припятской впадины.

1 – пункты повторного нивелирования; 2–4 – зоны повышенной трещиноватости пород: 2 – в межсолевых и подсолевых отложениях (аномалии типа γ), 3 – в подсолевых отложениях и фундаменте (аномалии типа S), 4 – в фундаменте (аномалии типа β); 5–6 – эксплуатационные скважины, добывающие нефть: 5 – из межсолевых отложений, 6 – из подсолевых отложений; 7 – глубокие скважины; 8–9 – разломы: 8 – глубинные первого порядка, 9 – третьего и четвертого порядка.

Fig. 7. The spatial pattern of anomalous recent vertical displacements of the ground surface within the limits of the Pripyat basin.

1 – repeated level measurement sites; 2–4 – zones of high fracturing of rocks: 2 – in inter-salt and subsalt deposits (γ -anomalies), 3 – in sub-salt deposits and base rocks (S -anomalies), 4 – in base rocks (β -anomalies); 5–6 – wells producing oil: 5 – from inter-salt deposits, 6 – from subsalt deposits; 7 – deep wells; 8–9 – deep faults of the 1st order; 9 – faults of the 3rd and 4th orders.

представления [Magnitsky *et al.*, 1974; Magnitsky, Kalandzhikova, 1978] о знакопеременном и/или прерывистом (пульсационном) характере движения астеносферного слоя, который приводит к знакопеременным движениям земной поверхности, что при больших временах осреднения приводит к компенсации движений различных знаков (поднятий и опусканий).

Предложенные механизмы достаточно хорошо объясняли формирование основных пространственно-временных характеристик современных геодинамических процессов, полученных по результатам повторных нивелирных наблюдений вдоль линий Государственной нивелирной сети с большими интервалами между повторениями (десятки лет) и расстояниями между измерительными пунктами (десятки километров).

Однако выше было показано, что даже на платформах имеют место интенсивные, короткопериодичные (0.1–1.0 года) и локальные (0.1–1.0 км) аномалии современных движений земной поверхности, приуроченные к зонам разломов различного типа и порядка. Естественно, что подобный, «высокочастотный» спектр современных вертикальных движений оказался труднообъяснимым в рамках динамики астеносферных процессов. В этой связи, основной вопрос разрешения «парадокса» больших скоростей сводится к анализу соотношения региональных и локальных процессов.

Действительно, если имеет место унаследованная схема деформирования, то локальные деформации в зонах разломов должны иметь монотонный, однонаправленный характер развития во времени в полном

соответствии с морфолого-генетическими характеристиками разрывных структур и региональной схемой тектонических напряжений. Однако оказалось, что локальные деформационные процессы в разломных зонах имеют явно выраженный автономный характер, развиваются в обстановке квазистатического нагружения и распространяются в форме автоволн [Kuzmin, 2004, 2009; Kuz'min, 2012].

Важно отметить, что основные результаты в изучении современных геодинамических процессов (современных движений земной коры) в XX веке были получены в основном по вертикальной компоненте движений (нивелирные наблюдения). На рубеже веков, в связи с активным внедрением методов спутниковой геодезии (ГНСС наблюдений), основной информацией, напротив, стали данные по современным горизонтальным движениям.

При анализе результатов измерений в современной геодинамике одним из наиболее важных вопросов является вопрос временной стабильности регионального напряженно-деформированного состояния. Зачастую исследователям приходится постулировать неизменность и/или монотонность во времени уровня и направленности регионального поля напряжений. Это естественным образом связано с информативностью натурных данных. Нередко при использовании результатов геодезических наблюдений (наземных и/или спутниковых) возникает необходимость тривиального осреднения и экстраполяции измеряемых кинематических величин (скорость и направленность смещений) в условиях редких и нерегулярных циклов повторных наблюдений, проводимых на больших базах измерений.

Естественно, что при сопоставлении GPS-наблюдений, имеющих 2–3 повторных цикла измерений в интервале нескольких лет на расстояниях десятков или сотен километров, с высокоточными наземными многолетними наблюдениями возникают принципиальные противоречия. Так, по результатам исследований, скорости относительных горизонтальных деформаций земной поверхности, полученные по данным GPS-измерений, достигают величин 10^{-8} – 10^{-9} в год. Подобные низкие скорости относительных горизонтальных деформаций противоречат скоростям монотонного, однонаправленного движения литосферных плит. Все это позволяет трактовать выявленные несоответствия как «парадокс малых скоростей горизонтальных деформаций» земной поверхности [Kuzmin, 2009].

При этом, если «парадокс больших скоростей современных вертикальных движений» можно было объяснить суперпозицией вертикальных движений различных знаков, то с «парадоксом малых скоростей горизонтальных деформаций» все обстоит намного сложнее. Простое объяснение этого парадокса состоит в том, что расстояния между пунктами ГНСС измерений слишком велики, что естественно приводит к существенному занижению величины относительной де-

формации. Однако привлечение к анализу данных по длительным рядам наземных наблюдений за горизонтальными смещениями на расстояниях 1–10 км показывает, что этот парадокс остается в силе.

В этой связи представляется актуальным детальное рассмотрение длительных (20–50 лет) рядов наземных наблюдений за вертикальными и горизонтальными движениями земной поверхности в зонах разломов различных регионов, которое позволяет существенно продвинуться в разрешении «парадоксов больших и малых скоростей» [Kuzmin, 2013].

4.1. КОПЕТДАГСКАЯ СЕЙСМОАКТИВНАЯ ЗОНА

Как известно, геодинамика Копетдагского сейсмоактивного региона обусловлена динамическим взаимодействием Иранской и Туранской плит. Основной зоной коллизии этих плит является Передовой разлом Копетдага (Главный Копетдагский надвиг). Естественно, что подобная кинематика плит должна приводить к систематическому (с юга на север) надвигу Копетдага на Туранскую плиту вдоль зоны Передового разлома Копетдага, а также к постоянному правостороннему сдвиговому перемещению вдоль этого разлома. При этом среднегодовые скорости подобных смещений должны иметь порядок первых сантиметров в год. На это указывают результаты спутниковых измерений, проведенных на разнесенных друг от друга (более 500 км) пунктах GPS-наблюдений, которые выявили скорость коллизии Иранской и Туранской плит порядка 30 мм/год [Kuzmin, 2009; Izyumov, Kuzmin, 2010].

Если следовать этой схеме и предполагать полную унаследованность современных движений земной коры от прошлых геологических эпох, то существующая система геодеформационных наблюдений, развернутая в центральной части Копетдагского региона и имеющая многолетнюю (около 50 лет) историю наблюдений, должна уверенно фиксировать систематический наклон предгорных участков земной поверхности на север – северо-восток по нивелирным данным, монотонное во времени сокращение длин светодальномерных линий от Копетдага к платформе и постоянное увеличение длины линий, пересекающих Передовой разлом Копетдага под углом 45° и менее.

Однако оказалось, что многолетние наземные геодезические наблюдения локального масштаба за горизонтальными и вертикальными движениями земной поверхности в Копетдагском регионе полностью противоречат результатам спутниковых наблюдений за скоростями сближения Туранской и Иранской плит, а также наличию систематического правостороннего сдвига вдоль Передового разлома Копетдага.

Исследования проводились в пределах активных разломов и, в первую очередь, в зоне Передового разлома Копетдага. Нивелирные и светодальномерные наблюдения проводились на специально организованных тестовых деформационных площадках. Длины ниве-

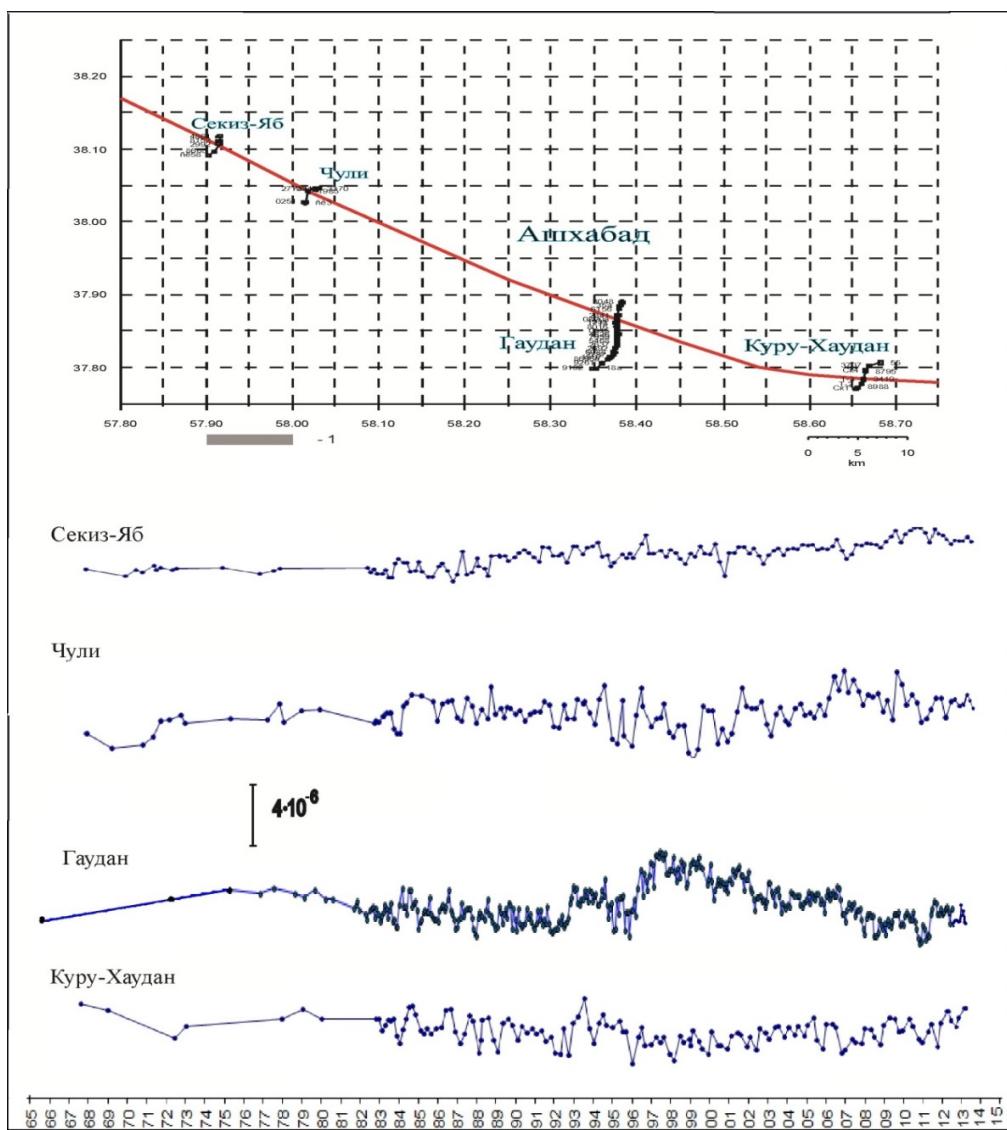


Рис. 8. Результаты многолетних нивелирных наблюдений вдоль локальных профилей, пересекающих Передовой разлом Копетдага. Красная линия – Передовой разлом Копетдага.

Fig. 8. Results of long-term level-measurement surveys along local profiles across the Frontal fault, Kopetdag (the fault is shown by the red line).

лирных профилей и светодальномерных линий на этих площадках варьировались в пределах 1–10 км. Частота опроса, в среднем, составляет от 1 раза в месяц до 4 раз в год для нивелирных наблюдений и порядка 1–2 раза в неделю для светодальномерных измерений. Общая длительность наблюдений на отдельных приразломных участках достигает 40–45 лет. Точность всех нивелирных наблюдений в Копетдагском регионе составляет 0.5 мм/км.

На рис. 8 представлены результаты многолетних (почти 50 лет) высокоточных нивелирных наблюдений, проводимых по локальным профилям, пересекающим Передовой разлом Копетдага. При этом измерительной сетью контролируется полоса Передового разлома протяженностью порядка 100 км.

Для удобства сопоставительного анализа результаты вертикальных превышений переведены в угловую меру путем деления их значений на расстояние между реперами. Иными словами, система наблюдений представляет собой четыре «длиннобазисных наклонометра», которые пересекают разломную зону и ориентированы в субмеридиональном направлении.

Как следует из графика, имеют место локальные вариации скоростей наклонов земной поверхности, составляющие $(0.12\text{--}4.00)\cdot10^{-6}$ /год. При этом трендовые среднегодовые скорости наклонов имеют порядок от $2\cdot10^{-8}$ до $1.3\cdot10^{-7}$. Таким образом, разница между локальными и трендовыми изменениями составляет 1.5–2.0 порядка.

Очевидно, что отсутствие систематических измене-

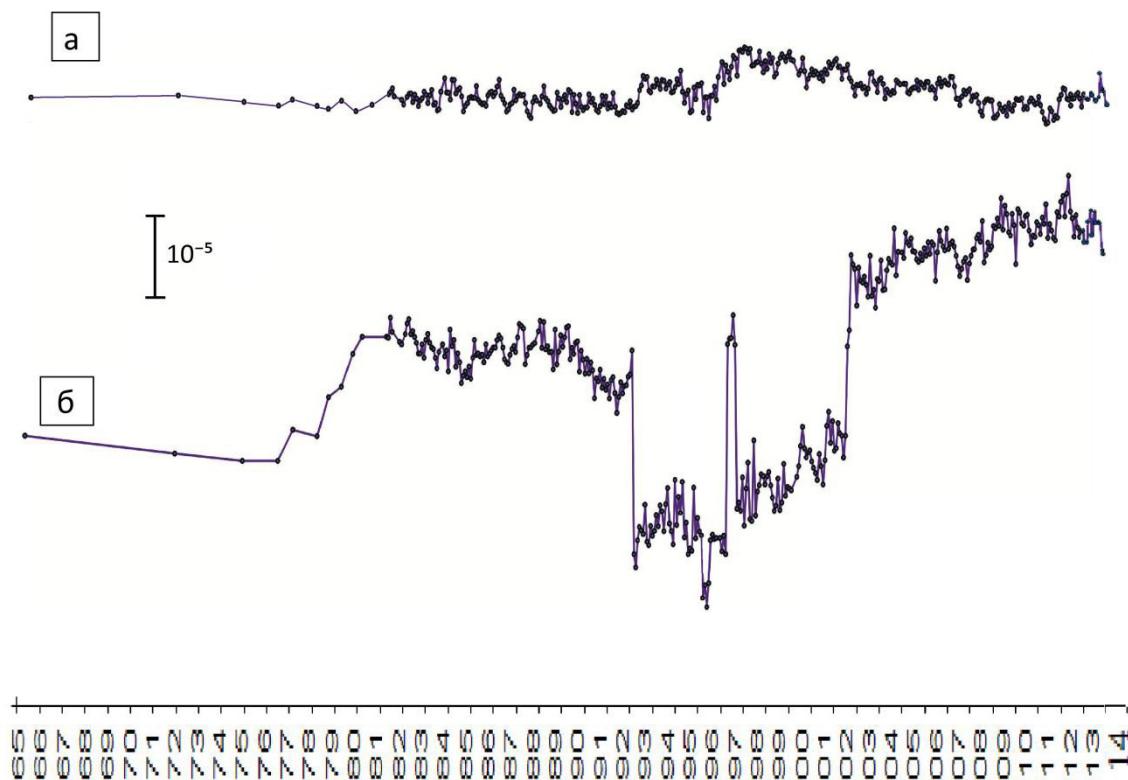


Рис. 9. Временной ход вертикальных смещений земной поверхности (Копетдагский регион): а – «бортовая» секция ($l=4$ км); б – «приразломная» секция ($l=0.6$ км).

Fig. 9. The timeline of vertical displacements of the ground surface in the Kopetdag region: а – ‘side’ segment ($l=4$ km); б – ‘near-fault’ segment ($l=0.6$ km).

ний в ходе вертикальных смещений означает, что в рассматриваемый промежуток времени (около 50 лет) региональное напряженно-деформированное состояние имеет квазистатический характер.

Для более детального анализа соотношения региональных и локальных процессов в зонах разломов на рис. 9 представлены результаты многолетних высокоточных нивелирных наблюдений по профилю, пересекающему Передовой разлом Копетдага в районе г. Ашхабада. Профиль специально разбит на две секции: «блоковую», расположенную вне зоны разлома, и «разломную», организованную непосредственно в разломной зоне. Частота опроса составляла 1 раз в месяц. Для удобства сопоставительного анализа результаты вертикальных превышений также переведены в угловую меру. Система измерений представляет собой два расположенных друг за другом длиннобазисных наклономера.

Из графика следует практически полное отсутствие трендовых изменений в бортовой части, тогда как в зоне разлома имеют место интенсивные знакопеременные процессы со своей временной структурой. При этом видно, что на фоне практического отсутствия тренда имеют место знакопеременные вариации движений, которые достигают скоростей порядка $6 \cdot 10^{-8}$ в

год для бортовой части и 10^{-5} в год для зоны разлома.

Для того чтобы исследовать пространственное распределение вертикальных смещений земной поверхности, на рис. 10 представлены результаты нивелирных наблюдений в зоне Передового разлома Копетдага, организованных в режиме повышенной пространственно-временной детальности. Расстояние между реперами здесь достигло первых сотен метров, частота измерений – 1 раз в месяц. Здесь отчетливо проявляются аномальные смещения (просадки) земной поверхности γ -типа с амплитудой порядка 5 мм и шириной 0.5–1.0 км.

Это типичная морфология современной геодинамики разломов, выявленная по многочисленным геодезическим измерениям во многих регионах мира [Kuzmin, 1989, 1999, 2004]. Данный тип аномалий современных вертикальных движений земной поверхности получил название «аномалия типа γ », так как по морфологии кривой это похоже на соответствующую букву греческого алфавита. Кривые смещений построены по принципу «от цикла к циклу», где каждый график представляет собой разность результатов смежных нивелирований: 2-1; 3-2; 4-3 и т.д., где цифры означают номера циклов повторных наблюдений. Это позволяет сделать вывод о том, что амплитуды ано-

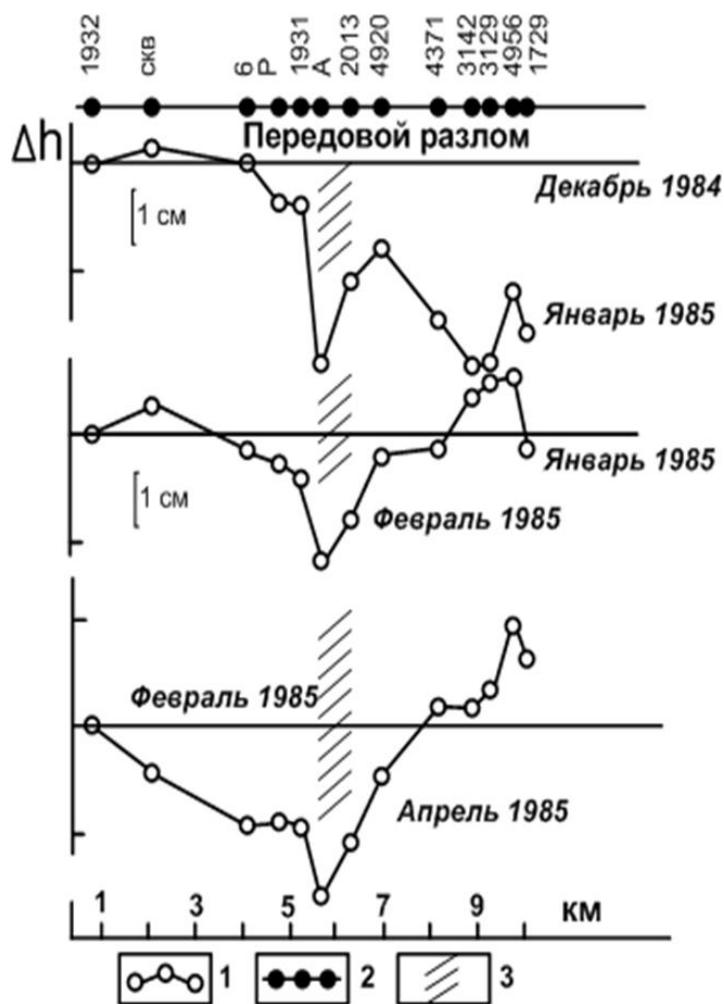


Рис. 10. Пространственное распределение современных вертикальных движений земной поверхности в зоне Передового разлома Копетдага.

1 – значения вертикальных смещений вдоль профиля; 2 – пункты наблюдений; 3 – местоположение разломной зоны.

Fig. 10. The spatial pattern of recent vertical displacements of the ground surface in the Frontal fault zone, Kopetdag.

1 – vertical displacements along the profile; 2 – monitoring sites; 3 – location of the fault zone.

мальных вертикальных смещений земной поверхности накапливаются от цикла к циклу. Если просуммировать накопившиеся вертикальные смещения и оценить скорость относительных деформаций, то она будет иметь величину $6 \cdot 10^{-5}$ в год.

Аналогичная картина складывается и при анализе результатов режимных светодальномерных наблюдений за горизонтальными движениями земной поверхности. И в данном случае система наблюдений организована таким образом, что одна линия (3330 м) пересекает зону разлома, а другая (1532 м) расположена в пределах блока.

На рис. 11 представлен временной ход среднемесячных значений горизонтальных смещений земной поверхности за период с 1977 по 2007 г. Вновь имеет место полное отсутствие систематического тренда. Особенно интересны результаты измерений по линии

L 3330. Согласно изложенной выше региональной геодинамической схеме, данная линия должна испытывать систематическое удлинение со среднегодовой скоростью порядка первые сантиметры в год, в соответствии с правосторонним сдвигом в зоне Передового разлома Копетдага. Так как этого не происходит, то очевидно, что региональные характеристики напряженно-деформированного состояния остаются практически неизменными во времени [Kuzmin, 2009].

Среднегодовая трендовая скорость относительных деформаций, определенная по измерениям горизонтальной компоненты движений, оказывается равной $3.2 \cdot 10^{-8}$ в год. Отмечается, что величины вариаций во времени горизонтальных смещений земной поверхности имеют примерно одинаковую амплитуду как вдоль линии, пересекающей разлом, так и вдоль линии, расположенной в блоковой части.

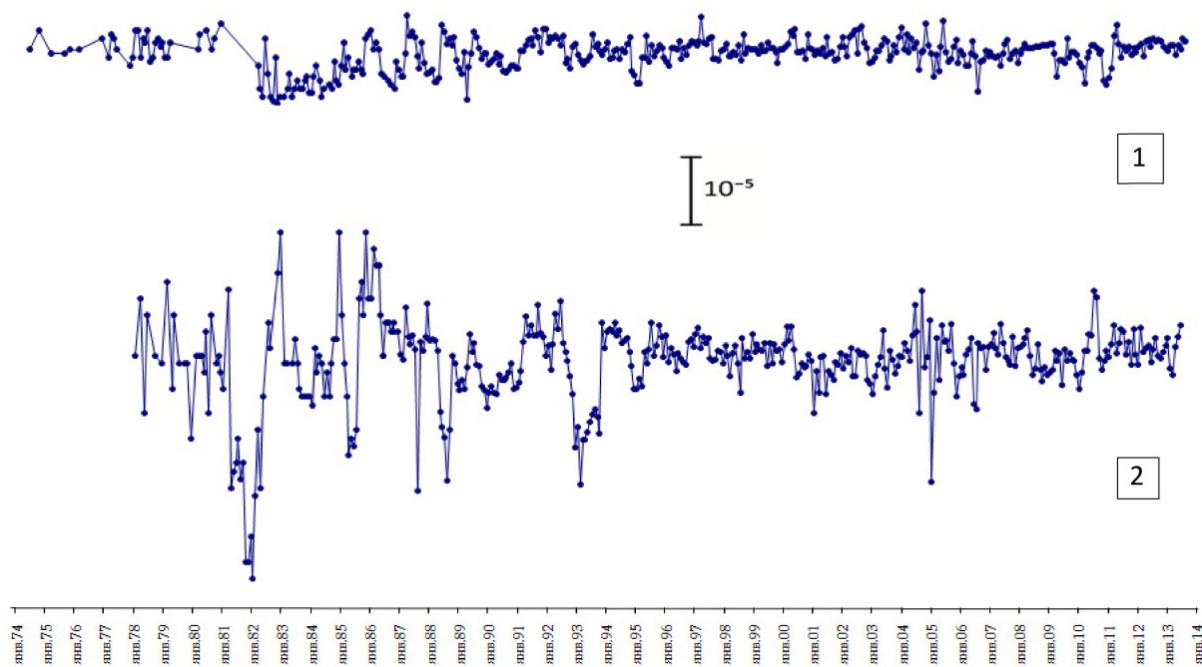


Рис. 11. Временной ход горизонтальных движений земной поверхности (Копетдагский регион): 1 – светодальномерная линия L 3330; 2 – светодальномерная линия L1532.

Fig. 11. The timeline of horizontal displacements of the ground surface in the Kopetdag region. Optical distance measurement lines: 1 – L 3330; 2 – L 1532.

Это означает, что деформационные процессы в зоне разлома носят крайне локальный характер, что и подтверждается результатами измерения вертикальных смещений земной поверхности. Действительно, если оценивать размер зоны проявления аномальных деформаций по данным о вертикальных движениях, то оказывается, что она имеет порядок 1 км. Естественно, что вдоль светодальномерной линии длиной 3330 м не выявляются локальные знакопеременные флюктуации, приуроченные непосредственно к разлому, в силу их резкого затухания с расстоянием от разлома.

Кроме наблюдений на локальных тестовых площадках, исследование горизонтальной компоненты современных движений проводилось вдоль «светодальномерного профиля», имеющего общую протяженность порядка 40 км. Профильные наблюдения организованы в зоне перехода от Копетдага к Туранской платформе, ориентированы по направлению юг-север и состоят из четырех светодальномерных линий. Последовательный анализ временной структуры горизонтальных смещений показал, что имеет место ситуация, аналогичная характеру изменений вертикальных движений. При локальных вариациях горизонтальных деформаций на уровне $2 \cdot 10^{-7}$ – $3 \cdot 10^{-7}$ /год трендовые среднегодовые скорости деформаций по отдельным линиям составляют диапазон изменений от $-4 \cdot 10^{-8}$ /год (сокращение длин линий) до $+3 \cdot 10^{-8}$ /год (увеличение длин линий). Таким образом, данные по горизонтальным движениям также демонстрируют чрезвычайно

низкую скорость трендовой составляющей движений [Izyumov, Kuzmin, 2010].

Таким образом, становится очевидным, что на протяжении последних 45–50 лет региональное поле напряжений во фронтальной части Главного Копетдагского надвига и зоне коллизии Туранской и Иранской плит находится в квазистатическом состоянии. Среднегодовая трендовая скорость деформаций, измеренная по комплексу геодезических данных, имеет величину $(3\text{--}5) \cdot 10^{-8}$ в год, что составляет всего 1–2 амплитуды земноприливных деформаций. При этом локальные деформации в разломной зоне достигают величин скоростей на 1.5–2.0 порядка выше. Это парадоксальная ситуация, если учесть, что речь идет о регионе с высоким уровнем сейсмического потенциала, в пределах которого за указанный интервал времени происходили существенные сейсмические события.

4.2. КАМЧАТСКИЙ СЕЙСМОАКТИВНЫЙ РЕГИОН

Работы по исследованию современных движений земной коры (СДЗК) на Камчатском полуострове были начаты научными учреждениями Академии наук СССР (Институт физики Земли, Институт вулканологии) и Предприятием № 2 Главного управления геодезии и картографии при Совете Министров СССР в 70-е годы XX века. Для выполнения этих работ создавались локальные геодинамические полигоны, приуроченные к районам активных вулканов (Авачинский, Карым-

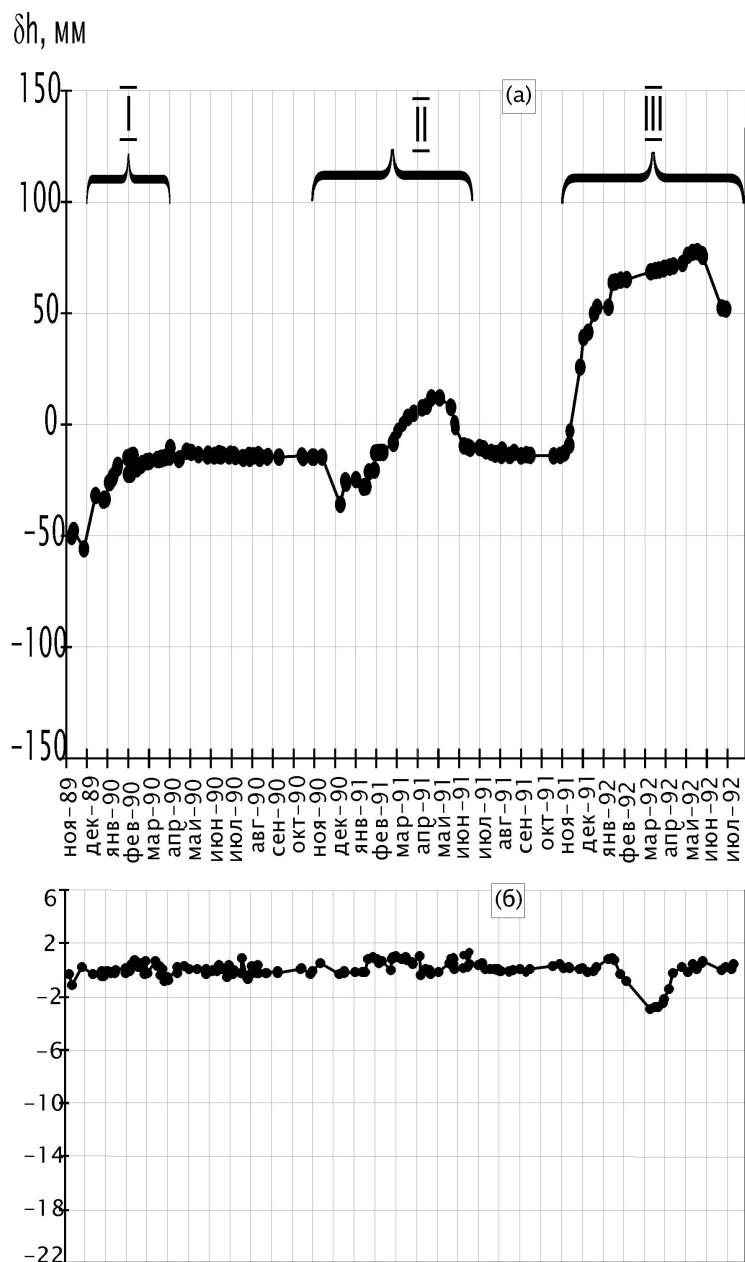


Рис. 12. Временной ход вертикальных смещений земной поверхности (Камчатка): *а* – «приразломная» секция; *б* – «бортовая» секция.

Fig. 12. The timeline of vertical displacements of the ground surface in Kamchatka: *a* – ‘near-fault’ segment; *b* – ‘side’ segment.

ский, Толбачинский, Ключевской, Горелый, Ксудач) и эпицентральным зонам возможных мест сильных землетрясений (Авачинский залив, Кроноцкий залив, Камчатский залив). Создавались также протяженные профили высокоточного нивелирования вдоль восточного побережья Камчатки, по центральной Камчатской депрессии и перпендикулярно к Курило-Камчатской сейсмофокальной зоне. В 1979 г. был организован светодальномерный мониторинг современных движений земной коры в районе Авачинского залива из обсерватории «Мишенная» [Levin *et al.*, 2006].

В целях исследования тонкой структуры современ-

ной геодинамики разломных зон в районе г. Петропавловск-Камчатский были организованы нивелирные наблюдения с повышенной пространственно-временной детальностью. На локальном нивелирном профиле длиной 2.6 км были проведены прецизионные (с точностью до 0.3 мм/км) многократные (1–2 повторения в неделю в течение трех лет) и детальные (расстояние между пунктами наблюдений 80–100 м) наблюдения [Churikov, Kuzmin, 1998; Kuzmin, Churikov, 1999].

На рис. 12 показаны временные изменения вертикальных движений земной поверхности по различным секциям нивелирного профиля. Из графика следует,

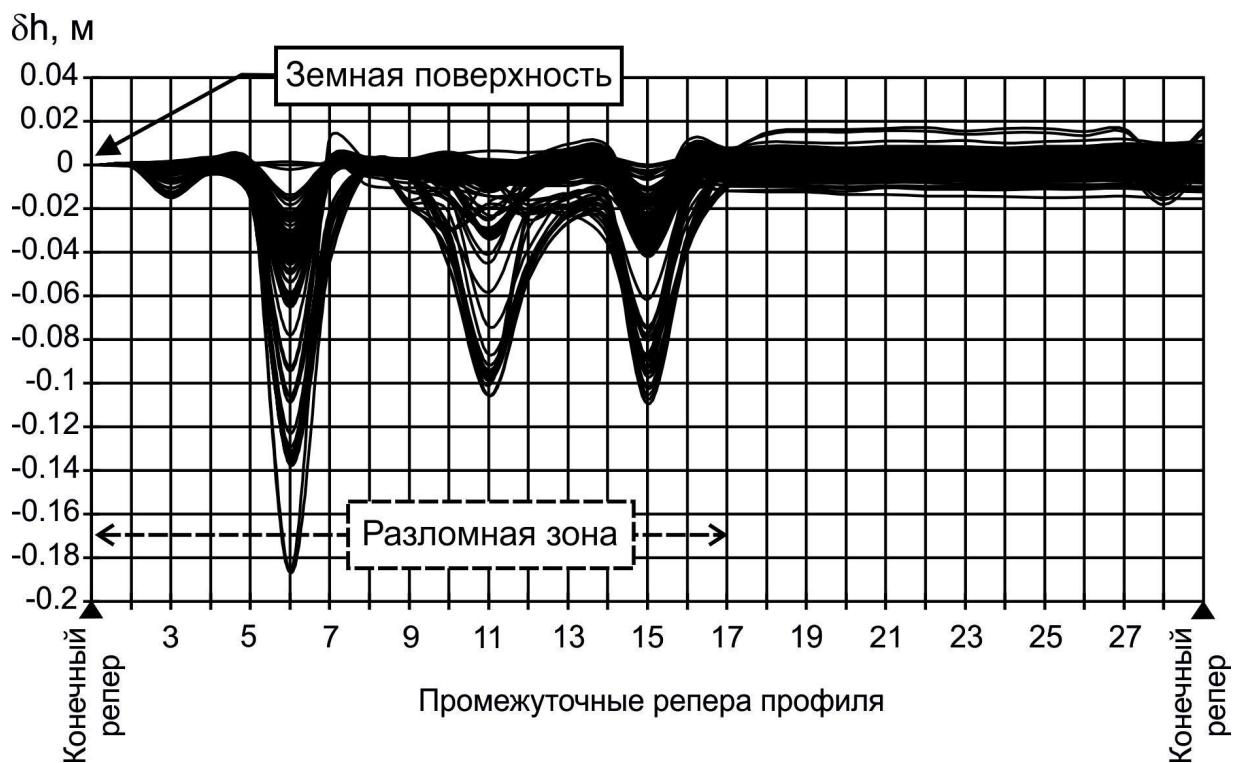


Рис. 13. Распределение вертикальных смещений земной поверхности на нивелирном профиле относительно первого репера (Камчатка).

Fig. 13. Recent vertical displacements of the ground surface at the level-measurement profile against the first reference point (Kamchatka).

что имеет место резкое различие между характером временного хода и амплитудами аномальных деформаций для «приразломной» секции (рис. 12, а) и «бортовой» секции (рис. 12, б). Фигурными скобками и римскими цифрами на графике обозначены аномальные периоды деформационной активности. Отсюда следует, что в пределах секции, расположенной в зоне разлома, отмечены аномальные смещения порядка 10 см, а на секциях, которые находятся в бортовой части (вне разломной зоны), смещения достигают величин на 1.5–2.0 порядка меньше. Особенно характерен аномальный период III, который предварял Камчатское землетрясение 2 марта 1992 г. Принципиально важно то, что процесс его подготовки произошедший на расстоянии 100 км от нивелирного профиля, проявился в разломной зоне с амплитудой на 1.5–2.0 порядка интенсивнее, чем в бортовой части. Примечательно то, что воздействие от процесса подготовки землетрясения, которое, затухая, достигает в окрестности нивелирного профиля уровня деформации порядка 10^{-6} , в зоне разлома отмечается деформацией порядка 10^{-4} [Kuzmin, 2004]. При этом видно, что так же, как и в Копетдагской сейсмоактивной зоне, временной ход «бортовой» секции не имеет ярко выраженного тренда.

На рис. 13 показано пространственное распределение вертикальных смещений земной поверхности

вдоль этого профиля за весь период наблюдений. Очевидно, что разломная зона представлена тремя аномальными просадками типа γ. Характерным для всех трех аномалий является ярко выраженный пульсационный и симметричный характер просадок. Периоды интенсивного опускания перемежаются с периодами относительного покоя, затем процесс проседания возобновляется.

В отдельные промежутки времени наблюдаются периоды незначительных (меньших на порядок) инверсионных движений. Амплитуды локальных максимумов в эти периоды незначительно уменьшаются. Однако, в целом, имеет место устойчивая тенденция к пульсационному, последовательному проседанию локальных участков земной поверхности. Ширина аномалий колеблется от 200 до 500 м, а их амплитуда достигает 10–12 см, длительность пульсационных процессов заключена в интервале от нескольких недель до нескольких месяцев. Среднегодовая скорость относительных деформаций достигает величин 10^{-4} в год. Иными словами, выявленные аномальные деформации земной поверхности полностью соответствуют аналогичным процессам, зарегистрированным в Копетдагской сейсмоактивной зоне.

Хорошо известно, что Курило-Камчатская зона субдукции является наиболее подвижным и сейсмоак-

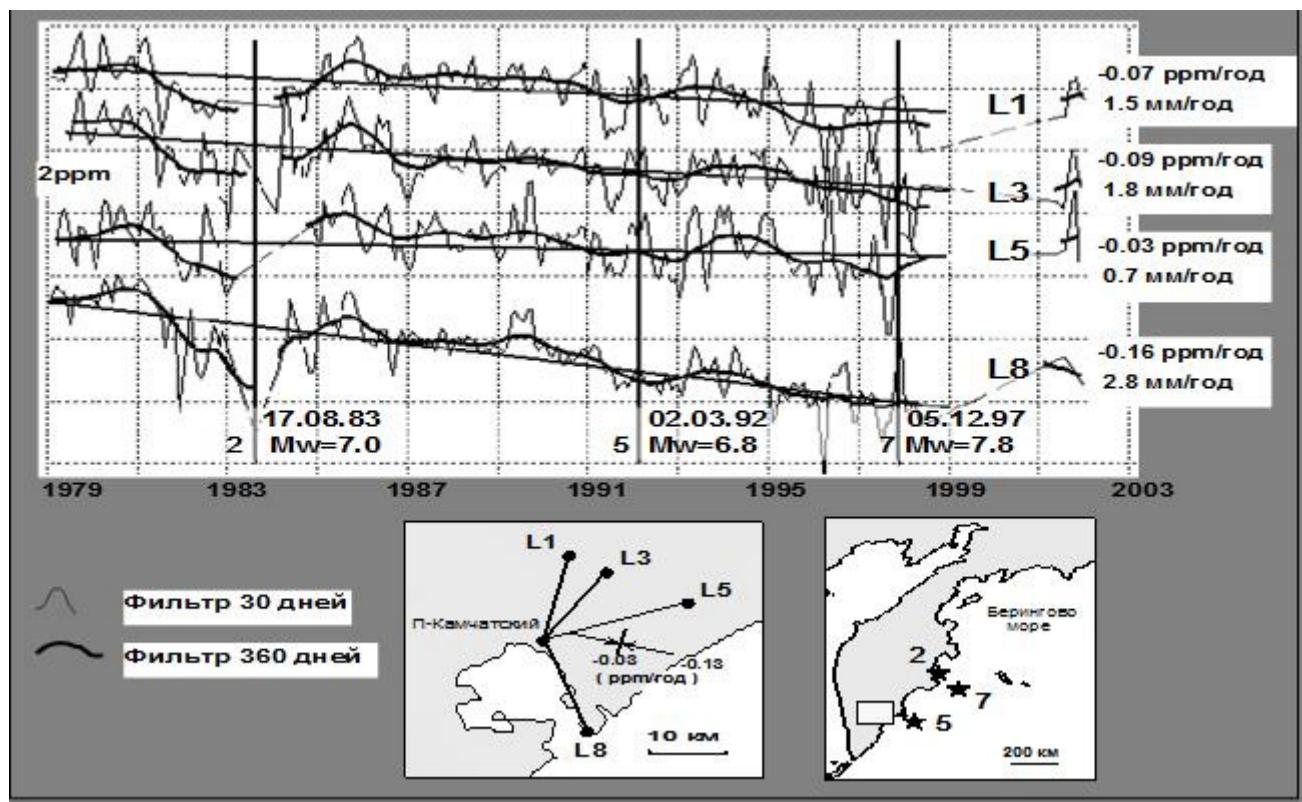


Рис. 14. Временной ход горизонтальных движений земной поверхности (Камчатка) [Levin *et al.*, 2006].

Fig. 14. The timeline of horizontal displacements of the ground surface in Kamchatka [Levin *et al.*, 2006].

тивным регионом в северо-восточной части Евразии. Скорость пододвигания океанической литосферной плиты под континентальную составляет 8 см/год [Titkov *et al.*, 2010]. Более детальное рассмотрение показывает, что происходит сжатие восточного побережья Камчатки под воздействием субдукции Тихоокеанской плиты под Охотскую.

По результатам светодальномерного мониторинга (рис. 14) в районе Авачинского залива из обсерватории «Мишенная» был выявлен тренд (укорочение длин линий), который, казалось бы, соответствует отмеченным выше представлениям о региональной геодинамической обстановке [Levin *et al.*, 2006].

Однако, как следует из рис. 14, среднегодовые скорости относительных горизонтальных деформаций испытывают укорочение по всем направлениям и варьируются от $3 \cdot 10^{-8}$ в год до $1.6 \cdot 10^{-7}$ в год в зависимости от ориентации измерительной линии. Средняя длина светодальномерных линий составляет 15–20 км. За период наблюдений (23 года) в окрестности радиусом 300 км происходили сильные землетрясения с магнитудами от 6.8 до 7.8. В целом же кривые деформаций носят квазипериодический, упругий характер. Об этом, в частности, свидетельствует отношение скоростей деформаций по взаимно ортогональным линиям L₅ и L₈. Если полагать, что деформации, измеренные

по направлению С-Ю (L₅) являются поперечными, а по направлению В-З (L₈) продольными, то их отношение равно классическому значению коэффициента Пуассона $\nu=0.25$. Эта ситуация кинематически реализуема, если полагать, что систематическое сжатие со стороны субдуцирующей плиты приводит к естественному укорочению в широтном направлении (линия L₈) и «удлинению» в меридиональном. В этом случае в условиях бокового стеснения «Пуассоновское» поперечное удлинение вызывает сокращение длины линии L₅.

Важно подчеркнуть, что среднегодовые скорости горизонтальных смещений, полученные по спутниковым наблюдениям Камчатской сети КАМНЕТ, имеют величины первых сантиметров в год, что на порядок больше, чем по данным наземных измерений.

Эти результаты аналогичны тем, что получены для Копетдагского сейсмоактивного региона, поскольку и в данном случае имеет место «парадокс малых скоростей» относительных горизонтальных деформаций, что подчеркивает квазистатический характер регионального нагружения. При этом локальные вертикальные смещения в зонах разломов имеют скорости относительных деформаций на два порядка больше, что указывает на наличие «парадокса больших скоростей» современных вертикальных движений. И вновь приходится отмечать, что большая длина светодальномер-

ных линий не позволяет выявлять интенсивные локальные горизонтальные деформации в зонах разломов.

Вместе с тем, наличие монотонно развивающихся локальных просадок поверхности, которое происходит в условиях систематического регионального сжатия, является ярким примером отклонения наблюдаемых процессов от унаследованной схемы регионального нагружения. Кроме того, изменение регионального напряженно-деформированного состояния со среднегодовой скоростью, равной по уровню нескольким амплитудам приливных воздействий в зоне с аномально высокой сейсмоконической активностью, является действительно парадоксальной ситуацией!

4.3. КАЛИФОРНИЯ, РАЗЛОМ SAN ANDREAS

Исследования проводились с целью изучения приразломных деформаций в зоне разлома San Andreas, в районе залива San Francisco (Северная Калифорния). Электронные дальномерные наблюдения (EDM), дополненные GPS-наблюдениями (в 1996–1997 гг.), проводились с 1975 по 1997 г. со средней частотой опроса 1 раз в 2–3 года на пунктах пяти малоапertureных геодезических сетей, расположенных вдоль разлома. Типичные расстояния между пунктами наблюдений составляли величины 2–3 км, редко 4–5 км. Точность измерений длин линий для типичных длин в 2 км составляла 3.0–4.5 мм в зависимости от типа геодезического инструмента. Столь высокая точность достигалась путем тщательного учета метеорологических возмущений и анализа устойчивости наблюдательных пунктов в различных системах отсчета. Для того чтобы анализировать деформационные процессы, обусловленные асейсмичным скольжением, из результатов исключались косесямические смещения, вызванные землетрясением в Loma Prieta в 1989 г. [Chen, Freymueller, 2002].

На рис. 15 представлены наиболее типичные результаты, полученные по измерениям в геодезической сети Black Mountain-Radio Facility и конфигурация измерительной системы, где номерами отмечены линии, которые были представлены временными рядами. Как и ранее, сначала анализировались линии, которые не пересекают разлом или пересекают его ортогонально простирианию; затем изучались линии, пересекающие зону разлома. Длина линии $rf_1 - rf_2$, которая расположена вне зоны разлома и отстоит от него на расстоянии около 3 км, изменяется со скоростью -0.4 мм/год (укорочение), но с ошибкой в ± 0.3 мм/год. Среднегодовая скорость относительной деформации будет составлять примерно $9.1 \cdot 10^{-8}$ в год.

Линия $rwat - rf_1$, пересекающая разлом, однозначно отмечает трендовую составляющую движения (удлинение), что характерно для правостороннего сдвига по разлому. Среднегодовая скорость смещений достигает 1.3 ± 0.2 мм/год, а деформаций – $0.31 \cdot 10^{-7}$ в год.

Вдоль линии $bmt_8 - bmt_9$, которая ориентирована параллельно разлому и отстоит от него почти на 2 км, систематических движений не происходит. Среднегодовая скорость равна -0.1 мм/год ± 0.1 мм/год. Скорость относительных деформаций составляет величину $6 \cdot 10^{-8}$ в год, что соизмеримо с величинами, полученными вдоль линии $rf_1 - rf_2$, которая также расположена вне разлома, но на противоположном (западном) борту.

Интересно рассмотреть поведение горизонтальных смещений вдоль линии $bmt_{10} - bmt_9$, которая пересекает разломную зону почти ортогонально. Ориентация линии по отношению к разломной зоне такова, что при реализации правостороннего сдвигового смещения длина этой линии должна укорачиваться. Вместе с тем, как следует из рис. 15, происходит слабое, на уровне ошибок, удлинение линии со скоростью 0.2–0.3 мм/год. Скорость относительных деформаций составляет $8 \cdot 10^{-8}$ в год.

И, наконец, линия $bmt_{11} - pawt$, которая пересекает разломную зону, показывает устойчивый тренд (укорочение), которое соответствует правостороннему сдвигу по разлому, со среднегодовой скоростью 1.0–0.3 мм/год. При этом среднегодовая скорость относительных деформаций равна $3 \cdot 10^{-7}$ в год.

Таким образом, становится очевидным, что и в Калифорнии отмечается резкая локализация деформаций в зоне разлома. При этом деформации в бортовых частях разломной зоны имеют скорости относительных горизонтальных деформаций на 1.0–1.5 порядка меньше, что аналогично данным, полученным в Копетдагском и Камчатском регионах.

Согласно модели NUVEL-1A [De Mets *et al.*, 1994], Тихоокеанская плита движется со скоростью 45 мм/год по отношению к Североамериканской в районе Северной Калифорнии. Большая часть этого движения сосредоточена вдоль разлома San Andreas. Скорости скольжения разлома San Andreas хорошо известны также и из палеосейсмологических исследований. Рабочая группа Working Group on California Earthquake Probabilities (WGCEP99) приняла скорости скольжения в горах Santa Cruz и участке полуострова равными 17 ± 2 мм/год и 24 ± 1.5 мм/год на южном участке North Coast.

Авторы работы [Chen, Freymueller, 2002] определили скорости деформаций сдвига ε_{12} – правостороннего сдвига поперек линии с севера на юг. Для этого использовались три линии различной ориентации. Была проведена трансформация тензора деформаций в локальную систему координат с осями параллельно и перпендикулярно разлому, поэтому скорость относительных деформаций сдвига непосредственно соответствует сдвигу параллельно разлому. В этой системе координат обосновано эмпирически, что $\varepsilon_{11} = \varepsilon_{22} = 0$, то есть деформации «удлинения-укорочения», ориентированные вкrest и вдоль простириания разлома, равны нулю.

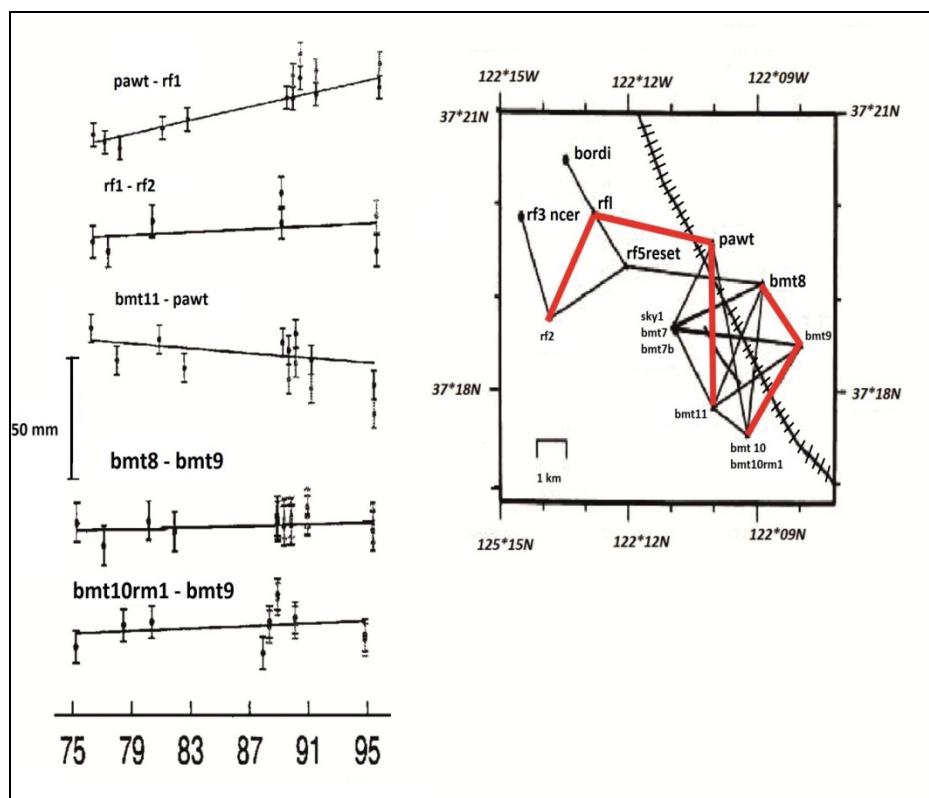


Рис. 15. Результаты длительных наблюдений за горизонтальными движениями в геодезической сети Black Mountain-Radio Facility (Северная Калифорния) [Chen, Freymueller, 2002].

Fig. 15. Results of long-term monitoring of horizontal displacements (Black Mountain-Radio Facility, Northern California) [Chen, Freymueller, 2002].

Однако оказалось, что практически вдоль всего разлома San Andreas в районе залива San Francisco скорость приразломных деформаций значительно выше, чем можно было бы ожидать на основе моделей однородного полупространства. Таким образом, представления о недеформируемых (жестких) бортах разлома оказались некорректными.

Вычисленный по результатам наблюдений тензор скорости относительных деформаций сдвига $\epsilon_{12} = 0.316 \pm 0.06 \cdot 10^{-6}$ /год в сети Black Mountain-Radio Facility оказался значительно выше, чем тот, который ожидали, используя однородную модель ($0.18 \cdot 10^{-6}$ /год).

Наблюдаемые скорости деформаций в сетях Black Mountain-Radio Facility и Lake San Andreas могут быть, по мнению авторов, объяснимы только введением неоднородной модели с аномально деформируемой зоной (включением) с пониженной жесткостью материала разлома, если жесткость зоны разлома составляет 50–60 % от окружающих пород. При этом наиболее реалистична ширина зоны разлома величиной 1 км и менее.

Обобщая приведенные результаты по исследованию длительных (20–50 лет) рядов геодезических наблюдений по трем различным сейсмоактивным регионам, можно отметить следующие общие свойства, ко-

торые характеризуют «парадоксы больших и малых скоростей деформаций».

I. Аномальные деформационные процессы локализуются в узких зонах (1 км и менее) и протекают в обстановке квазистатического регионального напряженно-деформированного состояния, когда среднегодовая скорость относительных деформаций в зоне разлома превышает на 1–2 порядка деформации в блоке.

II. Среднегодовые региональные скорости относительных деформаций по данным многолетних геодезических (спутниковых и наземных) измерений составляют величины порядка 2–5 амплитуд земноприливных деформаций в год.

III. Пространственно-временные характеристики современных вертикальных и горизонтальных движений земной поверхности в зонах разломов, получаемые по данным длительных наблюдений, затруднительно объяснять с позиции только сдвиговых перемещений жестких блоков по разломам. Необходимо вводить представления о разломных зонах как о локальных областях (включениях) с пониженной жесткостью.

Для детального анализа и установления природы резкого усиления деформационных процессов в зонах разломов предпочтительнее использовать феномено-

логический подход, т.е. оперировать наблюдаемыми величинами, поскольку именно этот подход используется в тех областях естествознания, в которых объект наблюдения (в данном случае зона разлома) не доступен прямому измерению в полном объеме.

С точки зрения феноменологического подхода, необходимо выделить объект наблюдения как некоторую систему, которая выходит из состояния равновесия под влиянием различного вида воздействий. Здесь используется именно термин «воздействие», как это принято в теории динамических систем.

Современное геодинамическое состояние недр – многофакторное явление, обусловленное совокупностью природных и техногенных, эндогенных (глубинных) и экзогенных (поверхностных) воздействий, изменяющихся в пространстве и во времени.

Приведенные выше результаты высокоточных наблюдений были получены в регионах с повышенной сейсмотектонической активностью и, следовательно, с высоким уровнем эндогенных воздействий. Кроме того, прецизионные геодезические наблюдения сопровождались тщательной селекцией помех экзогенного и техногенного генезиса. Это позволяет рассматривать характеристики современных вертикальных и горизонтальных движений в зонах разломов как проявление тектонических процессов.

Эндогенные природные воздействия подразделяются по механизмам формирования на эволюционные, пульсационные и знакопеременные [Kuzmin, 1999]. Эволюционные эндогенные воздействия – это процессы, протекающие с постоянной скоростью и направленностью. В общем случае это эволюция всей Земли, как планеты. Пульсационные эндогенные воздействия – это процессы, которые протекают с переменной скоростью и постоянной направленностью. Это, например, горизонтальное перетекание вещества верхней мантии под корой с прерывистой скоростью, поднятие подошвы астеносферы с переменной скоростью и т.п. Знакопеременные эндогенные воздействия – это процессы, характеризующиеся как переменной скоростью, так и переменной направленностью. Среди них – химико-плотностная конвекция, тепловая конвекция в мантии с частичным плавлением астеносферного слоя, волны напряжений в верхних слоях астеносферы и т.п.

Длительность протекания этих процессов составляет интервал от 10^9 до 10^3 лет. Установлена четкая закономерность – уменьшение пространственно-временного масштаба процессов ведет к уменьшению глубины, размеров и длительности действия источника аномальных движений и наоборот [Kuzmin, 1999].

Отдельно следует упомянуть земноприливные лунно-солнечные деформации, которые имеют длительность от нескольких часов до нескольких недель, и весьма малые амплитуды относительных деформаций – 10^{-8} – 10^{-9} . Эти воздействия можно в равной степени отнести, как к экзогенным, так и к эндогенным воздействиям. Они являются экзогенными по местоположе-

нию источника воздействия (Луна и Солнце) и эндогенными по механизму проявления.

Согласно традиционным представлениям, динамика разломов обусловлена силовым воздействием меняющегося во времени регионального поля тектонических напряжений (эндогенное воздействие), которое приводит к сдвиговым перемещениям смежных объемов (плит, блоков) среды, локализованных в пределах собственно разломных зон. В этом случае уровень и длительность приложенной нагрузки должны соответствовать уровню и длительности деформационной реакции среды. Естественно, что в случае упругой среды подобное соответствие полностью выполнимо. Однако считать среду только упругой справедливо не во всех случаях, тем более что исследуется степень унаследованности процессов от прошлых геологических периодов.

В этой связи представляется актуальным рассмотреть вопрос о соответствии амплитуды и длительности простейшего синусоидального воздействия на среду с типичной реологией тела Максвелла.

Пусть в упруговязкой среде Максвелла в момент времени $t_0 = 0$ начинает действовать источник периодических возмущений (напряжений):

$$\sigma = \sigma_0 \cdot \sin \omega t \quad , \quad (1)$$

где σ_0 – амплитуда напряжений; ω – частота.

Среда Максвелла описывается уравнением:

$$\dot{\epsilon} = \frac{\dot{\sigma}}{E} + \frac{\sigma}{\eta}, \quad (2)$$

где $\dot{\epsilon}$, $\dot{\sigma}$ – скорость деформации и напряжений, соответственно.

Скорость изменения напряжений будет равна:

$$\dot{\sigma} = \sigma_0 \cdot \omega \cdot \cos \omega t. \quad (3)$$

Подставляя (3) и (1) в (2), получаем выражение:

$$\dot{\epsilon} = \frac{\sigma_0}{E} \omega \cdot \cos \omega t + \frac{\sigma_0}{\eta} \cdot \sin \omega t. \quad (4)$$

Деформация ϵ определяется интегрированием (4):

$$\epsilon = \int \dot{\epsilon} dt = \frac{\sigma_0}{E} \cdot \sin \omega t - \frac{\sigma_0}{\eta \cdot \omega} \cos \omega t + C. \quad (5)$$

Для определения C используется естественное условие, что при $t = 0$ $\epsilon = 0$.

$$\text{Тогда } C = \frac{\sigma_0}{\eta \omega}. \quad (6)$$

В итоге, подставляя (6) в (5), проведя преобразова-

ния и замечая, что $\tau = \frac{\eta}{E}$ – время релаксации, а $\omega = \frac{2\pi}{T}$,

(5) приводим к окончательному виду:

$$\varepsilon = \frac{\sigma_0}{E} \left(\sin \frac{2\pi t}{T} - \frac{T}{2\pi\tau} \cdot \cos \frac{2\pi}{T} + \frac{T}{2\pi\tau} \right). \quad (7)$$

Анализ уравнения (7) показывает, что характер деформационного процесса существенным образом зависит от соотношения между периодом возмущений T и временем релаксации τ . Так, становится очевидным, что минимальное искажение синусоиды напряжений происходит тогда, когда время релаксации соизмеримо с периодом возмущений или превосходит его (в идеале на порядок и более).

Если использовать типичные реологические параметры земной коры и верхней мантии [Birger, 2012; Trubitsyn, 2012; Burov, 2007; Karato, 2008], то время релаксации определяется на уровне 10^3 лет. Естественно, что в этом случае весь наблюдаемый спектр современных движений в зонах разломов, который заключен в интервале времени $10^{-1}\text{--}5 \cdot 10^1$ лет, невозможно описать с позиций прямого силового воздействия на вязкоупругую среду. Эти воздействия являются квазистатическими нагрузками по отношению к временным флюктуациям современных деформаций в разломах.

Таким образом, многочисленные эмпирические данные, включая приведенные выше, входят в «парадоксальное» противоречие с представлениями о степени соответствия приложенных воздействий и деформационных реакций среды в зонах разломов.

Для разрешения этих «парадоксов» и установления взаимосвязи региональных и локальных процессов в современной геодинамике были использованы методы наследственной механики деформируемых сред [Rabotnov, 1977]. Рассматривая, для феноменологической иллюстрации, одномерное уравнение развития деформации во времени, можно записать:

$$\varepsilon(t) = \frac{\sigma(t)}{E(t)} + \int_0^t K(t-\Theta) \cdot \sigma(\Theta) d\Theta, \quad (8)$$

где $\sigma(t)$ и $E(t)$ – приложенное напряжение и модуль Юнга соответственно, $(t-\Theta)$ – история нагрузления, K – интегральное ядро Вольтерра, характеризующее функцию памяти (унаследованности) процесса. В уравнении (8) полагается, что рассматриваемая среда обладает зависящими от времени жесткостными характеристиками. Справедливо полагая, что установившееся вязкое течение (установившаяся ползучесть) является полностью унаследованным процессом, можно уравнение (8) переписать в следующем виде:

$$\varepsilon(t) = \frac{\sigma(t)}{E(t)} + \int_0^t K(\sigma) \cdot \sigma(\Theta) d\Theta. \quad (9)$$

Дифференцируя (9) по времени, получаем:

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\dot{\sigma}}{E} - \frac{\sigma}{E^2} \cdot \dot{E} + K(\sigma) \cdot \sigma. \quad (10)$$

Так как в случае установившегося течения:

$$K(\sigma) = \frac{1}{\eta}, \text{ то (10) будет иметь вид:}$$

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\dot{\sigma}}{E} - \frac{\sigma}{E^2} \cdot \dot{E} + \frac{\sigma}{\eta}. \quad (11)$$

Уравнение (11) является аналогом уравнения Максвелла для вязкоупругой среды, но с нестабильными во времени жесткостными характеристиками, так как модуль упругости (модуль Юнга) в физическом смысле является коэффициентом «сопротивляемости» (жесткости) среды приложенным нагрузкам. В случае неизменности во времени жесткостных свойств второе слагаемое стремится к нулю и (11) переходит в уравнение Максвелла (2).

Следует отметить, что структура многих базовых законов физики (закон Гука, Закон Ома, Закон Ньютона для скорости деформации вязкой среды и др.) представлена дробью, где в числителе обозначено воздействие на объект, а параметр сопротивления (в обобщенном смысле) расположен всегда в знаменателе. Как правило, варьирование во времени происходит в числителе, а знаменатель предполагается пассивным элементом. Однако можно показать, что в случае «переменных знаменателей» необходимо проведение сравнительного анализа вклада каждой из составляющих дроби [Kuzmin, 2013].

Пульсационный и знакопеременный характер выявленных движений, «парадоксальное» отклонение от унаследованной схемы развития позволяют пренебречь третьим слагаемым в (11), поскольку именно это слагаемое описывает состояние унаследованного движения от прошлых геологических эпох. В этом случае уравнение (11) трансформируется в

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\dot{\sigma}}{E} - \frac{\sigma}{E^2} \cdot \dot{E}. \quad (12)$$

Если первое слагаемое очевидно и означает прямое силовое воздействие на разломную зону, то второе слагаемое, обеспечивающее возникновение аномальных деформаций за счет переменной во времени жесткости среды, менее очевидно и требует разъяснений.

Из теории колебаний хорошо известно, что любую систему можно вывести из состояния равновесия (возбудить систему) двояким образом: либо посредством внешнего силового воздействия на систему в целом, либо путем возмущений внутренних параметров системы, предварительно нагруженной извне. Такой тип вывода системы из состояния равновесия назван в

физике **параметрическим** возбуждением.

Наиболее часто приводимый пример параметрического возбуждения процессов – это человек, который, приседая и вставая на качелях, может раскачать сам себя, без вмешательства внешней, вынуждающей силы. В этом случае предварительно нагруженная система–маятник «человек–качели» изменяет свой параметр (длину маятника как расстояние от точки подвеса до центра тяжести), что приводит к выводу ее из состояния равновесия. Принципиально важно, что возбуждающие силы действуют не в направлении совершающихся колебаний, а в перпендикулярном направлении. Очевидно, что эти силы не могут непосредственно совершать работу над колебательной системой. Работа совершается силой веса человека и вкладывается в систему посредством изменения ее параметра.

Возвращаясь к проблемам современной геодинамики разломов, можно утверждать, что аномальные деформационные процессы в зонах разломов, которые происходят в обстановке региональных квазистатических полей напряжений, обусловлены флюктуациями внутренних параметров среды внутри самих разломных зон, что является примером параметрического возбуждения.

Энергетика возникновения этих процессов представляется следующим образом. Существующие в геологической среде длительное время региональные, квазистатические силы (напряжения) тектонического и гравитационного генезиса производят работу на локальных перемещениях (деформациях), которые вызваны изменениями во времени жесткостных характеристик в локализованных фрагментах разломов, обусловленными *малыми*, индуцированными воздействиями на внутренние параметры среды разломных зон. Именно поэтому эти деформации были названы *параметрическими* [Kuzmin, 1989].

В этом смысле современные суперинтенсивные деформации разломных зон – это параметрически индуцированные тектонические деформации геологической среды [Kuzmin, 1996, 1999, 2004].

Из вышеизложенного следует, что существуют два варианта формирования локальных деформационных аномалий в зонах разломов (рис. 16):

– вариант I – зона разлома представляет собой ослабленный участок среды, вдоль которого происходят движения блоков, напрямую обусловленные вариациями во времени поля напряжений;

– вариант II – реализуется механизм параметрического возбуждения аномальных деформаций в зоне разлома. В этом случае региональное поле напряжений квазистационарно, а разломная зона представляет собой параметрически возбудимую (малыми воздействиями) активную среду.

Оценить вклад каждого из вариантов в процессе современной геодинамической активизации разломов можно на примере формирования γ -аномалии (ло-

кальной просадки земной поверхности в зоне разлома). Согласно первому варианту γ -аномалия возникает за счет приращения во времени регионального поля напряжений (например, раздвиг блоков фундамента и проседание весомой толщи вышележащих пород) [Grigoriev et al., 1987]. Во втором варианте региональное напряжение (внешнее по отношению к разлому) остается неизменным во времени и проседание весомой толщи происходит за счет уменьшения жесткостных характеристик внутри разломной зоны [Kuzmin, 1989].

На рис. 17 показана схема формализации граничных условий при формировании локальных просадок в зонах разломов (γ -аномалий γ -типа). Как видно из приведенной схемы, $S_1 = S'_1 + S_0$; $S_2 = S'_2 + S_0$. Так как поверхность S_0 , на которой выявлена аномалия, входит и в S_1 и в S_2 , это означает, что кинематически равновероятны оба варианта схемы деформирования.

Для оценки вклада каждого из механизмов в образование наблюденных аномалий необходимо определить среднегодовую скорость деформирования в (13) на временном интервале, типичном для повторных нивелирований (порядка одного года). Если положить, что скорости вариации параметров меняются по гармоническому закону, то:

$$\dot{\sigma} = \dot{\sigma}_0 \cdot \cos 2\pi/T_1, \quad (13)$$

$$\dot{E} = \dot{E}_0 \cdot \cos 2\pi/T_2, \quad (14)$$

где T_1 и T_2 – периоды изменения внешних (региональное поле напряжений) и внутренних параметров (жесткость разломной зоны) среды соответственно.

Известно, что региональные поля напряжений меняются весьма медленно ($T_1 \geq 10^3 - 10^5$ лет), а жесткостные параметры разломных зон меняются гораздо быстрее. Судя по временным вариациям параметров земноводных деформаций, сейсмоскоростным аномалиям в процессе подготовки землетрясений и т.д., T_2 находится в интервале $10^{-1} - 10^1$ лет. Тогда, подставляя (13) и (14) в (12) и находя среднегодовую скорость в интервале $0 - T_2/4$ ($T_2 = 4$ года), получаем

$$\bar{\dot{\sigma}} = \frac{4\dot{\sigma}_0}{T_2 E} \int_0^{T_2/4} \cos 2\pi/T_1 dt - \frac{4\dot{E}_0}{T_2 E^2} \int_0^{T_2/4} \cos 2\pi/T_2 dt. \quad (16)$$

Подставляя типичные значения $\dot{\sigma} = 10^{-2}$ МПа/год; $\dot{E}/E = 0.01$ /год; $\sigma = \sigma_0 = 100$ МПа; $E_0 = 10^4$ МПа; $T_1/T_2 = 10^4$ и проводя интегрирование, видим, что наблюданную скорость аномальных деформаций 10^{-5} в год обеспечивает второе слагаемое в (12), в то время как первое слагаемое оказывается на два порядка меньшим. Если же процедуру осреднения проводить

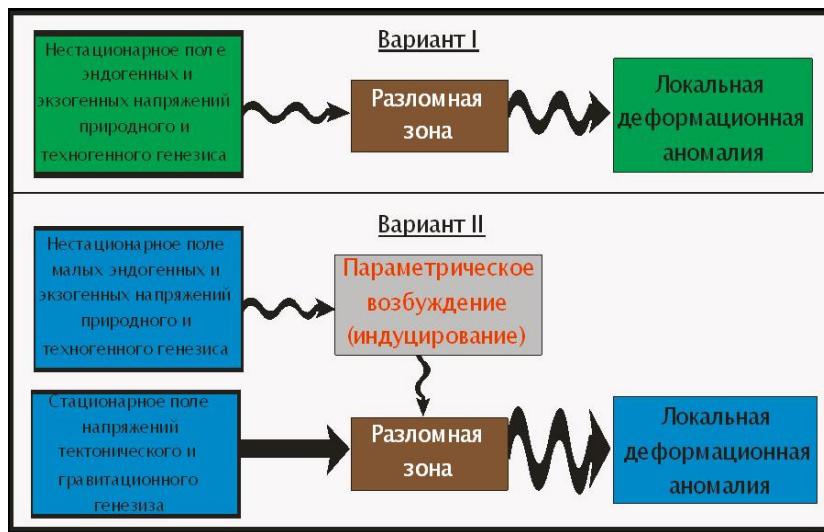


Рис. 16. Схема формирования аномальных деформационных процессов в зонах разломов.

Fig. 16. A scheme of anomalous deformation processes in fault zones.

на интервале времени $0 - T_1/4$ ($T_1 = 4 \cdot 10^3$ лет), что соответствует геолого-геоморфологическим методам определения скоростей движений земной коры, то в этом случае вклад первого слагаемого в (12) окажется на два порядка большим, чем второго.

Таким образом, формирование СД-процессов в зонах разломов обеспечивает вариант II формирования локальных деформационных аномалий (см. рис. 16). Механизм прямого формирования локальных смещений поверхности осадочного чехла раздвигом блоков фундамента, описанный в [Grigoriev et al., 1987], не применим для трактовки современных геодинамических процессов.

Вариант I представляет собой типичный линейный усилитель деформаций, когда внешние воздействия усиливаются за счет пониженной жесткости разломной зоны, как это следует из первого слагаемого уравнения (13). Это должно означать, что жесткостные характеристики разломной зоны должны быть на 2–3 порядка меньше, чем в бортовой зоне. Но тогда, например, приливные деформации в зонах разломов должны достигать величин 10^{-5} – 10^{-6} . Подобные величины никогда не выявлялись по многочисленным и многолетним инструментальным наблюдениям земноприливных наклонов и деформаций.

Вариант II характеризует ситуацию, когда разломная зона представляет собой нелинейный параметрический усилитель деформаций.

В этой связи можно полагать, что локальные деформационные процессы, регистрируемые многократными детальными геодезическими наблюдениями в зонах разломов, обусловлены в основном «внутренними» источниками (параметрическими деформациями), а региональные процессы обеспечивают квазистатический фон приложенных напряжений, характер которых определяет конкрет-

ную морфологию аномалий.

Кроме того, очень важно отметить, что для возникновения наблюдаемых величин аномальных деформаций ($5 \cdot 10^{-5}$ /год – $5 \cdot 10^{-6}$ /год) достаточно создать условия для изменения во времени всего на несколько первых процентов жесткостных характеристик в локальных фрагментах изначально напряженных разломных зон.

Изложенные выше представления о параметрической природе аномально высокой активности разломных зон позволяют предложить решение «парадоксов» больших и малых скоростей современных движений земной поверхности. Если вновь рассмотреть уравнение Максвелла, обобщенное на случай нестабильности во времени жесткостных параметров среды (формула 11), то оказывается, что использование первого слагаемого позволяет разрешить «парадокс» больших скоростей в рамках схемы внешнего силового воздействия астеносферного слоя, предложенного В.А. Магницким [Magnitsky, Kalashnikova, 1978].

Однако в рамках этого подхода не удается разрешить «парадокс» малых скоростей, так как малым внешним силовым воздействиям соответствуют и малые деформационные реакции среды. В то же время выше было показано, что имеют место деформационные аномалии с высокой скоростью деформирования в зонах разломов при низких скоростях внешнего, по отношению к разломной зоне, нагружения.

Использование второго слагаемого, которое характеризует так называемое «параметрическое» возбуждение процессов, позволяет достаточно адекватно разрешать оба «парадокса» скоростей в современной геодинамике. Действительно, вариации во времени внутренних параметров среды в обстановке внешнего квазистатического нагружения обеспечивают наличие

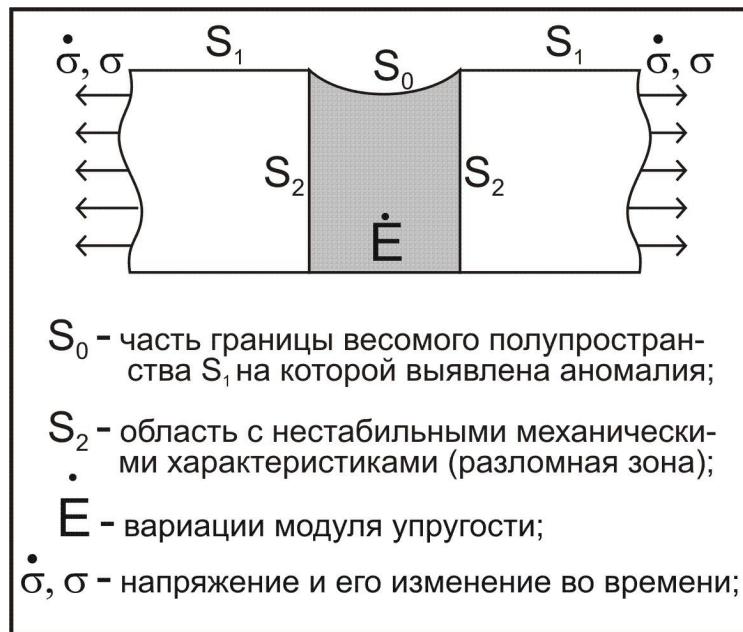


Рис. 17. Границные условия при возникновении γ -аномалии.

Fig. 17. Boundary conditions in case of a γ -anomaly.

высокоинтенсивных деформаций в зонах разломов («парадокс» больших скоростей) и малую интенсивность региональных деформаций («парадокс» малых скоростей).

Исключительно важным аргументом в пользу использования «параметрической» идеологии при разрешении обоих «парадоксов» является анализ энергетики деформационных процессов. Как следует из основ физики деформируемых сред с дефектами, процесс нагружения деформируемой среды может быть осуществлен двумя путями: «мягким» и «жестким». В случае «мягкого» нагружения деформационные процессы развиваются в обстановке фиксированных квазистатических нагрузок. При реализации «жесткой» схемы фиксированными являются смещения (деформации). В опытах с образцами горных пород первая схема соответствует так называемым испытаниям на ползучесть. В рамках «жесткой» схемы реализуется заданная программа фиксированных (монотонных) смещений нагружающих элементов пресса.

Можно легко показать, что накопление энергии и концентрация напряженно-деформированного состояния в случае «мягкой» схемы нагружения происходит в пределах «мягких» включений – областей пониженных жесткостных параметров среды. В случае «жесткой» схемы накопление энергии происходит в пределах «жестких» включений – областей повышенной жесткости среды.

Зачастую многие исследователи используют термин «разуплотнение», характеризуя увеличение степени трещиноватости среды, так как во многих случаях бо-

лее плотные породы имеют большую жесткость (прочность) и наоборот. Однако плотность гранита составляет величину $\rho = 2.9 \cdot 10^3$ кг/м³, а, например, ртути – $\rho = 13.6 \cdot 10^3$ кг/м³. Термины «плотность» и «жесткость» не являются идентичными понятиями. Более того, эти два понятия иногда выступают в качестве принципиальных антитиподов.

Так, например, в формуле такого традиционного геодинамического параметра, как скорость сейсмических волн, жесткость среды (K) расположена в числителе, а плотность (ρ) в знаменателе ($V = \sqrt{K/\rho}$). Увеличение жесткости среды («ужесточение») приводит к увеличению скорости сейсмических волн, а уплотнение, соответственно, к уменьшению. Это находится в полном соответствии с принятой в акустике (сейсмические волны – это «земной звук») феноменологической моделью, согласно которой среда представлена набором материальных шаров плотностью ρ и упругими пружинами жесткостью K . Естественно, что более жесткие пружины лучше передают колебания, а более тяжелые шары затрудняют эту передачу.

Может показаться, что подобная ситуация противоречит экспериментальным данным. Так, надежно установлено, что с глубиной увеличивается и скорость сейсмических волн, и плотность среды. Согласно же приведенной формуле, при увеличении плотности скорость должна падать. Но это справедливо, если считать, что жесткость среды не меняется с глубиной.

В действительности же, и жесткость среды, и ее плотность увеличиваются с глубиной, но увеличение жесткости с глубиной оказывается существенно боль-

шим, чем плотности. Таким образом, жесткость среды является более тензочувствительным параметром, чем плотность, для величины скорости сейсмической волны. Именно поэтому для описания процессов трещинообразования более уместно использование термина «разупрочнение» («размягчение»). К сожалению, в сейсморазведке при построении сейсмических разрезов учитывается только плотность, точнее линейная корреляционная зависимость скорости от плотности, что существенно снижает возможности тектонофизической интерпретации сейсморазведочных данных.

Если в рамках феноменологического подхода в качестве базового энергетического параметра выбрать удельную объемную потенциальную энергию деформирования, то она может быть выражена в двух формах, учитывающих параметры жесткости, напряжений и деформаций. В первом случае используются параметры жесткости и напряжения:

$$e = \frac{\sigma^2}{2 \cdot E}, \quad (17)$$

во втором случае – жесткости и деформации:

$$e = \frac{1}{2} E \cdot \varepsilon^2. \quad (18)$$

Если, как и прежде, считать, что $\sigma = \sigma(t)$, $\varepsilon = \varepsilon(t)$, $E = E(t)$, то варьируя величину удельной энергии во времени, можно оценить знак ее изменения (накопление или уменьшение) в зависимости от знака изменений параметров жесткости («ужесточение» или «размягчение») для «мягкого» и «жесткого» способов нагружения, соответственно.

В случае «мягкого» нагружения – $\sigma = const$, $\delta\sigma = 0$ и изменение энергии будет

$$\delta e = -\frac{\sigma^2}{2 \cdot E} \cdot \alpha. \quad (19)$$

Для «жесткого» нагружения – $\varepsilon = const$, $\delta\varepsilon = 0$ и

$$\delta e = \frac{1}{2} E \cdot \varepsilon^2 \cdot \alpha, \quad (20)$$

где $\alpha = \frac{\delta E}{E}$ – относительное изменение жесткости среды.

Отсюда следует, что в случае $\alpha < 0$ (размягчение) энергия накапливается ($\delta e > 0$) при мягкой схеме нагружения, а в случае $\alpha > 0$ (ужесточение) энергия накапливается ($\delta e > 0$) при «жесткой» схеме нагружения. Таким образом, в случае малых скоростей регионального деформирования («мягкая» схема нагружения) аномальное напряженно-деформированное состояние будет фиксироваться в пределах «мягких» включений, т.е. в зонах разломов различного типа и порядка.

5. АВТОВОЛНОВЫЕ ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ЗОНАХ РАЗЛОМОВ

Исследование пространственно-временной миграции современных геодинамических процессов является, с одной стороны, одной из наиболее интересных проблем геодинамики, с другой – одной из наиболее дискуссионных проблем.

В фундаментальном обзоре В.Г. Быкова [Bykov, 2005a, 2005b] дана сводная информация о волновых процессах в земной коре и механизмах их формирования. В обзоре обобщена почти полуторовая история исследований в этом направлении, начиная с классической работы Эльзассера [Elsasser, 1969].

Так, работами В.Н. Николаевского с соавторами [Nikolaevsky, 1983, 1995; Malamud, Nikolaevsky, 1989; Mitlin, Nikolaevsky, 1990] заложены теоретические основы объяснения тектонических волн на основе представлений о том, что система «литосферная плита + астеносферное течение» является автоволновой в широком смысле. Показано, что существуют уединенные тектонические волны, которые обеспечивают миграцию сейсмической активности вдоль зон разломов.

Также на представлениях об автоволнах основывается ряд работ В.Г. Быкова [Bykov, 2004, 2005a, 2005b, 2008]. В частности, обосновывается возможность рассматривать активные разломы как автоволновую систему, а автоволновой механизм, который может привести к циклическим повторениям сейсмических подвижек в разломе, предлагается рассматривать как один из возможных механизмов миграции тектонических напряжений в Земле.

Эти работы подчеркивают свойства нелинейности и неустойчивости в характере протекания современных геодинамических процессов. Это обстоятельство позволяет привлекать для их описания методы самоорганизации открытых физико-механических систем.

Однако в последнее время обострилась дискуссия [Antonov, Kondratiev, 2008; Nikolaevsky, 2008] по вопросу о существовании тектонических волн. Более того, в работе [Mukhamediev et al., 2008] поставлено под сомнение само существование термина «волна» применительно к пространственно-временной миграции процессов со скоростями в диапазоне 1–100 км/год.

Кроме того, все предложенные модели и эмпирические факты относятся в основном к сейсмическим процессам, мигрирующим исключительно вдоль зон разломов.

Учитывая, что существуют экспериментально выявленные деформационные волны [Kuzmin, 1989; Kuz'min, 2012], которые распространяются от разлома к разлому и которые с самого начала трактовались как отражение автоволновых процессов, автор считает необходимым еще раз изложить представления о существовании деформационных автоволн в разломных зонах и механизме их формирования. При этом особое внимание уделяется формулировке феноменологической

модели процессов, базирующейся исключительно на наблюдаемых параметрах.

В упомянутых работах автора надежно установлено наличие пространственно-временной миграции деформационных процессов в зонах разломов. При этом создается впечатление, что по пространству распространяется волна возбуждения аномальных деформационных процессов, причем в качестве возбудимых элементов выступают зоны разломов. Скорости распространения деформационных волн заключены в диапазоне от первых километров до десятков километров в год в зависимости от характера распространения этих волн.

Основное различие в характере распространения этих зон заключается в том, что в случае передачи деформационного возбуждения от разлома к разлому («межразломная» волна) значение скорости заключено в интервале от 20 до 30 км/год и более. Если же возбуждение процессов протекает в пределах одной разломной зоны («внутриразломная» волна), то скорость меняется от 10 до 4 км/год и менее. Наблюдаемые процессы носят характер «эстафетной передачи» аномальной активности от одного геодинамически активизированного объекта к другому.

Резюмируя эти результаты, можно полагать, что пространственно-временная миграция аномалий современных движений земной поверхности в зонах разломов – следствие автоволновых деформационных процессов в геодинамически активной, возбудимой геологической среде, являющейся открытой системой.

Действительно, изолированные на первый взгляд разломные зоны имеют возможность обмениваться как энергией (за счет взаимодействия аномальных локальных полей напряжений и деформаций), так и веществом (за счет флюидодинамических процессов, присущих разломным зонам), что и формирует автоволны деформаций.

Иными словами, в условиях постоянной энергетической подпитки со стороны региональных и глобальных геодинамических процессов обеспечивается существование автоволновых пространственно-временных структур, выражющихся в эффектах триггерного взаимодействия и перезапуска активности смежных деформационно возбудимых зон разломов и их фрагментов.

Тот факт, что СД-аномалии являются результатом параметрического индуцирования, позволяет считать их существенно нелинейными процессами. Как известно, самое общее определение нелинейных систем – это отсутствие выполнения принципа линейной суперпозиции. Этот принцип заключается в том, что суммарный, результирующий эффект от нескольких независимых воздействий равен сумме эффектов, вызываемых каждым воздействием в отдельности. В случае возникновения СД процессов имеет место явная нелинейность, когда малые воздействия приводят к аномально большим откликам среды (до 2–3

порядков) на эти воздействия.

В нелинейных, неустойчивых системах принципиальным образом меняются представления о характере причинно-следственных связей. В устойчивых системах меры причин и следствий всегда одного порядка. В неустойчивых, существенно нелинейных системах малые, по уровню, причины могут привести к большим последствиям. В этих системах причиной явлений следует считать саму неустойчивость.

Для построения феноменологической модели формирования автоволновых деформационных процессов в зонах разломов следует представить среду в виде набора элементов – разломных зон, способных к параметрическому возбуждению малыми воздействиями.

Подобные процессы хорошо изучены в теории возбудимых сред. Отдельный элемент возбудимой среды может находиться в одном из трех принципиально различных состояний – покоя, возбуждения и рефрактерности. В отсутствие внешних воздействий сохраняется состояние покоя. Путем внешнего воздействия элемент переходит в возбужденное (аномальное) состояние. Достигнув максимума активности, элемент переходит в состояние рефрактерности, в котором он является невозбудимым. Затем процесс повторяется.

При параметрическом возбуждении разломной зоны в ее окрестности формируется зона аномального, локального напряженно-деформированного состояния, которое изменяется во времени по мере роста аномальных смещений на разломе.

В качестве базовой характеристики модели вводится радиус деформационной активности разлома R .

В данном случае этот радиус будет определяться размерами области, которая формируется при возбуждении, и «периодом жизни» аномального процесса, который зависит от интервала временем t_a между началом возбуждения разломной зоны и моментом, когда процесс достигает максимального развития. Естественно, что величина R определяется исключительно наблюдаемыми параметрами l и t_a в полном соответствии с требованиями, предъявляемыми к феноменологическим моделям.

Пусть в промежутке между началом и завершением аномального протекания процесса на одном из разломов поле смещений может распространяться, захватывая все большую часть земной поверхности, на некоторое расстояние l .

Тогда, если $P(l)dl$ – вероятность перемещения на расстояние, лежащее между l и $l+dl$ за единицу времени, измеряемого в периодах активизации разломной зоны t_a , то:

$$R = \sqrt{\frac{l^2}{t_a}}, \text{ где } l = \int_0^{\infty} l^2 P(l)dl. \quad (21)$$

То есть радиус индивидуальной деформационной активности разлома есть среднеквадратическое перемещение фронта смещений за период активизации t_a .

Пусть далее динамика роста аномального смещения в зоне разлома локально описывается уравнением:

$$\frac{dU}{dt} = \tilde{F}(u, x). \quad (22)$$

По сути (22) есть локальный закон роста смещений в окрестности разломной зоны, характеризующий интенсивность деформационного процесса.

Тогда в одномерном случае приращение смещения за время δt в некоторой точке (x) за счет локального роста на разломе и миграции по пространству будет равно:

$$\Delta U(x, t) = \left\{ \int_{-\infty}^{+\infty} U(x', t) \cdot P(l) dx' - U(x, t) + F(u, x) \right\} \delta t, \quad (23)$$

где $l = \sqrt{(x' - x)^2}$.

Разлагая $U(x', t)$ в ряд Тейлора в окрестности точки (x) и предполагая, как это принято в статистической физике (см. например [Frenkel, 1948]), что кубическим слагаемым разложения можно пренебречь, в итоге получаем следующее уравнение:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = D \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + F(U, x). \quad (24)$$

Уравнение (24) легко обобщать на случай двух и более переменных.

Для решения уравнения (24) необходимо задать функцию локального роста аномальных смещений на разломе.

На рис. 12 показана эволюция вертикальных смещений земной поверхности во времени. Видно, что аномальные изменения современных вертикальных смещений земной поверхности в разломной зоне пре-восходят на 1.5–2.0 порядка изменения в блоковой части. При этом аномальный цикл активизации разломной зоны состоит из фазы возбуждения, фазы покоя и фазы рефрактерности. Всего выявлено три аномальных периода. У них различается амплитуда, а длительность у II и III аномалии практически совпадает. Примечательно, что у I аномалии и длительность, и амплитуда значительно меньше, чем у двух других. Эта аномалия характерна тем, что, завершив цикл активизации, амплитуда смещения практически вернулась на прежний уровень, а у II и III аномалии этого не происходит. Важно отметить, что в блоковой части нивелирного профиля никаких существенных аномалий в движениях не обнаруживается, что лишний раз подчеркивает автономный характер аномальной деформационной активности разломных зон.

Как показывает практика обработки большого массива нивелирных данных и анализа временной структуры аномальных деформационных процессов в разломных зонах, типовая кривая временного хода смещений аналогична закономерностям, отмеченным на рис. 6. Такой характер поведения кривых соответствует хорошо изученным процессам и средам с насыщением. Как правило, они описываются гиперболическими кривыми (например, гиперболическим тангенсом в теории намагничения ферромагнетиков) [Frenkel, 1948].

Так, например, кривая смещений земной поверхности в подавляющем большинстве случаев хорошо описывается широкоизвестной логистической функцией:

$$U(U, t) = \frac{U_{\max} \cdot U_0 e^{t/t_a}}{U_{\max} + U_0 (e^{t/t_a} - 1)}, \quad (25)$$

где U_{\max} – максимальная амплитуда смещений земной поверхности в зоне разлома, достигнутая за период t_a существования аномального процесса деформирования. U_0 – величина смещения в начальный период зарождения аномалии. В этом случае закон локального роста смещений поверхности в разломной зоне будет иметь вид:

$$F(U) = \frac{dU}{dt} = \frac{U}{t_a} \left(1 - \frac{U}{U_{\max}} \right). \quad (26)$$

Уравнение (24) относится к квазилинейным уравнениям параболического типа. Они впервые были получены в известной работе [Kolmogorov et al., 1937] и касались анализа распространения популяций в биологии.

Классический результат А.Н. Колмогорова, И.Г. Петровского и Н.С. Пискунова состоит в том, что решение уравнения (24) в случае, когда закон локального роста соответствует логистическому уравнению (25), указывает на существование бегущих волн $U(x + Vt)$, причем для достаточно больших t $V \rightarrow V_0 = 2\sqrt{DF'(0)}$ снизу.

Так как в уравнении (26) $F'(0) = \frac{1}{t_a}$, для оценки скорости распространения деформационных автоволн получим:

$$V_0 = 2\sqrt{D/t_a} = 2\sqrt{R^2/2t_a}. \quad (27)$$

С учетом (21) из (27) получается окончательная формула для оценки скорости, записанная в наблюдаемых величинах:

$$V_0 = 2\sqrt{\frac{l^2}{2 \cdot t_a^2}} = \sqrt{2} \frac{l}{t_a}. \quad (28)$$

В формуле (28) l – это расстояние между разломными зонами, в которых наблюдаются аномальные деформации земной поверхности, или расстояние между активизированными фрагментами внутри разломных зон, а t_a – длительность развития аномального процесса. Так как значение l варьируется в пределах от 3–4 км до 20–30 км, длительность развития аномалий изменяется от 0.5 года до 2 лет, скорости автоловновых деформаций, рассчитанные по формуле (28), меняются в диапазоне от 4 до 60 км в год, что согласуется с фиксируемыми значениями.

Предложенная модель позволяет объяснить характерные различия в величинах скоростей «межразломных» и «приразломных волн». Анализ площадного распределения аномалий для Припятской впадины (см. рис. 7) показывает, что расстояния между разломными зонами и активизированными фрагментами внутри этих зон существенно отличаются. Если ввести в рассмотрение расстояние между активизированными разломами l_1 и расстояние между активизированными фрагментами в пределах одной разломной зоны l_2 , то из рис. 1 видно, что отношение между ними будет приблизительно соответствовать $\frac{l_1}{l_2} \approx 2-3$.

С учетом, что $R = \frac{l}{\sqrt{t_a}}$, в этом случае за одно и то же время формирования аномалии t_0 скорость диффузии смещений между разломами будет в 2–3 раза больше, чем между фрагментами внутри разломной зоны. Результатом этого будет различие между скоростями «межразломной» и «внутриразломной» волн.

Кроме того, предложенная феноменологическая модель может быть использована и для анализа пространственно-временной миграции землетрясений. В этом случае l будет представлять собой линейный размер области подготовки землетрясения, а t_a – длительность процесса подготовки.

Так, например, в работах [Dobrovolsky, 2009; Kuzmin, 1998] приведены количественные оценки этих параметров в зависимости от энергии готовящегося землетрясения. В этом случае можно выявленные пространственно-временные связи между землетрясениями дополнительно проверять на достоверность путем оценки размеров области и времени подготовки, а затем вводить в рассмотрение радиус сейсмической активности разломной зоны или ее активизированных фрагментов.

Детальный анализ уравнения (24) приводит к очень интересным следствиям, которые напрямую связаны с проблемой идентификации волновых процессов по результатам полевых наблюдений.

Пусть в уравнении (24) коэффициент диффузии $D = 0$, т.е. имеются разломные зоны, которые имеют локальные аномалии смещений, но их радиусы деформационной активности столь незначительны, что эти

зоны никак не связаны друг с другом. У них отсутствует взаимодействие. Тогда вместо (24) получаем уравнение:

$$\partial U / \partial t = F(U). \quad (29)$$

Или, переходя к волновой переменной $\xi = x + Vt$,

$$VdU / d\xi = F(U). \quad (30)$$

Если повторить для наглядности логистическое уравнение (26):

$$F(U) = \frac{dU}{dt} = \frac{U}{t_a} \left(1 - \frac{U}{U_{\max}} \right),$$

то, интегрируя (30) и полагая, например, что

$$U(0) = U_{\max} / 2, \text{ получаем:}$$

$$U(x, t) = \frac{U_{\max}}{1 + \exp\left\{-\frac{(x + Vt)}{Vt_0}\right\}}. \quad (31)$$

Но такая «псевдоволна» возможна лишь тогда, когда задано соответствующее начальное распределение:

$$U(x, 0) = \frac{1}{1 + \exp\left\{-\frac{x}{Vt_0}\right\}}. \quad (32)$$

Например, уже для начального распределения типа ступеньки «псевдоволны» не будет, так как в тех точках, где начальное смещение было нулевым, оно нулевым и останется. Таким образом, несмотря на отсутствие взаимодействия между разломными зонами стороннему наблюдателю будет казаться, что по пространству распространяется волна. Уравнение (29), не являясь по сути волновым, допускает «волновое» решение только после перехода к волновым переменным.

Для примера можно рассмотреть случай, когда имеется две разломные зоны. Пусть в момент времени t_1 в первой разломной зоне начинается процесс аномального роста смещений. В более поздний момент t_2 во второй разломной зоне также начинается аномальный рост смещений, отражающий локальные процессы, присущие исключительно особенностям и свойствам режима деформирования только этой зоны.

Наблюдатель, который пытается связать два независимых процесса – аномальные деформации в первой и во второй разломной зонах, фактически осуществляет мысленный переход к волновым переменным. Разность между t_2 и t_1 представляется наблюдателю как время, которое нужно затратить волне, распространяющейся со скоростью V , чтобы пройти расстояние L между двумя разломными зонами.

Записывая разность времен как $\Delta t = t_2 - t_1 = t_2 - L/V$, можно легко убедиться, что V есть фазовая скорость.

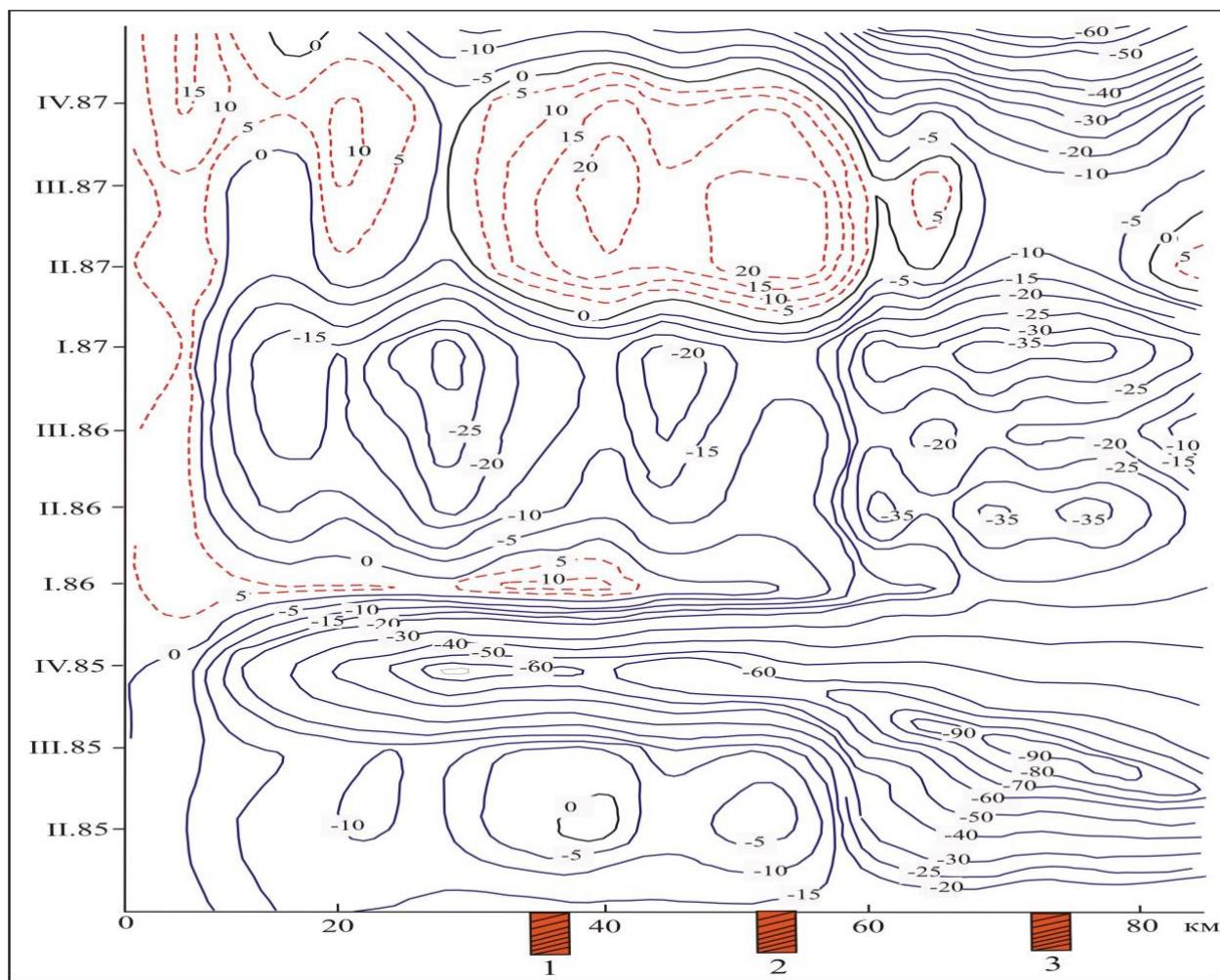


Рис. 18. Пространственно-временная диаграмма вертикальных смещений земной поверхности по профилю Ашхабад – Бахардок (Копетдагский сейсмоактивный регион).

1, 2, 3 – местоположение разломных зон на профиле.

Fig. 18. Vertical displacements of the ground surface in space and time along the Ashkhabad – Bakhardok profile in the Kopetdag seismically active region.

1, 2, 3 – locations of fault zones at the profile.

В реальности же между началом аномальных деформаций в первой и во второй разломных зонах отсутствует закономерная взаимосвязь, но желание связать два независимых явления, которые формально сдвинуты по фазе, приводит к стремлению оценить скорость V кажущейся или «псевдоволны».

Так, например, в работе [Kasahara, 1985] прямо сказано, что скорости миграции аномальных деформаций земной поверхности определены «... по фазовым сдвигам между станциями...». Поскольку станций было всего пять и они достаточно далеко отстояли друг от друга (десятки километров), ответить однозначно, реальная это волна или «псевдоволна», крайне затруднительно. Для объективной идентификации волновых процессов необходимы специальные требования – как к системе организации наблюдений, так и к методам

обработки и анализа данных. Действительно, для слежения за развитием волновых деформаций необходимы специальные системы наблюдений с повышенной густотой и большим количеством пунктов измерений. Только в этом случае возможно отслеживание формирования и миграции деформационных фронтов.

На рис. 18 представлена пространственно-временная диаграмма вертикальных смещений земной поверхности, которая получена по результатам многократных повторных нивелирований вдоль профиля Ашхабад – Бахардок (Копетдагский сейсмоактивный регион). Повторные наблюдения проводились каждые три месяца по густой сети наблюдательных пунктов. Среднее расстояние между пунктами достигало порядка 1 км. Профиль пересекал несколько разломных зон, которые для удобства изложения отмечены цифрами.

Из рисунка следует, что аномальное смещение формируется на 3-м разломе в период времени между II и III кварталом 1985 г. Отчетливо видимый деформационный фронт сначала мигрирует от третьего разлома ко второму, затем от второго разлома к первому. Спустя шесть месяцев аномальные деформации вновь начинают зарождаться на третьем разломе, но они не перемещаются, а локализуются. Аналогичные процессы происходят и в разломах 1 и 2.

Если теперь обратить внимание на аномальные деформации на 1-м разломе в период между III кварталом 1986 г. и I кварталом 1987 г. и сравнить их с аномальными деформациями в пределах третьего разлома за этот же интервал времени, то очевидно, что никакой волновой передачи активности между зафиксированными аномалиями не наблюдается. Аномальные смещения носят ярко выраженный локальный и автономный характер. Однако, если бы отмеченные разломные зоны не были бы охвачены единой сетью наблюдений, а представляли бы собой несколько измерительных станций, организованных локально в каждой разломной зоне, то из-за сдвига фаз аномальной активности во времени можно было бы «обнаружить» «псевдоволну», распространяющуюся со скоростью около 80 км в год.

Вполне может быть, что именно таким способом были вычислены скорости по результатам регистрации изменений уровня подземных вод [Kissin, 2009]. В этой работе приведены скорости деформационных волн, выявленные вдоль Передового разлома Копетдага, которые оказались равными в среднем 50 км в год, а в Припятской впадине – 60 км в год. Однако, по данным прямых геодезических измерений в Копетдагском регионе и Припятской впадине, скорости пространственно-временной миграции деформаций оказались там в несколько раз меньше. В этой связи есть серьезные основания полагать, что интерпретируемые волновые процессы по гидрогеологическим данным являются «псевдоволнами».

Еще более сложная ситуация складывается с идентификацией тектонических волн по данным о пространственно-временных характеристиках сейсмичности. Сейсмичность, в отличие от медленных деформационных процессов, обладает высокой дискретностью и спорадичностью, поэтому так трудно проследить истинную миграцию землетрясений. Для идентификации тектонических волн в данном случае необходимо привлекать априорную информацию о свойствах земной коры и разломных зон. А они обладают существенной изменчивостью даже в пределах одного сейсмоактивного региона.

Для учета этих обстоятельств С.И. Шерманом с соавторами [Sherman, Tsurkan, 2006; Sherman, Gorbunova, 2008] разработан специальный показатель – количественный индекс сейсмической активности (КИСА), под которым понимается число сейсмических событий определенного энергетического класса, приходящихся

на единицу длины разлома при принятой ширине области его динамического влияния за заданный промежуток времени. Применение этой методики позволило выявить волновые процессы со скоростями от 4 до 90 км в год. При этом даже столь тщательный подход показал заметный разброс величин определяемых скоростей миграции сейсмичности.

Следует подчеркнуть, что цикл работ по выявлению пространственно-временной миграции землетрясений и анализ, проведенный С.И. Шерманом для различных иерархических уровней литосферы, обобщенный в работе [Sherman, 2013], – блестящий пример того, как гармоничное сочетание геологического и физического описания процессов приводит к убедительным тектонофизическим обобщениям и заключениям эвристического характера.

Приведенный анализ показывает, что большинство эмпирически выявленных характеристик пространственно-временной миграции современных деформаций в разломных зонах наиболее естественным образом трактуются в рамках существующих представлений об автоловновых процессах.

Да, несомненно, выявленные автоловны не похожи на привычные нам сейсмические или температурные. Но это все-таки волны. Как известно, волна – это распространяющееся по пространству колебание. Автоловна – это распространяющееся по пространству автоколебание. В свое время физики непросто привыкали к понятию «автоколебание». Теперь эти представления вошли в школьные учебники. Так же будет и с автоловнами.

По мнению автора, представления о разломных зонах как объектах среды, способных к параметрическому возбуждению малыми воздействиями, являются весьма плодотворными. Их использование приводит к удовлетворительному согласию с наблюдениями с одной стороны, а с другой – позволяют обосновывать и проектировать эффективные системы геодинамического мониторинга.

6. ПРОБЛЕМА ИДЕНТИФИКАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ В СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКЕ

Проблема идентификации измерений современных геодинамических (геодеформационных) процессов в последние годы существенно обострилась. Это обусловлено тем, что в арсенале исследователей, изучающих современные деформации (вертикальные и горизонтальные смещения, наклоны и т.п.) земной поверхности, появились спутниковые и скважинные методы измерений, которые внесли свою, подчас проблемную, специфику в традиционные методы наземных геодезических и обсерваторских геофизических (наклонометрических и деформометрических) наблюдений.

Сюда относятся такие базовые понятия, как «чувствительность», «точность», «пространственно-времен-

ное разрешение», «абсолютно и относительно измеренные величины», «адекватность идентификации измеренных данных», которые используются в теории измерения физических (механических) величин. Ситуация усугубляется тем, что некоторые исследователи полагают, что наблюдения не являются измерениями в строгом смысле этого понятия, так как «полевая» специфика налагает ограничения, которые не свойственны строгим лабораторным методам.

Кроме того, мониторинговые, повторные во времени измерения не воспроизводимы, так как повторить их в тех же условиях уже невозможно. Подчас это действительно так, но, по мнению автора, процедура наблюдения должна максимально приближаться к процедуре измерения. Для этого необходимо проводить тщательный метрологический анализ системы «измерительный датчик – вмещающая среда». И это касается не только тривиальных оценок статистической значимости получаемых результатов с позиции теории погрешности наблюдений. Наблюдения только тогда становятся измерениями, когда удовлетворяют основным принципам (аксиомам) метрологии. Только в этом случае результаты наблюдений могут быть сравнимы, адекватно идентифицируемы и, следовательно, репрезентативны.

Как следует из физических основ теории измерений, чувствительность (или разрешение) метода – это его способность к выявлению сигнала определенной амплитуды. Точность – это способность прибора (метода) выявлять полезный сигнал на фоне помех. Так, например, самым чувствительным методом измерения геодеформаций является наклономерно-деформометрический. Для того чтобы в полной мере выявить полезный сигнал на уровне максимальной чувствительности приборов – 10^{-9} – 10^{-10} в единицах относительных деформаций, необходимо их заглублять (на 20 м и более) и помещать в специально оборудованные бункеры (камеры, штолни). Только в этом случае «точность» и «чувствительность» наблюдений будут совпадать.

Если расположить эти приборы в неглубоком (3–5 м) подвале, то уровень метеорологических и экзогенных (антропогенных) воздействий существенно снизит точность наблюдений (до 10^{-5} – 10^{-6} единиц относительных деформаций), в то время как чувствительность датчиков останется, естественно, прежней. Иными словами, по мере заглубления высокочувствительного датчика, которое увеличивает его помехозащищенность, точность прибора приближается к его чувствительности. Заметим, что характеристики «точности» измерительных инструментов, декларируемые в проспектах фирм-изготовителей геодезического и геофизического оборудования, – это, на самом деле, «чувствительность» измерительных устройств. Истинная точность этих методов (инструментов) будет объективно определяться конкретными условиями установки и режимом эксплуатации измерительного оборудования. Это тем более актуально в режиме полевой эксплуатации приборов.

Современное геодинамическое состояние недр – это многофакторное явление, которое обусловлено совокупностью природных и техногенных, эндогенных (глубинных) и экзогенных (поверхностных) воздействий, изменяющихся в пространстве и во времени.

В этом случае возникает ситуация, когда более чувствительный прибор (метод), измеряющий современные геодинамические процессы, будет более эффективно регистрировать не только полезный сигнал, но и помехи.

Следует иметь в виду, что стандартное геодезическое (наземное и спутниковое) и геофизическое оборудование предназначено, в первую очередь, для стационарных, «однократных» съемок. Так, геодезическое оборудование используется, как правило, для определения пространственных характеристик (координат) местности, а геофизическое (например, гравиметры и магнитометры) – для целей геологоразведки при поиске месторождений полезных ископаемых.

Задачи мониторинга, в первую очередь, требуют наличия многократных, повторных (в идеале непрерывных) измерений. А это накладывает дополнительные требования к фильтрации переменных во времени помех различной природы. Кроме того, при изучении современных деформаций земной поверхности принципиально важной является проблема закрепления измеряемых точек (реперов) на местности и их сохранности.

Классическая (наземная) геодезия за почти два века своего развития накопила значительный опыт по разработке различных типов (конструкций) реперов, которые используются в зависимости от грунтовых, геокриологических и климатических условий местности. При этом предусмотрены «антивандальные» мероприятия, сводящиеся к максимально возможному заглублению пунктов наблюдений. Это позволяет одновременно решать и вопросы повышения точности наблюдений, и проблемы «маскировки» реперов.

Используя спутниковые системы измерений деформаций земной поверхности, например, ГНСС (ГЛОНАСС/GPS), стремятся в целях реализации антивандальных мероприятий располагать приемные антенны на крышах зданий и сооружений, что повышает степень сохранности оборудования, но существенно снижает точность наблюдений. Кроме того, важно отметить, что наземные геодезические методы, при всей трудоемкости их полевой реализации, крайне просты и наглядны в методах обработки. В противоположность этому спутниковые наблюдения легче выполнить, но очень сложно, а подчас неоднозначно анализировать, что может привести к существенным искажениям итоговых оценок уровня современного геодинамического состояния недр.

При проведении дискретных (повторных) геодезических наблюдений принципиально важный вопрос заключается в установлении оптимальной пространственно-временной детальности измерений. Как прави-

ло, большая пространственная детальность наблюдений характерна для относительно коротких наблюдательных сетей и наоборот. При этом для наземных, например нивелирных, наблюдений, когда существует необходимость пешей передачи отметок между реперами, имеется ограниченность по длительности между повторными измерениями. Именно поэтому значительные по пространственному охвату нивелирные наблюдения имеют редкую частоту опроса и малую густоту наблюдательных пунктов.

В этой связи становится очевидна необходимость проводить наблюдения, тщательно соблюдая принцип соответствия между динамическими свойствами объекта и пространственно-временной детальностью измерений. Иными словами, нельзя редкими пространственно-временными сетями производить измерения локальных, быстропротекающих процессов. По всей вероятности, именно этими обстоятельствами обусловлены парадоксальные несоответствия в результатах измерения спутниковыми и наземными геодезическими системами наблюдений в зонах разломов таких сейсмоактивных регионов, как Камчатка, Калифорния и Копетдаг [Kuzmin, 2013].

Для учета этих обстоятельств полезно иметь в виду два соотношения неопределенностей, которые известны из теории колебаний и волн. Первое соотношение связывает погрешность измерения в определении волнового числа ΔK ($K=2\pi/\lambda$) и неопределенность в пространственной детальности измерений (густоте наблюдательных пунктов) ΔX : $\Delta K \cdot \Delta X = 1$. Второе обуславливает взаимосвязь между погрешностью определения частоты наблюдаемого процесса $\Delta \omega$ и неопределенностью во временной дискретности наблюдений Δt : $\Delta \omega \cdot \Delta t = 1$. Из первого соотношения следует, что чем больше расстояние между пунктами наблюдений, тем большую длину волны λ (большую по пространственному размеру аномалию деформаций) можно выявить и наоборот. Второе соотношение показывает, что более быстрые процессы необходимо регистрировать наблюдениями с повышенной частотой опроса.

Из основ метрологии следует [Shishkin, 2010] невозможность отождествления абсолютных и относительных характеристик измерений. Вместе с тем, хорошо известно, что существующие базовые характеристики процессов, которыми оперируют в современной геодинамике, а также методы их изучения в основном являются относительными.

Так, например, анализ и интерпретация повторных нивелирных наблюдений сводится к последовательности двух взаимодополняющих процедур: построение «эволюционных» и «пульсационных» графиков изменения превышений вертикальных отметок реперов и морфолого-генетический анализ выявленных аномалий движений земной поверхности.

Известно, что результаты повторных геодезических (нивелирных) наблюдений обычно представляются в виде набора профильных графиков, которые отобра-

жают зависимость $\delta h = f(L, \delta t)$, где L – длина профиля, а δt – интервал между повторными наблюдениями. Мониторинговая информация, как правило, отображается в двух вариантах: эволюционном и пульсационном.

В первом варианте все изменения вертикальных смещений земной поверхности определяются вычитанием текущих значений превышений от значений, полученных при первом наблюдении, т.е. – 2-1, 3-1, 4-1 и т.д. В этом случае прослеживается временная динамика (эволюция) поведения земной поверхности, когда каждая эпоха характеризует (итоговые) смещения, накопленные к данному моменту времени. Во втором случае используются разности между смежными эпохами – 2-1, 3-2, 4-3 и т.д. В этом случае имеется возможность выявлять периоды возникновения (пульсаций) современных вертикальных движений и определять длительность протекания аномального процесса.

На рис. 19 представлены результаты повторных нивелирных наблюдений на Камчатском геодинамическом полигоне [Kuzmin, 1999]. Было проведено 156 циклов повторных наблюдений, затем искусственным путем отобраны 11 циклов, интервал между которыми составляет три месяца.

Совместный анализ обоих графиков ярко демонстрирует относительный характер смещений. Так, если рассматривать только эволюционный график в эпоху 7-1, то ясно видно два локальных минимума (просадки земной поверхности). Если же рассматривать только пульсационный график, то в эпоху (7-6), то есть в то же самое время, наблюдаются два максимума (поднятия земной поверхности). Отсюда следует вывод, что необходимо тщательно учитывать относительный характер измеряемых величин в современной геодинамике.

Согласно второй аксиоме метрологии результаты измерений должны быть адекватно идентифицированы. Если необходимо измерить вертикальную компоненту смещения, то вся измерительная процедура от типа сенсора до обработки результатов должна быть направлена на установление именно вертикальной компоненты полного вектора смещений. Однако возможны ситуации, когда измеренные прямым методом величины допускают неоднозначную (неадекватную) трактовку.

Так, например, широко известно, что наклон земной поверхности идентифицируется как горизонтальный градиент вертикальных смещений. Это полностью соответствует рассмотренным выше ситуациям с вертикальными перемещениями фиксированных точек земной поверхности. Но возможна и другая ситуация. Наклон поверхности может быть определен и как вертикальный градиент горизонтальных смещений. В первом случае это наклон, измеряемый пузырьковым уровнем, лежащим на земной поверхности, который регистрирует угловые перемещения по горизонтали, а во втором – это наклономер, расположенный в доста-

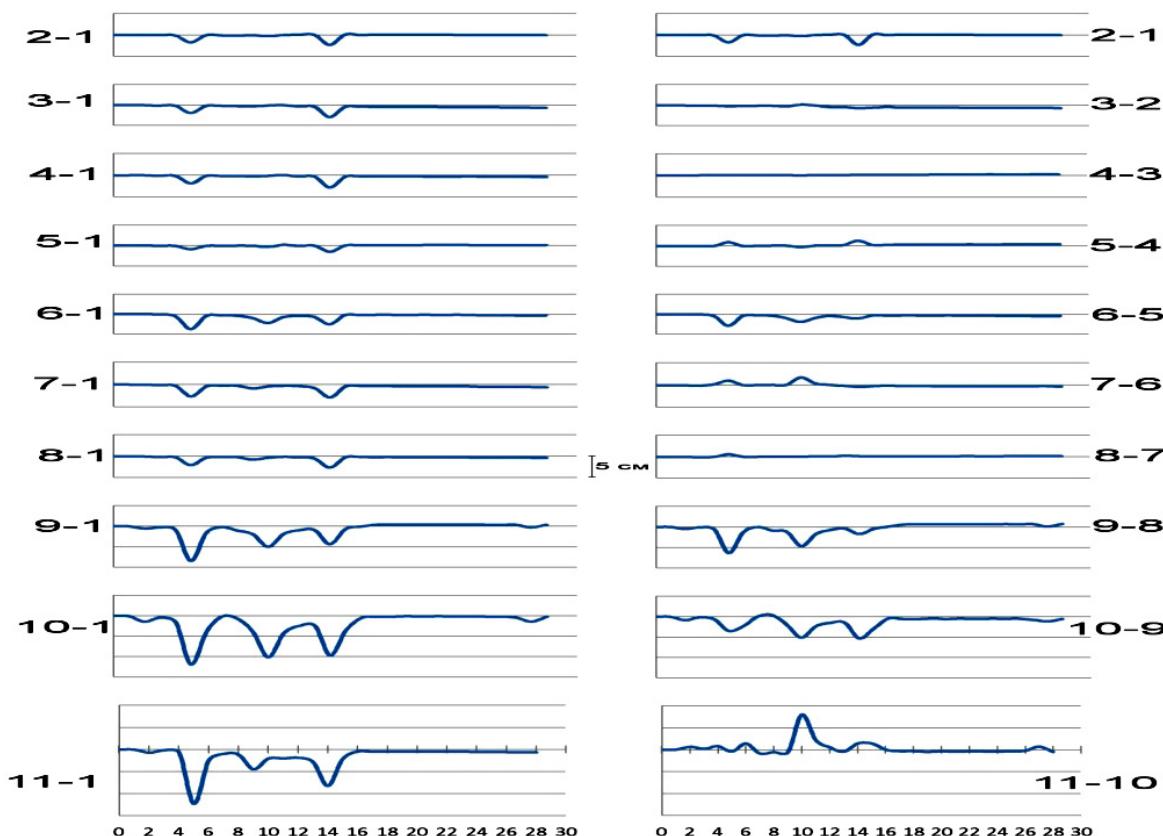


Рис. 19. «Эволюционные» (слева) и «пульсационные» (справа) графики изменений превышений вертикальных отметок реперов.

Fig. 19. “Evolutional” (left) and ‘pulsating’ (right) curves showing changes of increments of vertical reference points.

точно глубокой скважине и фиксирующий уклонение от горизонтали. В первом случае наклон поверхности вызван неравномерным распределением вертикальных смещений по пространству, а во втором – неравномерным распределением горизонтальных смещений по глубине. В работе [Kuzmin, 1982] выявлен эффект влияния горизонтальных деформаций на результаты изучения «вертикальных» смещений земной поверхности маятниками наклонометрами. Оказалось, что из-за различной степени деформируемости осадочных горных пород и железобетонного пола приборы фиксировали наклоны, обусловленные вертикальным градиентом горизонтальных смещений, что приводило к неадекватной идентификации результатов.

Другим примером неадекватной идентификации результатов измерений в современной геодинамике является воздействие одноосного девиаторного напряжения во времени, которое может приводить к вариациям силы тяжести. Известно [Rabotnov, 1979], что девиаторные напряжения приводят к деформациям в плоскости и никогда не приводят к деформациям объема. Однако, если записать изменение девиаторного напряжения $\delta\Delta\sigma_{xx}$ во времени, например при одноосном напряженном состоянии, то:

$$\delta\Delta\sigma_{xx} = \delta\sigma_{xx} - \delta P, \quad (33)$$

где δP – изменение литостатического давления во времени, $\delta\sigma_{xx}$ – изменение во времени горизонтального (вдоль оси x) напряжения. Так как литостатическое давление в течение времени практически не изменяется,

$$\delta\Delta\sigma_{xx} = \delta\sigma_{xx}. \quad (34)$$

Тогда, используя типовые формулы теории упругости, можно показать:

$$\delta\Delta\sigma_{xx} = \delta\sigma_{xx} = \frac{\delta \cdot \Pi \cdot E}{(1-2v)} = \frac{\delta\rho \cdot E}{\rho(1-2v)}, \quad (35)$$

где Π и $\delta\Pi$ – относительная объемная деформация и ее изменение во времени; E , v – модуль Юнга и коэффициент Пуассона, соответственно; ρ и $\delta\rho$ – плотность пород и ее вариация во времени.

Таким образом, получается парадоксальный вывод. **Девиаторное напряжение**, действуя одноосно, **приводит к изменению объема**, а значит, и к вариациям гравитационного поля во времени, что и наблюдается в дейст-

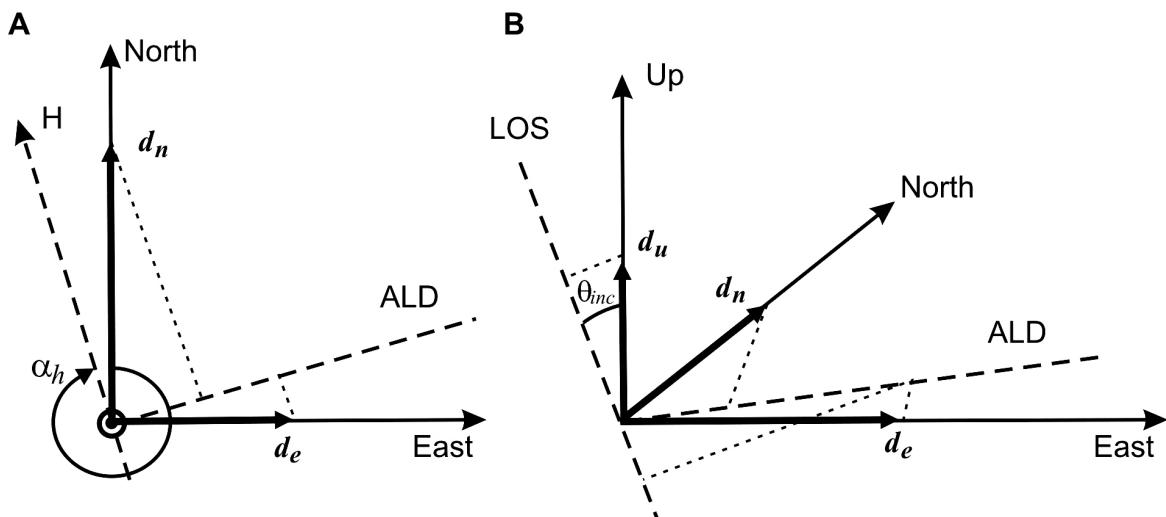


Рис. 20. Распределение компонент вектора смещений в направлении вверх, на север и на восток (d_{up} , d_n , d_e).

А – плоская картина (вид сверху), α_h – азимут орбиты спутника, который отсчитывается от направления на север по часовой стрелке, азимут направления видения $\beta = \alpha_h - 3\pi/2$. В – трехмерная картина. $\theta = \theta_{inc}$ – угол видения.

Fig. 20. The pattern of displacement vector components in the upward, northward and eastward directions (d_{up} , d_n , d_e).

A – plane view (from the top); α_h – satellite orbit azimuth calculated from the northward direction (clockwise); sight direction azimuth – $\beta = \alpha_h - 3\pi/2$. B – 3D view. $\theta = \theta_{inc}$ – sight angle.

вительности. Следовательно, необходима тщательная идентификация измеряемых деформаций.

Другим убедительным примером является идентификация измеренных смещений земной поверхности методом PCA-интерферометрии. К настоящему времени выполнены исследования деформации земной поверхности этим методом на целом ряде нефтяных и газовых месторождений. В этих работах справедливо подчеркивается, что главными достоинствами метода являются возможность площадного охвата всей территории месторождения и относительно (по сравнению с традиционными методами) небольшие затраты на выполнение работ.

Известно, что данные PCA интерферометрии позволяют определять смещения в направлении на спутник LOS (от англ. line-of-sight – направление видения спутника) относительно выбранного в качестве точки отсчета радарного изображения. Поэтому определение полного вектора смещений в форме трех составляющих: например, вверх (up), на север (n) и на восток (e) в рамках только PCA интерферометрии (без дополнительных данных) принципиально невозможно. Иными словами, имеет место ситуация, когда при одном известном значении (величины LOS-смещения) необходимо определить три неизвестные компоненты полного вектора смещений поверхности. В математике такие методы неизвестны.

Как известно [Hanssen, 2001], вектор смещений (или вектор средней скорости смещений) имеет три компоненты (d_{up} , d_n , d_e) в направлениях (положительных) соответственно вверх (up), на север (n) и на восток (e). Тогда смещение в направлении LOS равно:

$$d_{LOS} = -\lambda \cdot \Delta\varphi / 4\pi = \\ = d_{up} \cos \theta - \sin \theta \cdot [d_n \cos \beta + d_e \sin \beta], \quad (36)$$

где d_{LOS} – смещение в направлении на спутник, λ – длина электромагнитной волны, излучаемой спутником, $\Delta\varphi$ – фазовый сдвиг, $\theta = \theta_{inc}$ – угол видения, $\beta = \alpha_h - 3\pi/2$ – азимут направления видения, α_h – азимут орбиты спутника, который отсчитывается от направления на север по часовой стрелке (рис. 20).

Анализ уравнения (4) показывает, что даже в отсутствие горизонтальных смещений, когда $d_n = d_e = 0$, d_{LOS} – смещение в направлении на спутник – не будет равно вертикальному смещению d_{up} . Для перехода к практическим примерам необходимо рассмотреть детализацию уравнения (36) применительно к данным, полученным с конкретных спутников.

Так, например, для нисходящего трека спутника ENVISAT имеем: $\theta = 23^\circ$, $\alpha_h = 194.4^\circ$, следовательно, $\beta = 284.4^\circ$. Для восходящего трека спутника ENVISAT: $\theta = 23^\circ$, $\alpha_h = 345.6^\circ$, следовательно, $\beta = 75.6^\circ$.

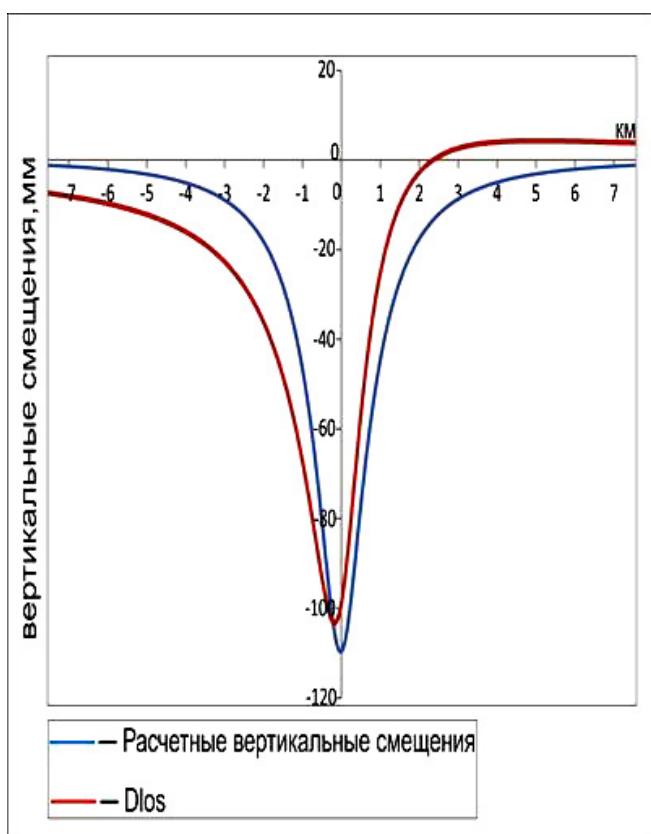


Рис. 21. Сопоставление распределения расчетных вертикальных смещений и смещений в направлении на спутник (d_{LOS}) по профилю, пересекающему разломную зону.

Fig. 21. Comparison between the estimated vertical displacement patterns and displacements in the direction to the satellite (d_{LOS}) along the profile across the fault zone.

Отсюда, вычисляя значения радианной меры углов с точностью до одной десятой, можно найти:

$$d_{LOS} = 0.9 \cdot d_{up} - 0.01 \cdot d_n \pm 0.4 d_e. \quad (37)$$

Из формулы (5) следует, что вертикальная компонента существенно преобладает над смещениями на север, но вклад смещений на восток довольно значителен. При этом знак плюс соответствует нисходящему тектонику, а минус – восходящему, соответственно.

Таким образом, в общем случае пренебрегать вкладом горизонтальных смещений и считать, что регистрируется в основном вертикальная компонента, нельзя. Это очевидностью следует из формулы (36).

На рис. 21 представлены модельные результаты сопоставления распределения вертикальных смещений земной поверхности и вкрест простириания разломной зоны (раздвиг), которая простирается в меридиональном направлении, для случая использования материалов ENVISAT. Видно, что и в этом случае амплитуда расчетных вертикальных смещений больше. Кроме

того, отмечается смещение максимумов, а кривые затухания вертикальных и горизонтальных смещений попеременно превалируют друг над другом. При этом отчетливо видно, что в правой части графика по данным РСА интерферометрии наблюдается небольшое поднятие поверхности (начиная со второго километра), которое остается значимым и в зоне, где вертикальные смещения устремляются к нулю. Подробный анализ показывает, что кривая пересекает нулевую ординату между вторым и третьим километром профиля, а вертикальные смещения достигают нуля в области восьмого километра. Смещение «нулевых» точек, таким образом, составляет порядка пяти километров. В то же время левая часть графика показывает, что в районе седьмого километра вертикальные смещения близки к нулю, а данные «вертикальных» смещений фиксируют уверенное оседание поверхности порядка 1 см.

Из рис. 21 следует, что разлом в форме вертикального раздвига будет отображен в данных радарной интерферометрии как взброс или сброс в зависимости от характера взаимного расположения лежачего и висячего крыла разлома. Естественно, что подобная ситуация приведет к абсолютно неверной оценке напряженно-деформированного состояния разломной зоны, которая проводится в рамках решения обратной задачи современной геодинамики разломов [Kuzmin, 1999].

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные выше эмпирические материалы и их анализ показывают, что наиболее фундаментальными и актуальными факторами, характеризующими современную геодинамику недр, в настоящее время являются:

- 1) существенное отклонение от унаследованной схемы формирования пространственно-временной структуры современных геодинамических процессов («парадоксы» больших и малых скоростей деформаций);
- 2) принципиальные трудности адекватной тектонофизической интерпретации современных деформаций земной поверхности в зонах разломов с позиций блоковой кинематики;
- 3) наличие суперинтенсивных деформаций в зонах разломов платформенных (слабосейсмичных) регионов;
- 4) исключительно низкая среднегодовая скорость регионального напряженно-деформированного состояния (до $(1-4) \cdot 10^{-8}$ в год) в сейсмоактивных регионах;
- 5) индуцирование современной деформационной активности разломных зон малыми воздействиями и существование пространственно-временной миграции процессов;
- 6) проблема комплексной (совместной) интерпретации результатов геодеформационных измерений,

полученных методами, обладающими различной пространственно-временной детальностью, и в первую очередь наземными и спутниковыми геодезическими наблюдениями.

Действительно, полная унаследованность современных движений от прошлых геологических эпох достигается только в рамках реализации «жесткой» схемы нагружения. В этом случае современная деформационная активность разломов может объясняться движением крупных геоструктурных элементов и/или блоков по разломным зонам как ослабленным участкам среды.

С другой стороны, результаты многолетних инструментальных геодезических наблюдений, полученные в режиме повышенной пространственно-временной детальности, указывают на практическое отсутствие сдвиговых (в механическом смысле), унаследованных перемещений по разломам, а это свидетельствует в пользу квазистатического («мягкого») режима нагружения. Иными словами, существует «разломно-блоковая» дилемма при тектонофизической интерпре-

тации результатов наблюдений в современной геодинамике: либо активным элементом, создающим современные аномальные деформации, является блок, а разлом выступает в качестве «пассивного» элемента, либо зона разлома сама является источником аномальных движений, а блоки являются пассивными элементами – вмещающей средой.

Проведенный выше анализ показывает, что многие проблемы снимаются, если считать, что современное аномальное геодинамическое состояние недр формируется за счет параметрического возбуждения (индуцирования) деформационных процессов в зонах разломов малыми природно-техногенными воздействиями, в обстановке квазистатического режима нагружения. Это способствует возникновению автоволновых деформационных структур, обеспечивающих пространственно-временной спектр движений, наблюдавшихся измерительными системами с повышенной густотой пунктов и частотой опроса.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант 12-05-01127-а).

8. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Antonov V.A., Kondratiev B.P., 2008. On the impossibility of the existence of elastic-viscoelastic waves propagating along the lithospheric fault. *Fizika Zemli* (6), 86–91 (in Russian) [Антонов В.А., Кондратьев Б.П. О невозможности существования упруго-вязкоупругих волн, распространяющихся вдоль литосферного разлома // Физика Земли. 2008. № 6. С. 86–91].
- Birger B.I., 2012. Transient creep of the lithosphere and its role in geodynamics. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 48 (6), 496–503. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351312060018>.
- Bulanzhe Yu.D., Magnitsky V.A., 1974. Recent crustal movements. The state of the problem. *Izvestia AN SSSR. Fizika Zemli* (10), 19–54 (in Russian) [Буланжев Ю.Д., Магнитский В.А. Современные движения земной коры. Состояние проблемы // Известия АН СССР. Физика Земли. 1974. № 10. С. 19–54].
- Burov E.B., 2007. Plate rheology and mechanics. In: G. Schubert (Ed.), *Treatise of geophysics*, 6. Crust and lithosphere dynamics. Elsevier, Amsterdam, p. 100–161.
- Bykov V.G., 2004. Unsteady sliding in crustal faults as an auto-wave process. In: *Interrelations between tectonics, seismicity, magmatism and volcanic eruptions in volcanic arcs*. Proceedings of the international meeting on processes in subduction zones of Japan, Kuril-Kamchatka and Aleutian island arcs, Petropavlovsk-Kamchatsky, 21–27 August 2004. Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch of RAS. P. 200–202 (in Russian) [Быков В.Г. Неустойчивое скольжение в разломах земной коры как автоволновой процесс // Взаимосвязь между тектоникой, сейсмичностью, магмообразованием и извержениями вулканов в вулканических дугах: Матер. Межд. совещания по процессам в зонах субдукции Японской, Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг, Петропавловск-Камчатский, 21–27 августа 2004 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2004. С. 200–202].
- Bykov V.G., 2005a. Strain waves in the Earth: theory, field data, and models. *Russian Geology and Geophysics* 46 (11), 1176–1190.
- Bykov V.G., 2005b. A crustal fault zone as an auto-wave system. In: *Recent geodynamics and hazardous natural processes in Central Asia. Issue 3: Proceedings of the All-Russia Meeting on Recent Geodynamics and Seismicity of Central Asia: Fundamental and Application Aspects*, Irkutsk, 20–23 September 2005. IEC SB RAS, Irkutsk. P. 271–273 (in Russian) [Быков В.Г. Разломная зона земной коры как автоволновая система // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии: Материалы Всероссийского совещания «Современная геодинамика и сейсмичность Центральной Азии: фундаментальный и прикладной аспекты», г. Иркутск, 20–23 сентября 2005 г. Вып. 3. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. С. 271–273].
- Bykov V.G., 2008. Stick-slip and strain waves in the physics of earthquake rupture: experiments and models. *Acta Geophysica* 56 (2), 270–285. <http://dx.doi.org/10.2478/s11600-008-0002-5>.
- Chen Q., Freymueller J.T., 2002. Geodetic evidence for a near-fault compliant zone along San Andreas Fault in the San Francisco Bay area. *Bulletin of the Seismological Society of America* 92 (2), 656–671. <http://dx.doi.org/10.1785/0120010110>.
- Churikov V.A., Kuzmin Yu.O., 1998. Relation between deformation and seismicity in the active fault zone of Kamchatka, Russia. *Geophysical Journal International* 133 (3), 607–614. <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.0.0511.x>.

- De Mets C., Gordon R., Argus D.F., Stein S., 1994. Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters* 21 (20), 2191–2194. <http://dx.doi.org/10.1029/94GL02118>.
- Dobrovolsky I.P., 2009. Mathematical Theory of Preparation and Prediction of Earthquakes. FIZMATLIT, Moscow, 240 p. (in Russian) [Добровольский И.П. Математическая теория подготовки и прогноза землетрясений. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2009. 240 с.].
- Elsasser W.H., 1969. Convection and stress propagation in the upper mantle. In: S.K. Runcorn (Ed.), *The application of modern physics to the Earth and planetary interiors*. Wiley, New York, p. 223–246.
- Frenkel Ya.I., 1948. Statistical Physics. Publishing House of the USSR Acad. Sci., Moscow –Leningrad, 760 p. (in Russian) [Френкель Я.И. Статистическая физика. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1948. 760 с.]
- Grigoriev A.S., Volovich I.M., Mikhailova A.V. et al., 1987. Studies of the state of stresses, kinematics and development of discontinuities in the sedimentary cover under active faults in base rocks (plane deformation studied by a combination of mathematical simulation and physical modelling). In: *Stress Fields and Deformations in the Earth's Crust*. Nauka, Moscow, p. 5–30 (in Russian) [Григорьев А.С., Волович И.М., Михайлова А.В. и др. Исследование напряженного состояния, кинематики и развития нарушений сплошности осадочного чехла над активными разломами фундаментами (при сочетании математического и физического моделирования в условиях плоской деформации) // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 5–30].
- Hanssen R.F., 2001. *Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis*. Academic Publishers, 308 p.
- Izumov S.F., Kuzmin Yu.O., 2010. Recent geodynamics of transition zone from mountain structure to platform: case of the Kopetdag region. In: *Proceedings of the 9th International Conference on Properties, Structure, Dynamics and Minerageny of the East European Platform*. Nauchnaya Kniga, Voronezh, Volume 1, 308–313 (in Russian) [Изюмов С.Ф., Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика зоны перехода от горного сооружения к платформе: на примере Копетдагского региона // Труды XI Международной конференции «Свойства, структура, динамика и минерагения Восточно-Европейской платформы». Воронеж: Научная книга, 2010. Т. 1. С. 308–313].
- Karato S., 2008. *Deformation of Earth Materials*. Cambridge University Press, New York, 463 p.
- Kasahara K., 1985. *Earthquake Mechanics*. Mir, Moscow, 264 p. (in Russian) [Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.].
- Kissin I.G., 2009. *Fluids in the Earth's Crust. Geophysical and Tectonic Aspects*. Nauka, Moscow, 328 p. (in Russian) [Киссин И.Г. Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука, 2009. 328 с.].
- Kolmogorov A.N., Petrovskii I.G., Piskunov N.S., 1937. Investigation of the diffusion equation combined with the growth of the amount of matter, and its application to a certain biological problem. *Bulleten Moskovskogo gosudarstvennogo universiteta, Seriya Mekhanika i Matematika* 1 (6), 1–26 (in Russian) [Колмогоров А.Н., Петровский И.Г., Пискунов Н.С. Исследование уравнения диффузии, соединенной с возрастанием количества вещества, и его применение к одной биологической проблеме // Бюллентень МГУ, Серия Механика и математика. 1937. Т. 1. Вып. 6. С. 1–26].
- Kuzmin Yu.O., 1982. About deformographic effect with reference to inclination measurements. *Izvestia AN SSSR. Fizika Zemli* (9), 67–71 (in Russian) [Кузьмин Ю.О. О деформографическом эффекте по наклономерным данным // Физика Земли. 1982. № 9. С. 67–71].
- Kuzmin Yu.O., 1989. Recent geodynamics of fault zones of sedimentary basins and earthquake preparation processes. In: *Prediction of earthquakes*, Issue 11. Donish, Moscow – Dushanbe, 52–60 (in Russian) [Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон осадочных бассейнов и процессы подготовки землетрясений // Прогноз землетрясений, № 11, Москва – Душанбе: Дониш, 1989. С. 52–60].
- Kuzmin Yu.O., 1996. Recent super intensive deformations of the ground surface in platform fault zones. In: *Geological studies and subsurface use*, Issue 4. Geoinformmark, Moscow, p. 43–53 (in Russian) [Кузьмин Ю.О. Современные супер-интенсивные деформации земной поверхности в зонах платформенных разломов // Геологическое изучение и использование недр. Вып. № 4. М.: Геоинформмарк, 1996. С. 43–53].
- Kuzmin Yu.O., 1998. The mechanism of formation of anomalous deformation processes during preparation and occurrence of the Ashkhabad earthquake in 1948. *Vestnik OGIGGN RAN* 2 (4), 135–152 (in Russian) [Кузьмин Ю.О. Механизм формирования аномальных деформационных процессов в период подготовки и реализации Ашхабадского землетрясения 1948 года // Вестник ОГИГГН РАН. 1998. № 2 (4). С. 135–152].
- Kuzmin Yu.O., 1999. Recent Geodynamics and Assessment of Geodynamic Risks in Subsurface Use. Economic News Agency, Moscow, 220 p. (in Russian) [Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании. М.: Агентство экономических новостей, 1999. 220 с.].
- Kuzmin Yu.O., 2002. Recent Anomalous Geodynamics of Aseismic Fault Zones. *Vestnik, Earth Sciences Division of RAS* 1 (20), 1–27 (in Russian) [Кузьмин Ю.О. Современная аномальная геодинамика асейсмичных разломных зон // Вестник отделения наук о Земле РАН. 2002. № 1 (20). С. 1–27].
- Kuzmin Yu.O., 2004. Recent Geodynamics of Fault Zones. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 40 (10), 868–882.
- Kuzmin Yu.O., 2005. Hazardous faults and prediction of emergencies. In: *Proceedings of the 4th Research and Practice Conference*, Moscow, 19–20 October 2004. MTPE-invest, Moscow, p. 153–164 (in Russian) [Кузьмин Ю.О. Опасные разломы и прогнозирование чрезвычайных ситуаций // Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций: Материалы IV научно-практической конференции (Москва, 19–20 октября 2004 г.). М.: «МТПЕ-инвест», 2005. С. 153–164].

- Kuzmin Yu.O., 2009. Tectonophysics and recent geodynamics. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 45 (11), 973–986. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351309110056>.
- Kuzmin Yu.O., 2013. Recent geodynamics of the faults and paradoxes of the rates of deformation. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 49 (5), 626–642. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351313050029>.
- Kuzmin Yu.O., Churikov V.A., 1999. Anomalous strain generation mechanism before the March 2, 1992, Kamchatka earthquake. *Volcanology and Seismology* 20, 641–656.
- Kuzmin Yu.O., Zhukov V.S., 2004. Recent Geodynamics and Variations of Physical Properties of Rocks. Moscow State Mining Univ., Moscow, 204 p. (in Russian) [Кузмин Ю.О., Жуков В.С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. М.: МГТУ, 2004. 280 с.].
- Kuz'min Yu.O., 2012. Deformation autowaves in fault zones. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 48 (1), 1–16. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351312010089>.
- Levin V.E., Magus'kin M.A., Bakhtiarov V.F., Pavlov V.M., Titkov N.N., 2006. Multisystem geodetic monitoring of recent crustal movements in Kamchatka and Komandor Islands. *Vulkanologiya i Seismologiya* (3), 54–67 (in Russian) [Левин В.Е., Магус'кин М.А., Бахтиаров В.Ф., Павлов В.М., Титков Н.Н. Мультисистемный геодезический мониторинг современных движений земной коры на Камчатке и Командорских островах // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 54–67].
- Magnitsky V.A., Kalashnikova I.V., 1978. About the inherited character of recent crustal movements. *Izvestiya AN SSSR, Fizika Zemli* (10), 13–20 (in Russian) [Магнитский В.А., Калашикова И.В. Об унаследованном характере современных движений земной коры // Физика Земли. 1978. № 10. С.13–20].
- Magnitsky V.A., Kalashnikova I.V., Karakin A.V., 1974. On the horizontal and vertical movements of the lithosphere. *Fizika Zemli* (9), 3–10 (in Russian) [Магнитский В.А., Калашикова И.В., Каракин А.В. О горизонтальных и вертикальных перемещениях литосфера // Физика Земли. 1974. № 9. С. 3–10].
- Malamud A.S., Nikolaevsky V.N., 1989. Earthquake Cycles and Tectonic Waves. Donish, Dushanbe, 144 p. (in Russian) [Маламуд А.С., Николаевский В.Н. Циклы землетрясений и тектонические волны. Душанбе: Дониш, 1989. 144 с.].
- Mitlin V.S., Nikolaevsky V.N., 1990. Nonlinear diffusion of tectonic stresses. *Doklady AN SSSR* 315 (5), 1093–1096 (in Russian) [Митлин В.С., Николаевский В.Н. Нелинейная диффузия тектонических напряжений // Доклады АН СССР. 1990. Т. 315. № 5. С. 1093–1096].
- Mukhamediev Sh.A., Grachev A.F., Yunga S.L., 2008. Nonstationary dynamic control of seismic activity of platform regions by mid-ocean ridges. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 44 (1), 9–17. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351308010023>.
- Nikolaevsky V.N., 1983. Mechanics of Geomaterials and Earthquakes. In: Results and Science of Technics in VINITI. Mechanics of Solid Deformed Body, V. 15, p. 140–230 (in Russian) [Николаевский В.Н. Механика геоматериалов и землетрясения // Итоги науки и техники ВИНИТИ. Механика твердого деформированного тела. 1983. Т. 15. С. 140–230].
- Nikolaevsky V.N., 1995. Mathematical simulation of isolated deformation and seismic waves. *Doklady AN* 341 (3), 403–405 (in Russian) [Николаевский В.Н. Математическое моделирование уединенных деформационных и сейсмических волн // Доклады АН. 1995. Т. 341. № 3. С. 403–405].
- Nikolaevsky V.N., 2008. Elasto-viscous models of tectonic and seismic wave in the lithosphere. *Fizika Zemli* 44 (6), 92–96 (in Russian) [Николаевский В.Н. Упруго-вязкие модели тектонических и сейсмических волн в литосфере // Физика Земли. 2008. Т. 44. № 6. С. 92–96].
- Rabotnov Yu.N., 1977. Elements of Inherited Mechanics of Solid Bodies. Nauka, Moscow, 384 p. (in Russian) [Работнов Ю.Н. Элементы наследственной механики твердых тел. М.: Наука, 1977. 384 с.].
- Seminsky K.Zh., 2003. The Internal Structure of Continental Rift 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: Издательство СО РАН, филиал «Гео», 2003. 243 с.].
- Sherman S.I., 1977. Physical Regularities of Crustal Fracturing. Nauka, Novosibirsk, 102 p. (in Russian) [Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.].
- Sherman S.I., 2012. Destruction of the lithosphere: fault-block divisibility and its tectonophysical regularities. *Geodynamics & Tectonophysics* 3 (4), 315–344. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-4-0077>.
- Sherman S.I., 2013. Deformation waves as a trigger mechanism of seismic activity in seismic zones of the continental lithosphere. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (2), 83–117. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2013-4-2-0093>.
- Sherman S.I., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., 1983. Areas of Dynamic Influence of Faults (Modelling Results). Nauka, Siberian Branch of the Academy of Sciences of the USSR, Novosibirsk, 110 p. (in Russian) [Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука, СО АН СССР, 1983. 110 с.].
- Sherman S.I., Gorbunova E.A., 2008. The wave nature of fault activation in Central Asia on the basis of seismic monitoring. *Fizicheskaya Mezomekhanika* 11 (1), 115–122 (in Russian) [Шерман С.И., Горбунова Е.А. Волновая природа активизации разломов Центральной Азии на базе сейсмического мониторинга // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 1. С. 115–122].
- Sherman S.I., Tsurkan E.A., 2006. Slow deformation waves as a source and triggering mechanism of recent activation of faults in Central Asia. In: Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from Continent to

Ocean). Proceedings of the scientific meeting. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 219–223 (in Russian) [Шерман С.И., Цуркан Е.А. Медленные деформационные волны как источник и триггерный механизм современной активизации разломов Центральной Азии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от континента к океану): Материалы научного совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 219–223].

Shishkin I.F., 2010. Theoretical Metrology. Part 1. General Theory of Measurements. Textbook for Universities. Edition 4, rev. and add. Piter, St. Petersburg, 192 p. (in Russian) [Шишкин И.Ф. Теоретическая метрология. Часть 1. Общая теория измерений. Учебник для вузов. 4-е изд., перераб. и доп. СПб.: Питер, 2010. 192 с.].

Sidorov V.A., Kuzmin Yu.O., 1989. Recent Crustal Movements in Sedimentary Basins. Nauka, Moscow, 189 p. (in Russian) [Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О. Современные движения земной коры осадочных бассейнов. М.: Наука, 1989. 189 с.].

Titkov N.N., Bakhtiarov V.F., Lander A.V., Poletaev V.A., 2010. Estimates of deformations and displacement according to observations of Kamchatka GPS network. In: Problems of recent geodynamics and seismicity of the Far East and Eastern Siberia: Proceedings of the Regional Scientific Symposium. Institute of Tectonics and Geophysics FEB RAS, Khabarovsk, p. 104–107 (in Russian) [Титков Н.Н., Бахтиаров В.Ф., Ландер А.В., Полетаев В.А. Оценки деформаций и перемещений по данным наблюдений Камчатской GPS сети // Проблемы сейсмичности и современной геодинамики Дальнего Востока и Восточной Сибири: Материалы регионального научного симпозиума. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2010. С. 104–107].

Trubitsyn V.P., 2012. Rheology of the mantle and tectonics of the oceanic lithospheric plates. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 48 (6), 467–485. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351312060079>.

Turcotte D., Schubert G., 1979. Geodynamics. Nauka, Moscow, 560 p. (in Russian) [Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 560 с.].



Кузьмин Юрий Олегович, докт. физ.-мат. наук, профессор, зав. лабораторией современной геодинамики Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
123995, ГСП-5, Москва Д-242, ул. Большая Грузинская, 10, Россия
Тел.: (495)2549135; e-mail: kuzpnex@gmail.com

Kuzmin, Yuri O., Doctor of Physics and Mathematics, Professor, Head of Laboratory of Recent Geodynamics
The Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS
10 Bol'shaya Gruzinskaya street, Moscow D-242 123995, GSP-5, Russia
Tel.: (495)2549135; e-mail: kuzpnex@gmail.com



SPECIALIZED MAPPING OF CRUSTAL FAULT ZONES. PART 1: BASIC THEORETICAL CONCEPTS AND PRINCIPLES

K. Zh. Seminsky

Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract: Long-term studies of shear zones have included collection of data on fractures showing no indication of displacement which are termed as 'blank' fractures. A method aimed at mapping fault structures and stress fields has been developed on the basis of results of paragenetic analysis of measurements of abundant fractures. The method is termed as 'specialized mapping', firstly, due to its specific structural goal so that to distinguish it from the conventional geological mapping of regions in nature, and, secondly, because of the specific procedure applied to refer to fractures as references to decipher fault-block patterns of natural regions. In Part 1, basic theoretical concepts and principles of specialized mapping are described. Part 2 is being prepared for publication in one of the next issues of the journal; it will cover stages of the proposed method and describe some of the cases of its application.

In terms of general organizational principles, specialized mapping is similar to other methods based on structural paragenetic analysis and differs from such methods in types of paragenesises viewed as references to reveal crustal fault zones. Such paragenesises result from stage-by-stage faulting (Fig 2 and Fig. 7) during which stress fields of the 2nd order are regularly changeable within the shear zone. According to combined experimental and natural data, a complete paragenesis of fractures in the shear zone includes a major (1st order) fault plane and fractures of other seven types, *R*, *R'*, *n*, *n'*, *t*, *t'* and *T* (2nd order) (Fig. 4 and Fig 8). At the fracture level, each of them corresponds to a paragenesis including three nearly perpendicular systems of early ruptures (Fig. 1), which are based on two classical patterns of conjugated fractures, one of which is consistent with the position of the fault plane (Fig. 3). Taking into account that strike-slip, reverse and normal faults are similar in terms of mechanics (i.e. they are formed due to shearing), standard patterns of fractures systems for their impact zones are members of the above described paragenesis of faults and fractures, which is spatially oriented in such a way that its position and displacements along *Y*-shears are correspondent to the right- or left-lateral strike-slip faults and also to normal and reverse faults with different dip angles. Under this approach, it has become possible to construct standard circle diagrams / patterns, each containing a complete set of fracture systems of one of the main types of fault zones (Fig. 6). In the process of specialized mapping, the patterns are compared with diagrams based on mass crustal fracture measurements taken on sites in the regions of studies. This procedure yields local solutions showing a presence of fault zones of specific types and spatial orientations; such solutions are shown as points at the corresponding sites on the schematic map of the territory under study, and points with similar paragenesises are then connected by lines so that to outline the boundaries of the revealed fault zones.

Besides construction of a schematic map of a fault structures, specialized mapping provides for identification of stress fields wherein elements of such a fault structure has formed or activated at some stages. With this goal, the identified fault zones are classified by ranks. At the first phase of such analysis, types and orientations of all the initial local solutions are compared with types and orientation of the members of the 'ideal' paragenesis of the 2nd order, which corresponds to a strike-slip, reverse (thrust) or normal fault (Fig. 8). This procedure reveals solutions showing the presence of fault zones varying in types and classified in the higher rank, which correspond to the regional stress field known from the history of the region under study. Such regional solutions are used as a basis for further iterations with reference to 'ideal' fault paragenesises, until possibilities to classify the fault zones into the fault networks of some specific types are exhausted. A few (typically, three to four) remaining solutions, showing orientations of the fault zone and the dynamic setting of its formation, are indicative of the lowest (regional or geostructural) level of the process of destruction in the region under study. Their simultaneous development is impossible, and therefore they correspond to different stages of faulting in the territory under study. Indirect (statistical) indicators of frequencies and angle ratios of fault systems and direct (apriory) information are used to determine ages and to reveal evolutional stages in time. At a final stage of specialized mapping, a reversed procedure provides for construction of schematic maps of fault zones for every main stage of formation of the structure under study. With this goal, faults that occurred or activated in a specified stress field are distinguished from the fault network.

In addition to the paragenesis principle applied to reveal fault zones and the evolution-in-time principle used to reveal stages of structure formation, the method of specialized mapping employs statistical methods of data collection and processing, and its application is consistent and computerized through all the work stages. It provides for solution of problems dealing with 'blank' fracturing with account of seemingly chaotic fracture patterns, local initial observations, uncertainties of age relations, impacts of structural and material inhomogeneities, and long timelines of statistical data collection and processing. In view of the above, specialized mapping can be proposed as one of the most efficient methods of studying the fault structure of the Earth's crust.

Part 2 will describe cases of application of the proposed method to map fault zones and to identify fault types and stress fields varying in ages in the regions of faulting, including areas wherein rocks are poorly outcropped. The main results of application of the proposed method of specialized mapping is schematic maps of fault zones, showing the fault zones that were active at various stages of formation of the structure under study. Such maps can be used as a basis for finding solutions to the main problems of endo- and exogeodynamics as well as for assurance of structural control over mineral deposits associated with faulting.

Key words: fracture, fault zone, stress field, rank, structural mapping, paragenesis of fractures, stages of faulting.

Recommended by K.G. Levi

Citation: Seminsky K.Zh. 2014. Specialized mapping of crustal fault zones. Part 1: Basic theoretical concepts and principles. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (2), 445–467. doi:10.5800/GT-2014-5-2-0136.

СПЕЦКАРТИРОВАНИЕ РАЗЛОМНЫХ ЗОН ЗЕМНОЙ КОРЫ. СТАТЬЯ 1: ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ И ПРИНЦИПЫ

К. Ж. Семинский

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация: В итоге многолетних исследований сетей «немых» (без видимых смещений) трещин в зонах скальвания получил полную методическую завершенность метод картирования разломной структуры и полей напряжений, базирующийся на парагенетическом анализе массовых замеров повсеместно распространенной трещиноватости. Он назван спецкартированием, во-первых, вследствие его специальной структурной направленности в отличие от традиционного геологического картирования природных регионов и, во-вторых, из-за специфики подхода с использованием трещин в качестве исходного звена для расшифровки разломно-блоковой структуры природных регионов. Данная статья (№ 1) посвящена теоретическим основам и принципам спецкартирования. Статья № 2 готовится к опубликованию в одном из следующих номеров журнала и будет содержать описание этапов практической реализации метода на конкретных примерах.

Спецкартирование по общим принципам организации подобно другим методам, в основе которых лежит структурно-парагенетический анализ, но отличается от них типами парагенезисов, принимаемых в качестве исходных для выявления разломных зон земной коры. Они представляют результат постадийного разломообразования (рис. 2, 7), в процессе которого в зоне скальвания происходит закономерная смена полей напряжений 2-го порядка. Обобщение экспериментальных и природных данных показало, что полный парагенезис разрывов зоны скальвания разломного типа состоит из магистрального смесятеля (разлом 1-го порядка) и семи направлений разломов 2-го порядка: R , R' , n , n' , t , t' и T -типа (рис. 4, 8). Каждому из этих направлений на трещинном уровне соответствует парагенезис из трех примерно перпендикулярных систем опережающих разрывов (рис. 1). Его основу составляют два классических направления сопряженных трещин, одно из которых совпадает с положением разломного смесятеля (рис. 3). Поскольку сдвиги, взбросы и сбросы в механическом отношении подобны (формируются при скальвании), эталонные наборы разрывных систем для зон их влияния являются членами представленного выше обобщенного парагенезиса разломов и трещин, ориентированного в пространстве так, чтобы его положение и характер подвижек по Y -сколам соответствовали правому или левому сдвигам, а также сбросам или взбросам с разными углами падения. Подобный подход позволил составить эталонные круговые диаграммы (трафареты), каждая из которых представляет полный набор разрывных систем для всех основных типов разломных зон (рис. 6). Эти трафареты используются в спецкартировании для сопоставления с диаграммами массовых замеров трещин, соответствующих точкам структурных наблюдений на изучаемом участке земной коры. Полученные в результате данной операции локальные решения о присутствии в пункте наблюдения разломной зоны определенного типа и пространственной ориентировке выносятся в соответствующем месте на схему территории, после чего по точкам с однотипными парагенезисами отстраиваются границы разломных зон.

Кроме составленной таким способом схемы разломной структуры спецкартирование дает возможность установить типы полей напряжений, в которых на отдельных этапах формировались или активизировались ее отдельные элементы. Для этого проводится поранговый анализ выделенных разломных зон, на первом этапе которого все первоначально полученные локальные решения сопоставляются по типу и ориентации с членами идеализированного парагенезиса разломов 2-го порядка, соответствующего сдвигу, взбросу (надвигу) или сбросу (рис. 8). Выявленные в итоге данной процедуры решения о наличии разнотипных разломных зон более крупного ранга соответствуют региональному уровню поля напряжений, существовавшему в истории развития изучаемого участка земной коры. Эти региональные решения используются в качестве основы для следующей итерации с идеализированными парагенезисами разломов, пока не будет исчерпана возможность объединения разломных зон в рамках сети какого-либо определенного типа. Несколько (обычно 3-4) оставшихся решений об ориентировке разломной зоны и динамической обстановке ее формирования отражают самый низкий (региональный или геоструктурный) уровень процесса дест-

рукции в регионе. Они не могут развиваться в одно время и, таким образом, соответствуют разным этапам разломообразования, проявившимся на изучаемой территории. Эти этапы располагаются в эволюционной последовательности, согласно возрастным оценкам, сделанным по косвенным (статистическая информация о частоте встречаемости и угловых соотношениях разрывных систем) или прямым (априорная информация) признакам. В заключение спецкартирования обратным ходом осуществляется составление схем разломных зон для каждого их главных этапов формирования структуры. Для этого из общей сети выделяются те дизьюнктивы, которые возникли или активизировались в соответствующем поле напряжений.

Парагенетический принцип, применяющийся для выделения на местности разломных зон, и эволюционный принцип, используемый для определения этапности формирования структуры, дополняются при спецкартировании статистическим подходом к сбору и обработке информации, формализованностью и единобразием основных операций метода, а также использованием компьютерных средств на всех этапах работы. Это позволяет успешно решать проблемы, связанные с изучением «немой» трещиноватости (кажущаяся хаотичность, локальность первичных наблюдений, неопределенность возрастных взаимоотношений, влияние структурно-вещественных неоднородностей, времяемкость сбора и обработки статистической информации), что выводит спецкартирование в разряд наиболее эффективных методов исследования разломной структуры земной коры. В следующей статье будет показано, что даже в слабообнаженных регионах реализация метода позволяет откартировать разломные зоны, установить их типы и разновозрастные поля напряжений, в которых происходило разломообразование. Главным итогом спецкартирования являются схемы разломных зон, активных на отдельных этапах формирования структуры и представляющих основу для решения ключевых вопросов эндо- и экзогеодинамики, а также структурного контроля месторождений, связанных с разломами.

Ключевые слова: трещина, разломная зона, поле напряжений, ранг, структурное картирование, парагенезис разрывов, стадийность разломообразования.

1. ВВЕДЕНИЕ

Картирование разломной структуры земной коры представляет основу для решения разнотипных прикладных и теоретических задач и в этом качестве остается одним из наиболее востребованных видов геологических исследований. Несмотря на интенсивно развивающиеся методы дистанционного, геофизического и других разновидностей зондирования земной коры, полевые геолого-структурные наблюдения продолжают считаться главными для прямого документирования тектонической структуры. При этом не все ее элементы в силу комплекса объективных причин являются равноценными в плане информативности и возможности фиксирования в натурных условиях. Так, из разрывов только трещины присутствуют повсеместно, что позволяет для каждого коренного выхода горных пород получать сведения о структуре, которые в стандартном случае сопоставимы по объему и значимости с данными по веществу. Именно поэтому важность исследования трещиноватости горных массивов всегда подчеркивалась в руководствах по структурной геологии и геологическому картированию [Smekhov, 1969; Kupran, 1978; Mikhailov, 1984; Belousov, 1985].

Вместе с тем, в последние десятилетия XX в. исследования «немой» трещиноватости при картировании разломной структуры и реконструкции полей напряжений стали существенно уступать наблюдениям за разрывами с признаками перемещений на плоскостях (штрихи, борозды скольжения). Проведению широкомасштабных исследований повсеместно распро-

страненной трещиноватости до последнего времени препятствовали большие временные и трудоемкость работ, а также отсутствие таких приемов и способов исследования, которые бы позволяли получать полезную информацию по разломной структуре практически в каждом коренном выходе. С начала текущего века поисковые исследования «немой» трещиноватости интенсифицировались за рубежом в связи с необходимостью разработки более точных способов оценки проницаемости пород, что имеет практическое значение в связи с разведкой месторождений углеводородного сырья. Однако подобного типа детальные исследования, как правило, ограничиваются небольшими участками или даже отдельными обнажениями горных пород [Cello et al., 2000; Schulz, Evans, 2000; Billi et al., 2003; Agosta et al., 2010; Caine et al., 2010; Guerriero et al., 2010]. На современном этапе вследствие прогресса компьютерных технологий и достижений полевой тектонофизики появилась возможность на качественно новом уровне картировать структуру природных регионов, основываясь на анализе «немой» трещиноватости.

В предлагаемой работе представлен формализованный метод картирования разломной структуры и полей напряжений земной коры, базирующийся на парагенетическом анализе массовых замеров повсеместно распространенной трещиноватости и использовании тектонофизических закономерностей формирования разрывных сетей в регионах, испытавших тектоническое воздействие. Метод назван *спецкартированием*, во-первых, вследствие его специальной структурной направленности в отличие от традиционного геологического картирования природных регионов и, во-вторых,

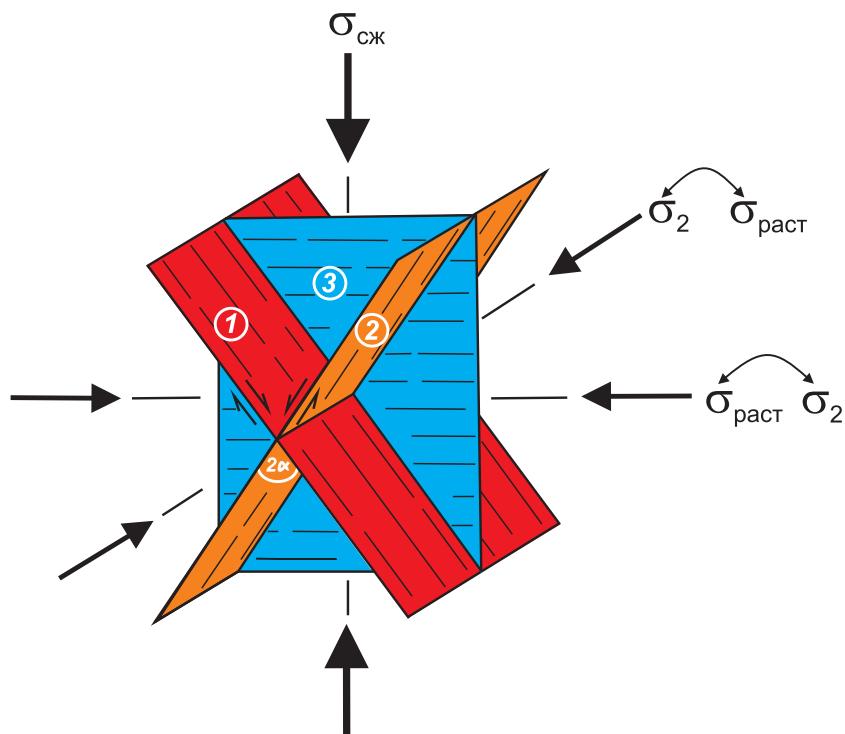


Рис. 1. Парагенезис из трех систем трещин, формирующийся в разломной зоне при переиндексации осей главных нормальных напряжений, которая имеет место в локальном объеме горных пород при осесимметрическом сжатии.

Жирными двусторонними стрелками обозначено направление действия существенно преобладающего по величине главного нормально-го сжимающего напряжения ($\sigma_{сж}$). Тонкие двусторонние стрелки – направление действия близких по величинам промежуточного (σ_2) и наименьшего сжимающего ($\sigma_{расм}$) главных нормальных напряжений, меняющихся местами при переиндексации (дуговообразная стрелка). 1–2 – главная (1) и второстепенная (2) системы трещин, представляющие классическую пару сопряженных сколов (односторонние стрелки – направления скольжения); 3 – дополнительная скол-отрывная система трещин, перпендикулярная к системам 1 и 2; α – угол между осью сжатия и системой разрывов скола.

Fig. 1. A paragenesis containing three systems of fractures. It developed in the fault zone in case of re-indexation of axes of main normal stresses, which takes place in a local rock volume under axis-symmetrical compression.

Thick twin arrows show directions of the considerably dominating main normal stress of compression ($\sigma_{сж}$). Thin twin arrows show directions of the transitional (σ_2) and minimal compression ($\sigma_{расм}$) main normal stresses that interchange in case of re-indexation (arc-shaped arrow). 1–2 – main (1) and secondary (2) systems of fractures representing a classical pair of conjugated shear fractures, (arrows show slip directions); 3 – auxiliary shear-detachment system of fractures which is perpendicular to systems 1 and 2; α – angle between the compression axis and the system of shear fractures.

из-за специфики подхода с использованием трещин в качестве исходного звена для расшифровки разломно-блоковой структуры природных регионов.

Первый вариант спецкартирования в виде достаточно формализованной методики был представлен в двух статьях [Seminsky, 1994, 2005] и базировался на выявлении и анализе площадного распределения троек примерно перпендикулярных систем трещин (рис. 1), которые составляют локальные разрывные сети в разломных зонах, формирующихся при скальвании. Основу трещинного парагенезиса представляют два классических направления сопряженных сколов, используемых в известных российских и зарубежных методиках для восстановления осей главных нормальных напряжений. Третья, нетрадиционно выделяемая, система разрывов перпендикулярна к двум первым и образуется вслед за ними в условиях существенно упру-

гого поведения породного массива ввиду переиндексации осей напряжений в процессе разрывообразования. Переиндексация происходит при напряженном состоянии, близком к осесимметрическому, которое имеет место при формировании большинства природных зон скальвания в верхней (но не близповерхностной) части коры. Эффективность использования тройственных парагенезисов в исследовании структуры земной коры доказали результаты применения первого варианта спецкартирования в регионах с разным типом тектонической активности [Sherman *et al.*, 1991, 1992, 1994; Seminsky, 1994, 2003, 2005]. Метод позволил на основе анализа площадного распределения разнотипных троек систем трещин определять местоположение и границы разломных зон, условия их образования (сжатие, растяжение или сдвиг) и некоторые особенности внутреннего строения.

Вместе с тем, опыт спецкартирования потребовал усовершенствования метода в связи с получением дополнительной информации о специфическом строении сетей приразломных трещин. Было установлено, что вблизи крупных разломных сместьителей ширина полосы распространения связанного с каждым из них тройственного парагенезиса составляет несколько километров, но трещинные сети, представленные только одним этим главным парагенезисом, встречаются в такой зоне достаточно редко. Трещиноватость большинства коренных выходов имеет знакомый исследователю внешне хаотический вид. Это обусловлено изменением напряженного состояния в массиве, что приводит к наложению трех троек систем трещин и более. Поскольку эволюция разрывов 2-го порядка в зонах скальвания происходит согласно известным тектонофизическим закономерностям, были разработаны идеализированные образцы трещинных сетей в разнотипных разломных зонах земной коры (в виде эталонных круговых диаграмм с полным набором парагенетически связанных систем трещин). Это существенно упростило процедуру обработки наиболее сложных по строению круговых диаграмм трещиноватости с хаотичным распределением многочисленных неконтрастных максимумов за счет их сравнения с эталонами. Кроме того, открылась возможность устанавливать происхождение большинства направлений трещиноватости, составляющих хаотические сети вблизи разломных сместьителей.

Важнейшим дополнительным преимуществом подобного анализа, представленного в серии последовавших публикаций [Seminsky *et al.*, 2005; Seminsky, Burzunova, 2007; Burzunova, 2011], является возможность установить поле напряжений и, соответственно, тип зоны скальвания 1-го порядка, в которой происходило формирование трещинной сети конкретного обнажения горных пород. Это позволяет перейти через трещиноватость к структурам разломного ранга с трасированием зон их влияния на местности, определением морфогенетического типа и набора динамических обстановок 2-го порядка. Данная возможность была реализована на примере анализа трещинных сетей в кайнозойских осадках Байкальского рифта и заключалась в разработке формализованных путей перехода от локальных структур и соответствующих им стрессензоров к полям напряжений и дизъюнктивам регионального уровня иерархии [Seminsky, Cheremnykh, 2011].

Таким образом, в итоге более чем двадцатилетнего периода исследований закономерностей ориентации и распределения «немых» трещин в зонах действия скальвающих напряжений метод спецкартирования разломной структуры земной коры на основе парагенетического анализа массовых замеров трещиноватости получил полную методическую завершенность. В настоящее время при наличии достаточного количества точек измерения трещин он позволяет откартировать

локальные и региональные разломные зоны, установить их типы и разновозрастные поля напряжений, в которых происходило разломообразование в пределах изучаемого участка земной коры. Для удобства применения метода при выявлении разломной структуры тектонически активных регионов, районов локализации рудных месторождений или участков их разработки мы представляем его в полном объеме в двух последовательных публикациях. Данная статья посвящена теоретическим основам и принципам спецкартирования. Вторая статья готовится к публикации и будет содержать описание этапов практической реализации метода на конкретных примерах.

2. Основы спецкартирования

Фактический материал, получаемый в результате измерений повсеместно распространенной «немой» трещиноватости, дает возможность непосредственно в поле или после первичной обработки (построения диаграмм, графиков и пр.) получить информацию о двух главных характеристиках разрывной структуры. Это ориентировка разломов в пространстве и частота их встречаемости, которые при массовых наблюдениях получают численное выражение. Первая из характеристик позволяет посредством парагенетического анализа установить тип разломной зоны и соответствующее ему поле напряжений, а вторая – сделать заключение об интенсивности и длительности воздействия данного поля на изучаемый участок земной коры. Спецкартирование основывается главным образом на анализе параметров, связанных с этими двумя характеристиками, которые рассматриваются ниже в отдельных разделах сразу после описания ключевых понятий и терминов.

2.1. ПОНЯТИЙНАЯ БАЗА

Терминологические основы спецкартирования состоят из комплекса взаимосвязанных понятий, принятых в тектонофизике [Anderson, 1951; Gzovsky, 1963; Stoyanov, 1977; Sherman, 1977; Chernyshev, 1983; Sherman *et al.*, 1983, 1991; Hancock, 1985; Rastsvetaev, 1987; Mandl, 1988; Sylvester, 1988; Luk'yanov, 1991; Nicolas, 1987; Twiss, Moores, 1992; Kearey, 1993; Ruzhich, 1997; Park, 1997; Sibson, 1998], которые частично получили новую смысловую окраску в ходе становления метода [Seminsky, 2003, 2005]. Ключевым является представление об «области динамического влияния разлома», под которой С.И. Шерман, С.А. Борняков и В.Ю. Буддо понимают «...часть окружающего разлом во всех трех измерениях пространства, на котором проявляются остаточные (пластические или разрывные) и упругие следы деформаций, вызванные формированием разлома и подвижками по нему» [Sherman *et al.*, 1983] (с. 9). В свете данного определе-

ния разлом как полоса тектонитов, картируемая при традиционной геологической съемке, составляет по объему небольшую часть рассматриваемой области, которая отличается от вмещающих пород упорядоченной системой дислокаций хрупкого типа. Поскольку не все стороны областей влияния разломов, отмеченные в определении, в одинаковой степени доступны для изучения, мы вслед за геологами-практиками будем использовать термин «зона», подчеркивая тем самым, что в большинстве случаев объектом картирования является плоский срез области динамического влияния разлома. Кроме того, за границей наших исследований остаются упругие деформации, что сужает геометрические размеры зоны влияния разлома, но позволяет акцентировать внимание на разрывах как длительно развивающихся структурных элементах.

Главным элементом внутренней структуры разломной зоны является магистральный сместьель – разрывное нарушение, единая поверхность которого рассекает деформируемый объем полностью. Это разлом в узком понимании данного термина, являющийся в зоне разрывом 1-го порядка. К разрывам 2-го порядка относятся нарушения, в возникновении и развитии которых определяющее значение играет упомянутый выше структурный элемент более низкого (1-го) порядка. Таким образом, понятие «порядок» в данном случае содержит определенный генетический смысл, тогда как «ранг» – только масштабная характеристика. Ранги разрывов соотносятся с иерархическими уровнями поля напряжений и делимости литосферы, из которых в рассматриваемом аспекте наибольшего внимания заслуживают локальный, региональный и геоструктурный. На этих уровнях функционируют разноранговые трещины, разломы и разломные системы, которые отличаются количественно: поверхности механического разрушения размерами 0.1–100.0 м и/или амплитудой смещения – 0.1–100.0 мм являются трещинами, более крупные разрывные нарушения – разломами, а дизъюнктивные структуры литосферного масштаба – разломными системами. Объединяя порядковые и масштабные характеристики разрывных структур, ограничивающих рассматриваемый при спецкартировании класс разломов, имеет смысл выделять мелкие разломные зоны локального уровня, для которых разрывами 2-го порядка являются трещины, а также крупные региональные разломы, представляющие 2-й порядок в разломной системе.

Внутреннее строение разломной зоны определяется существованием структурного парагенезиса, под которым в данном случае понимается совокупность систем разрывов (2-го порядка), образовавшихся в одной динамической обстановке (поле напряжений 1-го порядка) и составляющих в плане единый линейно вытянутый участок коры. Метод спецкартирования разломных зон по своей сути является структурно-парагенетическим, так как в каждом коренном выходе предметом массовых полевых наблюдений могут быть только

трещины без признаков скольжения. Разрывы со смещениями, как и другие признаки присутствия разломов (разнотипные тектониты), используются для получения уникальной, но (в силу ограниченной распространенности таких признаков) вспомогательной информации. Она может быть получена вследствие применения традиционных способов картирования разломов и кинематических методов реконструкции стресс-тензоров [Gushchenko, 1979; Parfenov, 1984; Ramsay, Huber, 1987; Reches, 1987; Angelier, 1989; Gephart, 1990; Rodygain, 1991; Rebetsky, 2007]. В структурно-парагенетическом подходе к интерпретации полевых данных, взятом за основу для спецкартирования, положения разрывных систем и осей главных нормальных напряжений взаимосвязаны. Это позволяет при описании метода оперировать главным образом парагенезисами, подразумевая, что каждому из них соответствует определенное поле напряжений.

2.2. ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНО-ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА РАЗЛОМНЫХ ЗОН

Структурно-парагенетическим методам определения типов разломов и реконструкции напряженного состояния породных массивов посвящена обширная литература [Danilovich, 1961; Burtman *et al.*, 1963; Gzovsky, 1963; Luk'yanov, 1965; Harding, 1974; Bondarenko, 1976; Stoyanov, 1977; Sherman, 1977; Utkin, 1980; Hancock, 1985; Rastsvetaev, 1987; Sylvester, 1988; Cassas *et al.*, 1990; Gibbs, 1990; Sim, 1991; Twiss, Moores, 1992; Kopp, 1997; Ruzhich, 1997; Structural parageneses..., 1997; Trifonov, 1983; 1999; и мн. др.], включая и обобщающие работы [Sylvester, 1984; Gintov, Isai, 1988; Sherman, Dneprovsky, 1989; McClay, 1991; Nikolaev, 1992]. При общности подхода к анализу принципиальные отличия его разновидностей у отдельных авторов связаны главным образом с различием вида парагенезиса, который выделяется на базе опыта исследований той или иной динамической обстановки. Парагенезисы, принятые в качестве исходных для спецкартирования, были выявлены в ходе исследований разломных зон в натурных и экспериментальных условиях [Seminsky, 2003]. Тектонофизические закономерности разломообразования, полученные при этом, представлены ниже и составляют теоретическую основу спецкартирования. Они отражают наиболее общие условия протекания процесса деструкции в верхней коре, что позволяет использовать метод спецкартирования в большинстве природных ситуаций, ориентируясь на массовый сбор фактического материала.

Как и для всех реальных физических тел, поведение любого объема земной коры под нагрузкой, когда он после приобретения остаточной деформации разрушается с образованием разлома, характеризуется как упругопластическое с упрочнением и ослаблением (рис. 2). То есть разрушение наступает только в ре-

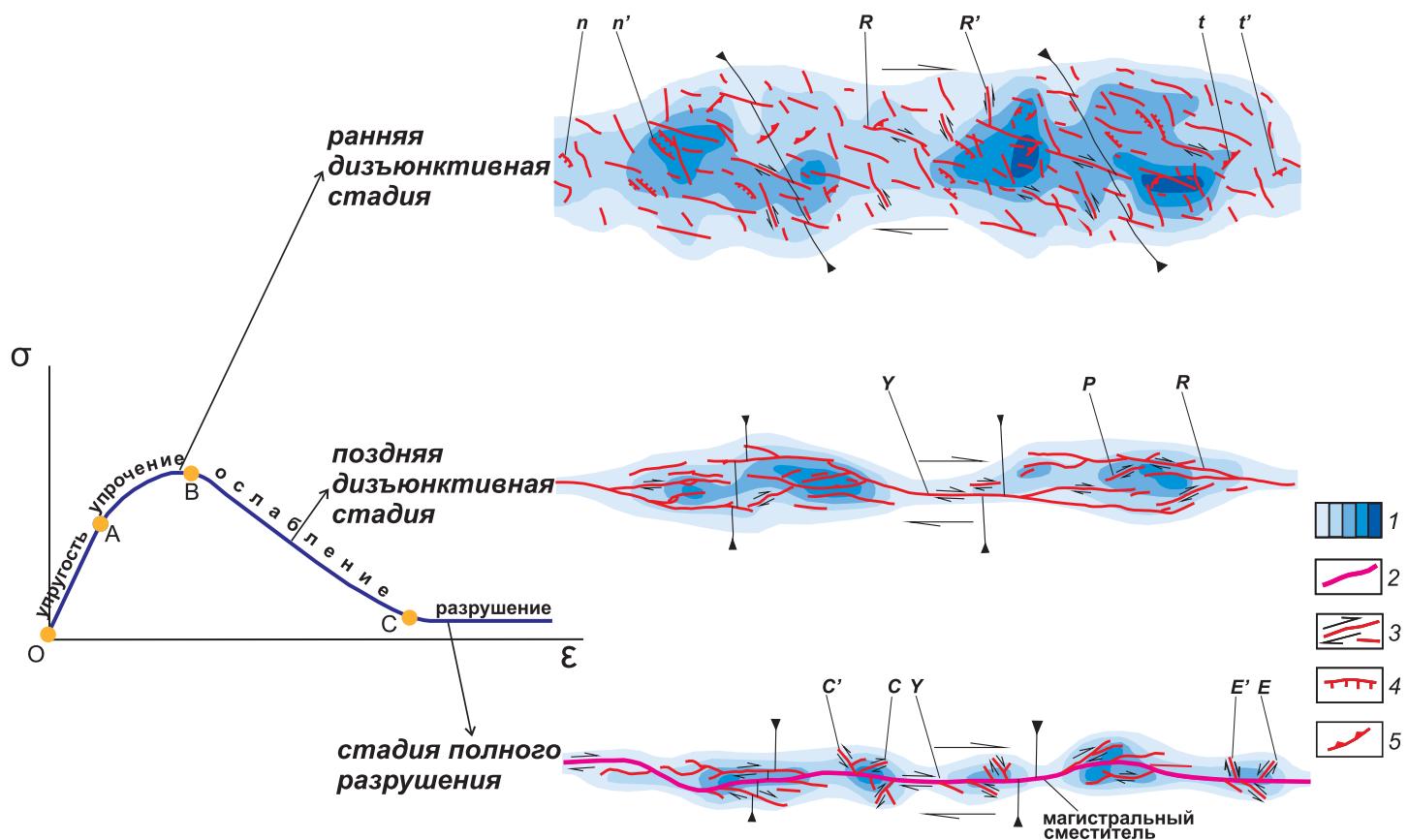


Рис. 2. Принципиальная схема формирования внутренней структуры разломной зоны (на примере правого сдвига).

Главные стадии разрывообразования соответствуют трем характерным отрезкам на кривой «нагрузка (σ) – деформация (ε)». Латинскими буквами на схемах показаны разнотипные разрывы 2-го порядка, опережающие (R' , R , n , n' , t , t' , P) и оперяющие (на участках сжатия – C' , C и растяжения – E' , E) магистральный смеcтитель 1-го порядка (Y). 1 – участки с различным количеством разрывов в единице пло-щади; 2 – магистральный смеcтитель (разрыв 1-го порядка); 3–5 – сдвиги (3), сбросы (4) и надвиги (5) 2-го порядка.

Fig. 2. The principal scheme of formation of the internal structure of the fault zone (as exemplified by the right-side strike-slip fault).

Main stages of faulting correspond to three segments of the ‘load (σ) vs deformation (ε)’ curve. Latin letters mark various types of fractures of the 2nd order, including early (R' , R , n , n' , t , and P) and feathering (on sites of compression – C' , C , and extension – E' , E), and the main fault of the 1st order (Y). 1 – sites with various quantities of fractures per square unit; 2 – main fault plane (fracture of the 1st order); 3–5 – strike-slip faults (3), normal faults (4) and thrusts (5) of the 2nd order.

зультате последовательной смены во времени состояний упругости, упрочнения, а затем ослабления, для которого характерна локализация деформации во все более и более узкой зоне. Разрывообразование происходит при упрочнении и ослаблении субстрата путем возникновения мелких нарушений, их объединения в разрывы более крупного ранга вплоть до возникновения единого магистрального смеcтителя, разрушающего весь нагруженный объем. Существует три дизъюнктивные стадии формирования разлома, в течение которых состояние внутренней структуры в зоне его динамического влияния отличается кардинальным образом и отвечает, соответственно, упрочнению, ослаблению и разрушению.

На ранней дизъюнктивной стадии имеет место широкая зона сравнительно мелких опережающих раз-

рывов (рис. 2), которую в геологической практике обычно называют зоной повышенной трещиноватости, зоной скрытого разлома и пр. На поздней дизъюнктивной стадии разлом выражен существенно меньшей по размерам зоной распространения активных опережающих разрывов, представленных небольшими фрагментами магистрального смеcтителя, между которыми имеют место интенсивно нарушенные широкие области их взаимодействия (рис. 2). Разлом на дизъюнктивной стадии полного разрушения в качестве активных разрывов представлен единым магистральным смеcтителем и крупными оперяющими нарушениями, причем разрушение деформируемого объема в данном случае является полным лишь с механической точки зрения, так как два обособленных блока контактируют друг с другом по достаточно мощной

зоне тектонитов (рис. 2). Как следствие, зона полностью сформировавшегося разлома за счет постоянной локализации деформации и наложения структур разных стадий имеет поперечно-зональное строение, в котором по направлению от оси к крыльям происходит смена участков (подзон), соответствующих стадии полного разрушения, ранней и поздней дислокативным стадиям.

Конкретные формы структурообразования в зоне разлома зависят от типа нагружения, скорости деформации, реологических характеристик среды, размеров деформируемого объема. Это, казалось бы, должно обеспечить существование в реальных условиях множества различных парагенезисов, делая структурно-парагенетический анализ малоэффективным. Однако ситуацию упрощает то, что в механическом отношении разломные зоны подобны. Независимо от ориентировки и направления движения блоков деформация субстрата в их пределах происходит по типу скальвания, которое для доминирующих в земной коре условий всестороннего сжатия характеризуется наличием небольшого транспрессивного эффекта. Это с учетом представленной выше стадийности разломообразования определяет состав структурного парагенезиса на качественном уровне. Однако перечисленные в начале абзаца факторы контролируют реологическое поведение субстрата в разломной зоне, что определяет количественные характеристики парагенезиса, включая и угловые соотношения между его элементами. Таким образом, при описании состава парагенезиса разрывов 2-го порядка в разломной зоне как основы спецкартирования вначале он будет рассматриваться для мелких тектонических нарушений, а затем – для более крупных дислокативов.

По сравнению с крупными, мелкие разломы развиваются при менее податливом поведении субстрата. Это приводит к значительному сокращению продолжительности поздней дислокативной стадии развития разломной зоны и существенному упрощению ее внутренней структуры. Она в общем случае представлена лишь системами опережающих трещин, которые развиваются на ранней стадии, а затем частично активизируются на стадии полного разрушения как разрывы, оперяющие магистральный сместьель на участках с особыми условиями трения (изгибы и пр.). В зависимости от сложности напряженно-деформированного состояния для разломных зон выделяются парагенезисы из двух (классических) и более систем трещин [Danilovich, 1961; Gzovsky, 1963; Reches, 1978; Rastsvetaev, 1987; Guiraud et al., 1989; Nikolaev, 1992]. Наши целенаправленные исследования в данной области позволили установить, что в горных породах, подвергнутых воздействию внешних сил, наиболее распространен парагенезис из трех примерно перпендикулярных друг другу систем трещин [Seminsky, 1994, 2003], который формируется следующим образом.

В зонах разломов небольшие объемы земной коры,

находящиеся в условиях трехосного сжатия, вначале разрушаются с образованием двух сопряженных систем трещин – опережающих сколов Риделя. По данным массовых целенаправленных измерений, вблизи разломных сместьелей среднее значение двугранного угла при оси сжатия для классической пары сопряженных трещин равно примерно 80° , так как в верхней коре угол скальвания (α), составляя в момент их возникновения $\approx 35^\circ$, «пассивно» увеличивается в ходе последующей деформации до 45° и более. После возникновения сколовых систем трещин в условиях характерного для разломных зон транспрессивного скальвания (с боковым сжатием), когда напряженное состояние массива близко к осесимметрическому с примерным равенством абсолютных значений двух главных нормальных напряжений (в данном случае $\sigma_{\text{раст.}}$ и σ_2), происходит их переиндексация – изменение величин при сохранении направлений действия (см. рис. 1). Резкое (при существенно упругом поведении горного массива) падение напряжений приводит к формированию в этом новом поле напряжений не двух сколовых, а одной отрывной системы трещин, которая перпендикулярна обоим образовавшимся ранее направлениям сколов. Процесс продолжается в виде циклов, когда накапливающиеся в разломной зоне напряжения частично снимаются за счет подвижек по сети уже возникших трещин. При этом характер перемещений по разрывам третьей системы будет не раздвиговым (как в момент возникновения), а сколовым, так как их ориентация совпадает с направлением транспортировки вещества при подвижках по нарушениям двух первых систем. Двойственная (скол-отрыв) природа третьей системы трещин, которая зачастую подтверждена наличием (иногда у одних и тех же разрывов) вещественного заполнителя и штрихов скольжения, отражает специфику последовательного (стадийного) формирования парагенезиса.

Тройки примерно перпендикулярных систем трещин, образующиеся в наиболее часто встречающемся случае переиндексации осей напряжений, составляют основу разрывной сети в зонах мелких тектонических нарушений, закономерно отличаясь по ориентировке для разломов разного морфогенетического типа (рис. 3). Вблизи сместьелей с перемещением крыльев по падению (сбросы, взбросы, надвиги) главная (наибольшей густоты) и второстепенная системы трещин параллельны в плане разлому, но падают в противоположные стороны. У сдвигов это две системы субвертикальных разрывов, одна из которых также совпадает с простираем разломной зоны. Третья – дополнительная – система трещин у сдвигов субгоризонтальна, а у сбросов (как крутых, так и пологих) и взбросов (надвигов) субвертикальна при поперечном в плане положении к двум первым системам. Таким образом, зоны сдвигов с одной стороны, а зоны взбросов (надвигов) и сбросов – с другой достаточно четко отличаемы друг от друга по общей ориентировке в пространстве трой-

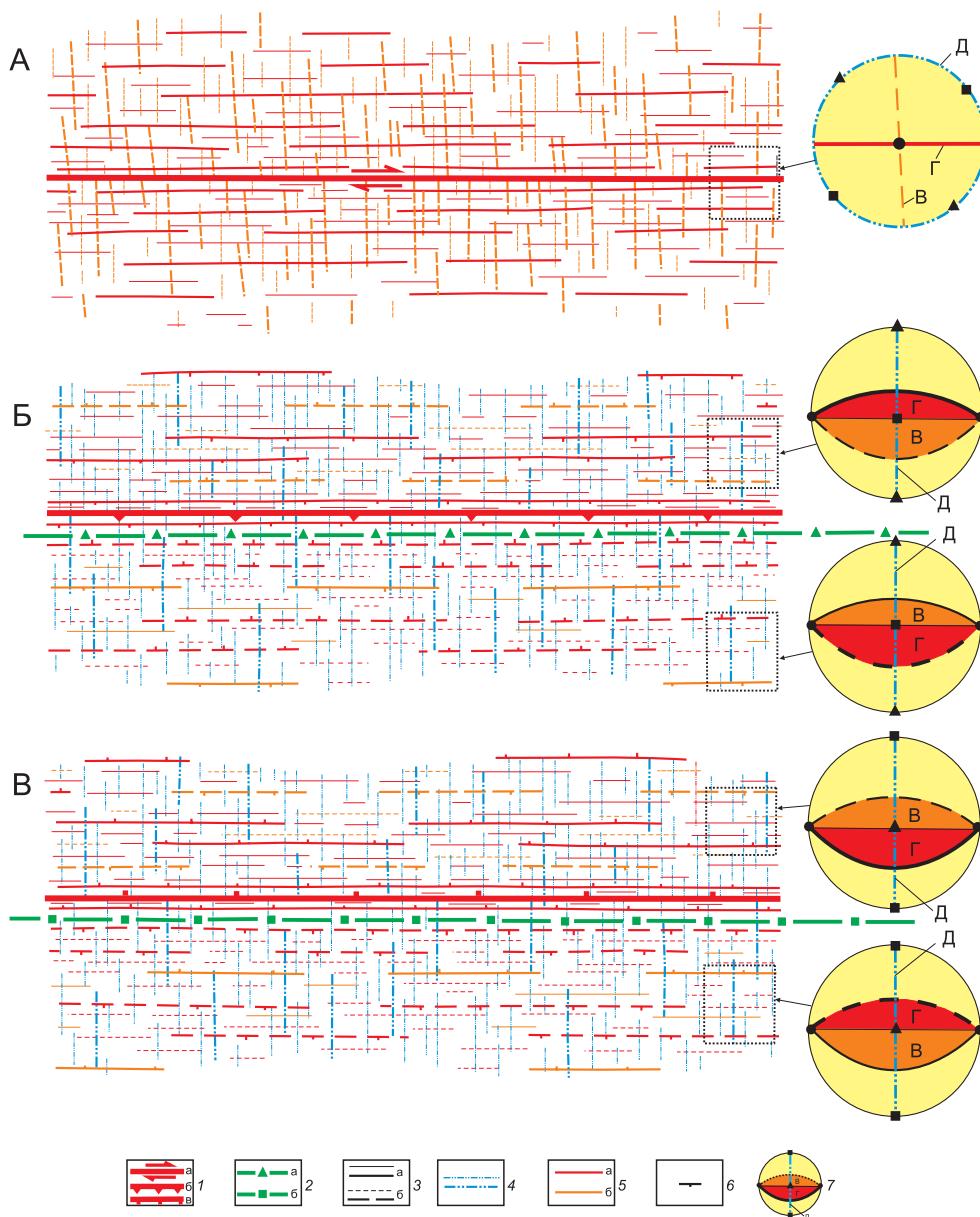


Рис. 3. Принципиальные схемы (план) внутренней структуры небольших правосдвиговой (A), взбросовой (Б) и сбросовой (В) разломных зон, основу каждой из которых составляет парагенезис из трех примерно перпендикулярных друг другу систем трещин.

1 – магистральный сдвиговой (а), взбросовой (б) или сбросовой (в) разломных зон; 2 – ось, разделяющая подзоны с противоположным падением главной системы трещин тройственного парагенезиса у взбросовой (а) и сбросовой (б) разломных зон; 3 – мелкая или более крупная трещина, принадлежащая к одной (а) или ко второй (б) из двух сопряженных систем трещин скола в тройственном парагенезисе; 4 – мелкая или более крупная трещина, принадлежащая к дополнительной системе тройственного парагенезиса; 5 – системы сколовых трещин, являющиеся в зависимости от интенсивности проявления на площадке наблюдения главной или второстепенной в тройственном парагенезисе; 6 – направление падения у крупных трещин; 7 – круговая диаграмма, на которой для произвольно выбранных участков разломной зоны (оконтурыены точками) отражено поле напряжений (квадрат – σ_{pasc} ; кружок – σ_2 ; треугольник – σ_{cyc}), а также пространственное положение образовавшегося в нем парагенезиса из трех примерно перпендикулярных систем трещин (Г – главная, В – второстепенная, Δ – дополнительная).

Fig. 3. Principal schemes of the internal structure of small-size right-lateral strike-slip (A), reverse (Б) and normal (Б) fault zones. Each of them is based on a paragenesis including three systems of fractures which are nearly perpendicular to each other.

1 – main fault plane of strike-slip (a), reverse (б) and normal (в) fault zones; 2 – axis separating sub-zones with opposite strike of the main system of fractures with the triple paragenesis for the reverse (a) and normal (б) fault zones; 3 – small or larger fracture that belongs to one of the systems conjugated shear fractures (a or б) in the triple paragenesis; 4 – small or larger fracture that belongs to an additional system in the triple paragenesis; 5 – systems of shear fractures that function as either the main or secondary systems in the triple paragenesis, depending on intensity of their manifestation on the monitoring site; 6 – dip directions of large fractures; 7 – circle diagram of a randomly chosen site in the fault zone (dots show boundaries) which shows the stress field (box – σ_{pasc} ; circle – σ_2 ; triangle – σ_{cyc}), and spatial location of its paragenesis including three systems of fractures which are nearly perpendicular to each other (Г – main, В – secondary, Δ – auxiliary).

ственного парагенезиса, составляющего их внутреннюю структуру. Идентификация разломов, формирующихся в условиях сжатия (надвиги, взбросы) и растяжения (сбросы), возможна по зональности внутреннего строения (рис. 3, *B*, *B*). Зоны их влияния разделены в поперечном направлении на две части, характеризующиеся противоположными азимутами падения главной системы трещин тройственного парагенезиса: у разломов, связанных со сжатием, трещины главной системы в разных подзонах «падают» от периферии к центру, а у сбросов – от центра к периферии.

Тройки взаимно ортогональных разрывных систем по встречаемости резко преобладают над другими известными парагенезисами трещин (конусы, пояса, пирамиды и т.д.), условия образования которых специфичны и имеют место в ограниченном круге природных ситуаций. Кроме того, при многоэтапных подвижках в разломной зоне имеет место «механическое» наложение разноориентированных троек с образованием сложных трещинных сетей. Все это дает основание использовать тройственные парагенезисы в качестве первичной основы для парагенетического анализа при спецкартировании, особенностями которого являются массовый характер и единообразие измерений трещин в пределах каждого обнажения горных пород.

При переходе от уровня трещиноватости к разломам меняется характер реологического поведения субстрата в сторону его большей пластичности. Для разломных зон это приводит к усложнению парагенезиса вторичных разрывов, в качестве которых выступают уже не трещины, а мелкие разломы. Это усложнение в какой-то мере связано с увеличением продолжительности поздней дизъюнктивной стадии развития разломной зоны, но в большей степени – со спецификой динамики поля напряжений на ранней стадии, приводящей к увеличению количества систем опережающих разрывов. Так, переиндексация осей напряжений, реализующаяся в зоне при деформации транспрессивного скальвания, приводит к формированию не одной отрывной, а пары сопряженных сколовых систем (рис. 2; 4, *A*, *B*). Это разломы, положение которых, согласно данным большинства исследователей (см. раздел 2.1), определяется углом 55° между осевой линией зоны и осью сжатия (следствие транспрессии), а также углом скальвания, равным ≈30°. После формирования разломов 1-й серии, которыми являются сколы Риделя (*R* и *R* на рис. 4, *B-1*), могут образовываться сколы 2-й серии (*n'* и *n* на рис. 4, *B-2*) или сколы 3-й серии (*t'* и *t* на рис. 4, *B-3*), соответствующие всем возможным вариантам индексации осей напряжений. Исключение составляет лишь случай переиндексации осей $\sigma_{\text{сж}}$ и $\sigma_{\text{раст}}$, реализации которого (и, следовательно, изменению типа подвижек в зоне на противоположный) препятствует действие внешних сил.

Шесть перечисленных выше систем разрывов доминируют в парагенезисе разрывов 2-го порядка, так

как представляют широкую зону ранней стадии развития разлома. После достижения предела прочности в нагруженном объеме начинается процесс локализации деформации, который осуществляется на поздней стадии развития зоны посредством удлинения *R*-сколов и их сочленения друг с другом за счет формирования *P*-сколов (рис. 2; 4, *A*). Интенсивные перемещения по этим разломам обеспечиваются развитием системы нарушений *T*-типа (рис. 4, *A*), перпендикулярной к двум упомянутым направлениям разрывов. Нарушения *T*-типа могут характеризоваться перемещениями противоположных знаков у разных разломов этой системы, поскольку они обеспечивают возможность движения блоков подобно третьей (дополнительной) системе в тройственном парагенезисе трещин. Из *R*- и *P*-сколов формируется магистральный разрыв (*Y*-тип), что свидетельствует о начале стадии полного разрушения, на которой при наличии особых условий трения в качестве оперяющих разрывов в большинстве случаев активизируются некоторые из систем опережающих разрывов ранних этапов разломообразования.

Таким образом, с учетом близкого пространственного положения разрывов *P*- и *Y*-типов (рис. 4, *A*), внутреннюю структуру зоны относительно крупного разлома в случае ее полноценного развития, кроме смесятеля 1-го порядка (*Y*-тип), составляют семь систем разломов 2-го порядка: *R*, *R'*, *n*, *n'*, *t*, *t'* и *T*. Каждому из этих направлений разрывов на уровне трещин соответствует свой парагенезис из трех примерно перпендикулярных систем. С учетом этого на круговой диаграмме рис. 4, *B*, показано положение полюсов, представляющих полный набор разрывных систем в зоне скальвания разломного типа. Каждую систему образуют трещины, а системы, отмеченные залитыми значками, могут быть представлены как разрывами самого мелкого масштабного ранга, так и разломами.

Парагенезис рис. 4, *B*, является исходным для составления эталонных трафаретов, используемых в спецкартировании при обработке круговых диаграмм трещиноватости и соответствующих разломным зонам, которые формируются в обстановках сдвигов, сжатия и растяжения земной коры. Поскольку сдвиги, взбросы и сбросы в механическом отношении подобны (формируются при скальвании), эталонные наборы разрывных систем для зон их влияния являются членами рассматриваемого парагенезиса, ориентированного в пространстве так, чтобы его положение и характер подвижек по *Y*-сколам соответствовали правому или левому сдвигу, а также сбросам и взбросам с разными углами падения. Подобный принцип был использован для составления эталонных диаграмм (трафаретов), каждая из которых представляет полный набор разрывных систем для всех основных типов разломных зон [Seminsky, 2003; Seminsky et al., 2005; Seminsky, Burzunova, 2007]: правого и левого сдвигов, взброса с углом падения 55°, надвига с углом падения 15°, сброса с углом падения 75° и сброса с углом па-

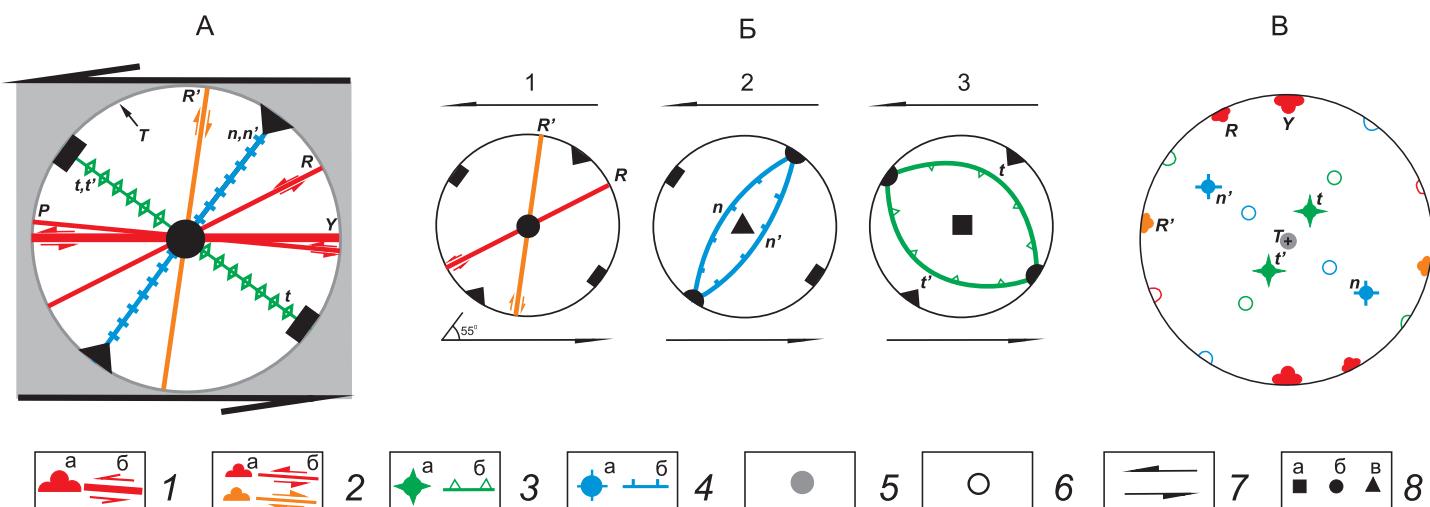


Рис. 4. Парагенезис разрывных систем зоны скальвания, образовавшейся в сдвиговом поле напряжений (на примере лево-го сдвига).

А – сводная диаграмма простираций разрывных систем, формирующихся в зоне скальвания. Б – положение на круговых диаграммах систем сопряженных сколов 1-й (R и R'), 2-й (n и n') и 3-й (t и t') серий, которые могут развиваться за счет переиндексации осей главных нормальных напряжений в ходе разрывообразования. В – круговая диаграмма-трафарет (верхняя полусфера, сетка Вульфа), на которой в полюсах показано эталонное сочетание троек взаимно перпендикулярных систем трещин, соответствующих парагенезису разрывов (заливные значки с латинскими буквами), который имеет место в левосдвиговой зоне скальвания при небольшой транспрессии (угол между смеcителем разлома и осью сжатия – 55°). 1 – полюсы (а) и плоскости (б) главного сдвигового смеcителя 1-го порядка; 2 – полюсы (а) и плоскости (б) левых и правых сдвигов 2-го порядка; 3 – полюсы (а) и плоскости (б) надвигов (взбросов) 2-го порядка; 4 – полюсы (а) и плоскости (б) сбросов 2-го порядка; 5 – положение полюса разрывов трансформационного типа; 6 – положение полюса второстепенной или дополнительной систем тройственного парагенезиса трещин (цвет знака соответствует цвету главной системы тройственного парагенезиса); 7 – направление перемещения крыльев зоны скальвания; 8 – выходы на верхнюю полусферу осей главных нормальных напряжений σ_{pacm} (а), σ_2 (б) и σ_{csc} (в), представленных для поля напряжений 1-го порядка (рис. 4, А) и случаев возникновения сколовых разрывов 1, 2 и 3-й серий (рис. 4, Б) в левосдвиговой зоне.

Fig. 4. A paragenesis of fracture systems in a shear zone that formed in the shear stress field (as exemplified by the left-lateral strike-slip fault).

А – summary diagram of strikes of fracture systems formed in the shear zone. Б – circle diagrams showing positions of systems of conjugated shear faults of the 1st (R and R'), 2nd (n and n') and 3rd (t and t') series that may develop due to re-indexation of main normal stress axes during faulting. В – circle diagram / pattern (upper hemisphere, Wolf net); at the poles, standard sets of triple nearly-perpendicular system of fractures are shown, and they correspond to the paragenesis of fractures (filled symbols with Latin letters) which is present in the left-side shear zone under small transpression (the angle between the fault plane and the compression axes is 55°). Poles (а) and planes (б): 1 – main shear fault of the 1st order; 2 – left- and right-lateral strike-slip faults of the 2nd order; 3 – thrusts (reverse faults) of the 2nd order; 4 – normal faults of the 2nd order; 5 – position of the pole of transform fractures; 6 – position of the pole of the secondary or auxiliary system of the triple paragenesis of fractures (colours as per the main system of the triple paragenesis); 7 – displacement direction of wings of the shear zones; 8 – the upper hemisphere and axes of main normal stresses σ_{pacm} (а), σ_2 (б) and σ_{csc} (в), which are given for the stress field of the 1st order (Fig. 4, А), and cases with occurrence of shear fractures of the 1st, 2nd and 4th sets (Fig. 4Б) in the left-lateral strike-slip zone.

дения 35° (рис. 5). Впоследствии трафареты были скорректированы Ю.П. Бурзуновой [Burzunova, 2011] за счет использования разных углов (2α) между параметрами сколов со сбросовыми ($\approx 75^\circ$), сдвиговыми ($\approx 81^\circ$) и взбросовыми ($\approx 91^\circ$) подвижками (рис. 6) согласно значениям, установленным эмпирическим путем [Seminiskii, 1997; Burzunova, 2011]. Это не изменило парагенезисы в качественном отношении (типы и принципиальное положение разрывных систем), но позволило сделать более достоверным результат сопоставления трафарета с конкретной круговой диаграммой трещиноватости.

Кроме отмеченных выше небольших отличий в углах скальвания у сбросов, сдвигов и взбросов, разли-

чие динамических обстановок разрывообразования находит более существенное проявление во внутренней структуре разломных зон (рис. 7). В зонах со смещением крыльев по падению, в отличие от сдвигов, на поздних стадиях разломообразования могут развиваться периферийные (тыловая для взбросов и фронтальная для сбросов) полосы распространения гравитационных разрывов, связанных с опусканием поднятого крыла под действием силы тяжести. Они в целом вызваны формированием и подвижками по магистральному смеcителю и поэтому, согласно тектонофизической трактовке, должны относиться к структуре разломной зоны. Набор разрывов в пределах этих подзон аналогичен ранней стадии развития основной зоны

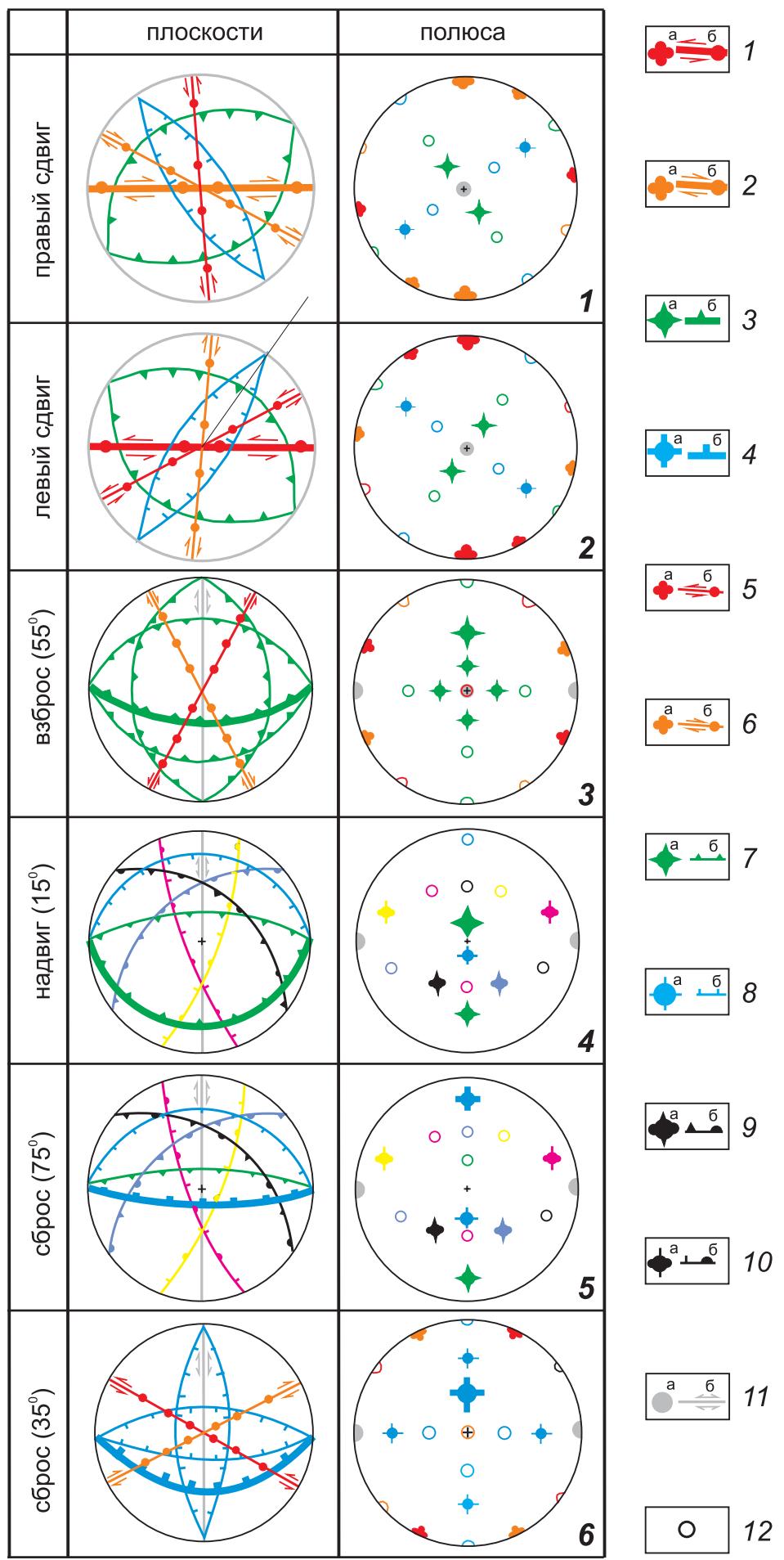


Рис. 5. Эталонные парагенезисы разрывов и соответствующих им троек-систем трещин, имеющие место в зонах взброса (55°) и надвига (15°), крутого (75°) и пологого (35°) сбросов, левого и правого сдвигов.

Парагенезисы представлены на круговых диаграммах (верхняя полусфера, сетка Вульфа) в плоскостях и полюсах для наиболее распространенного случая транспрессивного скальвания (угол между смеcтителем разлома и осью сжатия – 55°), что позволяет использовать их для интерпретации массовых замеров сложных трещинных сетей. Полюсы вертикальных разрывных систем здесь и на следующем рисунке показаны половинками значков на противоположных сторонах круга. 1 – полюсы (а) и плоскости (б) главного левосдвигового смеcтителя 1-го порядка; 2 – полюсы (а) и плоскости (б) главного правоcдвигового смеcтителя 1-го порядка; 3 – полюсы (а) и плоскости (б) главного сбросового смеcтителя 1-го порядка; 5 – полюсы (а) и плоскости (б) левых сдвигов 2-го порядка; 6 – полюсы (а) и плоскости (б) правых сдвигов 2-го порядка; 7 – полюсы (а) и плоскости (б) надвигов (взбросов) 2-го порядка; 8 – полюсы (а) и плоскости (б) сбросов 2-го порядка; 9 – полюсы (а) и плоскости (б) взбросо-сдвигов 2-го порядка (полюсы соответствующего тройственного парагенезиса показаны одним цветом); 10 – полюсы (а) и плоскости (б) сбросо-сдвигов 2-го порядка (полюсы соответствующего тройственного парагенезиса показаны одним цветом); 11 – полюсы (а) и плоскости (б) трансформационных разрывов 2-го порядка; 12 – положение полюса второстепенной или дополнительной системы тройственного парагенезиса трещин (цвет знака соответствует цвету главной системы тройственного парагенезиса).

Fig. 5. Standard paragenesises of fractures and their corresponding triple systems of fractures in zones of reverse fault (55°) and thrust (15°), steeply-dipping (75°) and low-dipping (35°) normal, left- and right-lateral strike-slip faults.

Paragenesises are shown in circle diagrams (upper hemisphere, Wolf net) in planes and poles for the most typical case of transpression shear (the angle between the fault plane and the compression axes is 55°), and they can be used for interpretations of mass measurements of complicated fracture patterns. Poles of vertical fracture systems in this figure and the next one are shown by halves of symbols at the opposite sides of the circles. Poles (a) and planes (б): 1 – main left-lateral strike-slip fault of the 1st order; 2 – main right-lateral strike-slip fault of the 1st order; 3 – main thrust (reverse fault) of the 1st order; 4 – normal fault of the 1st order; 5 – left-lateral strike-slip faults of the 2nd order; 6 – right-lateral strike-slip faults of the 2nd order; 7 – thrusts (reverse faults) of the 2nd order; 8 – normal faults of the 2nd order; 9 – strike-slip faults with reverse component of the 2nd order (poles of the corresponding triple paragenesis are shown in same colour); 10 – strike-slip faults with normal component of the 2nd order (poles of the corresponding triple paragenesis are shown in same colour); 11 – transformation faults of the 2nd order; 12 – position of the pole of the 2nd order of auxiliary system of the triple paragenesis of fractures (the symbol's colour corresponds to that of the main system of the triple paragenesis).

(т.е. это три серии сколов), но угловые взаимоотношения различны ввиду кардинального отличия динамических обстановок формирования. Это тыловая полоса растяжения в поднятом крыле зоны взброса (надвига) или фронтальная полоса сжатия в опущенном крыле зоны сброса. В связи с необязательным присутствием гравитационных разрывов в зонах разломов, но существенным усложнением при их учете операций обработки фактического материала, системы этих разрывов не вводятся в состав эталонного парагенезиса. Кроме того, при использовании уже выбранного набора трафаретов (см. рис. 6) полоса распространения гравитационных нарушений ввиду ее обособленного периферийного расположения выделяется отдельной зоной, происхождение которой устанавливается на стадии интерпретации материалов спецкартирования.

Таким образом, тектонофизические закономерности разломообразования в зонах транспрессивного скальвания позволяют использовать в рамках спецкартирования эталонные трафареты, представленные на рис. 6 для лево- и правоcтороннего сдвигов, а также зон сбросов и взбросов с наиболее часто встречающимися углами падения смеcтителей. При обработке круговых диаграмм трещин сочетание максимумов их полюсов сопоставляется с набором всех показанных на трафарете систем разрывов. При исследованиях на разломном уровне иерархии учитываются только залитые значки, соответствующие разломам 2-го порядка в зоне дизъюнктива более крупного ранга. На рис. 8 эти парагенезисы представлены для зон сдвига, сброса и взброса без учета углов падения разрывных систем,

так как на данном иерархическом уровне, например, для выделения рангов поля напряжений, достаточно провести менее трудоемкий анализ простираций разрывных систем.

2.3. ОСОБЕННОСТИ АНАЛИЗА КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК РАЗРЫВНЫХ СЕТЕЙ

Кроме ориентировки трещин и разломов, являющейся при спецкартировании главным предметом парагенетического анализа, важная часть построений базируется на оценках параметров разрывных сетей, которые отражают, во-первых, интенсивность и длительность деструкции и, во-вторых, условия ее протекания. Первую группу количественных характеристик представляют плотностные, частотные и масштабные показатели: количество разрывов на единицу длины, площади или объема, густота разрывов, их длина, ширина, количество разрывов определенного ранга, количество разрывных систем и пр. Их определение для обнажений горных пород и более крупных объемов земной коры описано в существующих методических рекомендациях по структурной геологии, а также специализированных публикациях, например [Sherman, 1966, 1969; Ratz, Chernyshev, 1970; Chernyshev, 1983; Belousov, 1985; и др.]. Большие значения этих параметров при прочих равных условиях свидетельствуют о более высокой интенсивности процесса разрывообразования. Наиболее часто используемая величина из данной группы показателей – плотность разрывов – может служить мерой деформации породного массива

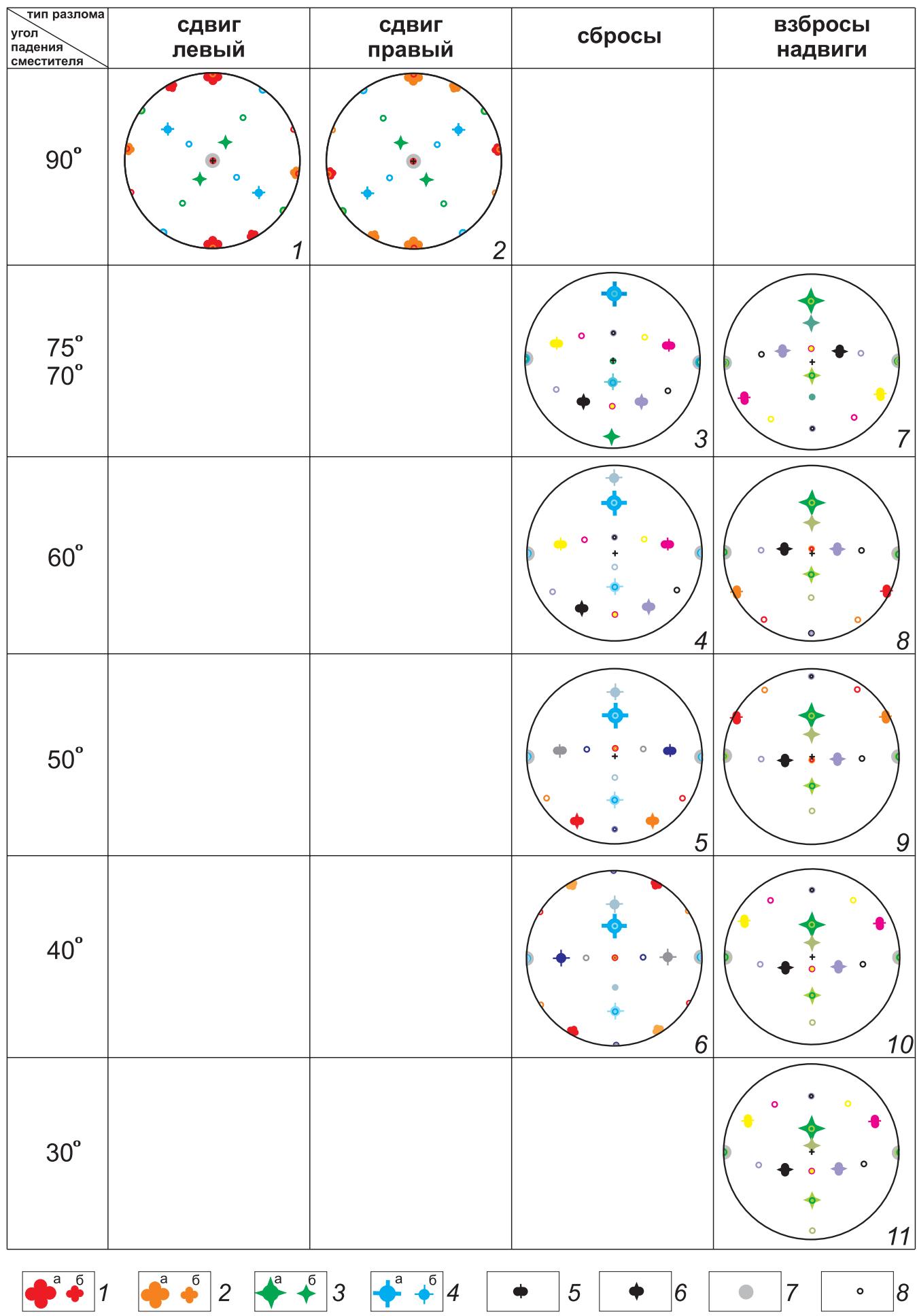


Рис. 6. Трафареты, отражающие положение на круговых диаграммах эталонных парагенезисов разрывов, имеющих место в типовых разломных зонах (по [Burzunova, 2011] с добавлениями).

Парагенезисы представлены в полюсах на круговых диаграммах (верхняя полусфера, сетка Вульфа) для наиболее распространенного случая транспрессивного скальвания (угол между смеcителем разлома и осью сжатия – 55°), что позволяет использовать их для интерпретации массовых замеров сложных трещинных сетей. Для каждого парагенезиса на диаграмме одним цветом показаны все три полюса, что в некоторых местах отражается наложением 2–4 разноцветных и разнотипных значков. 1 – полюс левосдвигового смеcителя 1-го (а) или 2-го (б) порядка; 2 – полюс правосдвигового смеcителя 1-го (а) или 2-го (б) порядка; 3 – полюс взбросового (надвигового) смеcителя 1-го (а) или 2-го (б) порядка; 4 – полюс сбросового смеcителя 1-го (а) или 2-го (б) порядка; 5 – полюс сбросо-сдвигового смеcителя 2-го порядка (полюсы соответствующего тройственного парагенезиса показаны одним цветом); 6 – полюс взбросо(надвиго)-сдвигового смеcителя 2-го порядка (полюсы соответствующего тройственного парагенезиса показаны одним цветом); 7 – полюс трансформационного смеcителя 2-го порядка; 8 – полюс второстепенной или дополнительной системы тройственного парагенезиса трещин.

Fig. 6. Patterns showing locations (in circle diagrams) of standard paragenesises of fractures that are present in typical fault zones (from [Burzunova, 2011] with additions).

Paragenesises are shown at poles of circle diagrams (upper hemisphere, Wolf net) for the most common case of transpressional shear (the angle between the fault plane and the compression axis is 55°) which provides for their use for interpreting mass measurements of complicated fracture networks. In the diagrams, one colour is used to show three poles of each paragenesises, and two to four symbols of various colours are thus overlapping at some locations. 1 – pole of the left-lateral fault plane of the 1st (a) or 2nd (6) order; 2 – pole of the right-lateral fault plane of the 1st (a) or 2nd (6) order; 3 – pole of the reverse (thrust) fault plane of the 1st (a) and 2nd (6) order; 4 – pole of the normal fault plane of the 1st (a) or 2nd (6) order; 5 – pole of the plane of strike-slip fault with normal component of the 2nd order (poles of corresponding triple paragenesis are shown in the same colour); 6 – pole of the plane of strike-slip fault with reverse (thrust) component of the 2nd order (poles of corresponding triple paragenesis are shown in the same colour); 7 – poles of the transform fault plane of the 2nd order; 8 – pole of the secondary or auxiliary system of triple paragenesis of fractures.

при отсутствии более точных способов ее определения. Если разрывообразование связано с упругой деформацией, то плотность разрывов пропорциональна величине действовавших напряжений [Gzovsky, 1963; Knorring, 1969].

Кроме интенсивности деструкции, показатели рассматриваемой группы косвенно отражают длительность процесса, этапность и относительный возраст формирования разрывной структуры изучаемого участка земной коры. Так, смеcитель 1-го порядка, формирующийся в итоге продолжительного процесса структурообразования в разломной зоне, с большей вероятностью принадлежит к системе с высокой плотностью разрывов 2-го порядка и связан с тем парагенезисом, который наиболее часто встречается на изучаемой территории. Наличие большого числа разнотипных парагенезисов свидетельствует о многоэтапности становления структуры изучаемого участка земной коры. Наконец, при прочих равных условиях относительно более молодым по возрасту будет то поле напряжений, в котором формировался парагенезис, встречающийся в регионе наиболее часто.

Вторая группа количественных показателей отражает условия разрывообразования и, как следствие, тесно связана с составом парагенезиса разрывов, рассмотренного в предыдущем разделе. Это угловые соотношения между разрывными системами, на которых здесь акцентируется внимание в связи с важными для картирования следствиями статистического характера информации, получаемой для конкретной природной обстановки. Во-первых, многолетний опыт анализа данных по трещиноватости в геодинамически активных регионах подтвердил наблюдения П.Н. Николаева [Nikolaev, 1992] о существовании закономерных ва-

риаций углов между сопряженными трещинами при образовании их систем в процессе деструкции. Максимумы двух систем сопряженных трещин, выявленных при сопоставлении круговых диаграмм с трафаретами (см. рис. 6), во многих случаях с установленной (по независимым данным) кинематикой разломных зон оказались вытянуты в сторону квадранта с осью относительного растяжения. Таким образом, эту закономерность, несмотря на известную дискуссионность генезиса разбросов, можно использовать как независимый критерий (совпадение положения осей напряжений) правильности выбора трафарета для интерпретации происхождения сети «немых» трещин.

Во-вторых, величина угла между классической парой сопряженных сколовых систем (удвоенный угол скальвания 2α на рис. 1) в однотипных тройственных парагенезисах трещин, выявленных посредством сопоставления круговых диаграмм с эталонными трафаретами, является устойчивой для одинаковых условий деформации. Это позволяет (не забывая об описанных в предыдущем разделе априорных различиях в углах скальвания для обстановок сжатия, растяжения и сдвига) сопоставлять выявленные на изучаемом участке земной коры типы парагенезисов по условиям их структурообразования. Поскольку определяющим параметром условий деформации для угла скальвания является величина всестороннего давления, большие углы между парой сопряженных сколов отражают более глубинные уровни формирования трещин, что косвенно свидетельствует о сравнительно древнем возрасте образования соответствующей разрывной сети.

Отметим, что оценки, полученные по обеим рассмотренным группам количественных характеристик, могут в отдельно взятом случае не отражать действи-

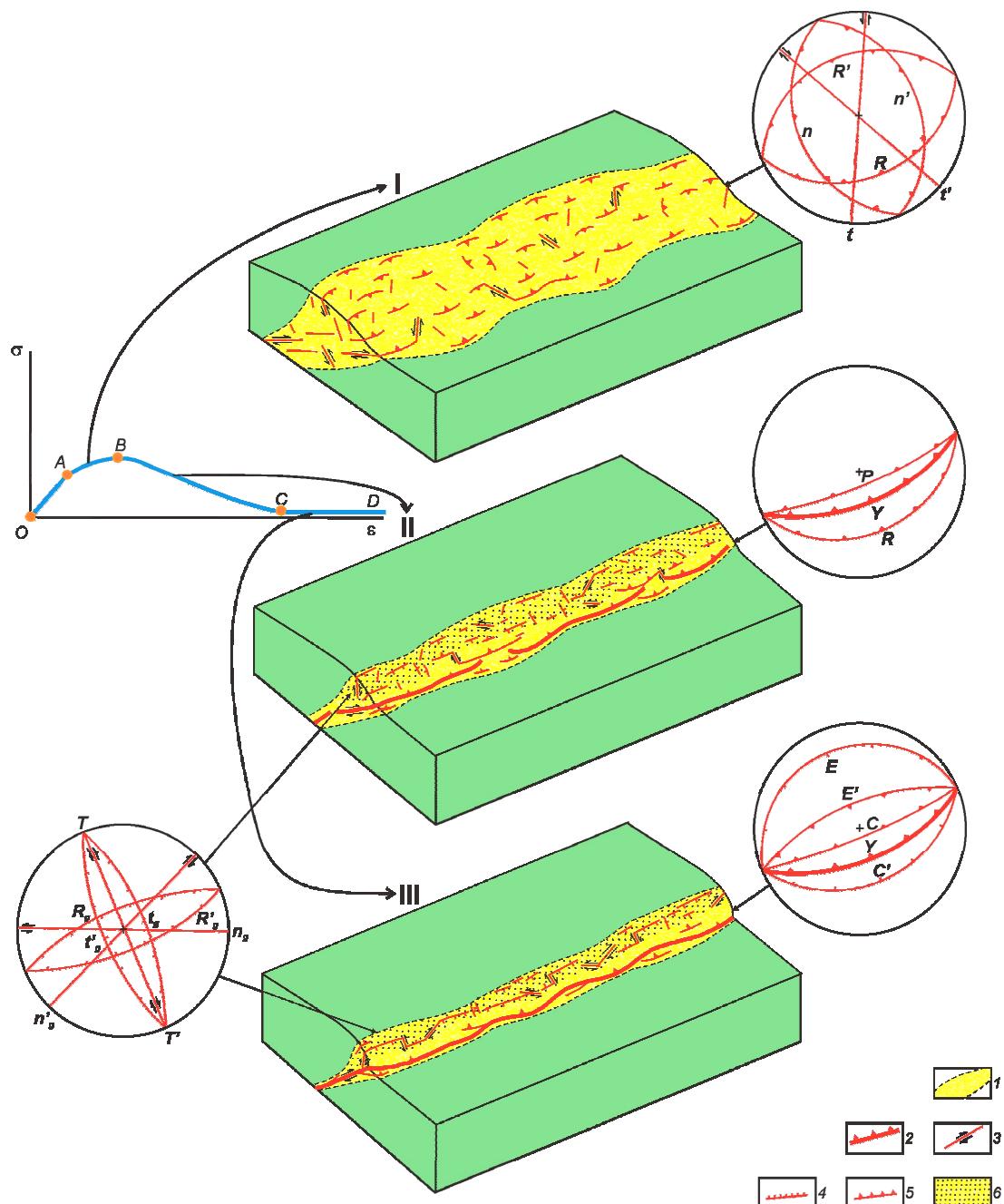


Рис. 7. Круговые и блок-диаграммы, представляющие системы разрывов 2-го порядка, которые имеют место на главных стадиях формирования надвиговой разломной зоны.

Принципиальные схемы строения надвиговой зоны, показанные на блок-диаграммах, соответствуют трем главным дислокативным стадиям ее развития (I – ранняя, II – поздняя, III – стадия полного разрушения) и трем характерным отрезкам кривой «нагрузка (σ) – деформация (ε)»: AB – упрочнение; BC – ослабление; CD – разрушение. Латинскими буквами на диаграммах показаны разнотипные разрывы 2-го порядка, опережающие (R' , R , n' , n , t' , t и P), оперяющие (на участках сжатия – C' и C ; растяжения – P' и P) и сопутствующие (трансформационные – T ; гравитационные – R'_g , R_g , n'_g , n_g , t'_g и t_g) формированию магистрального смесятеля 1-го порядка (Y). 1 – границы разломной зоны; 2 – магистральный смесятель и его наиболее крупные сегменты; 3–5 – разрывы 2-го порядка сдвигового (3), сбросового (4) и надвигового или сбросового (5) типа; 6 – полоса распространения сопутствующих гравитационных разрывов.

Fig. 7. Circle and block diagrams showing systems of fractures of the 2nd order which are present in main stages of formation of a thrust fault zone.

Principal schemes of the thrust zone, which are shown in the block diagrams, correspond to three main stages in development of the zone (I – early, II – late, III – complete destruction) and three typical segments of the ‘load (σ) vs deformation (ε)’ curve; AB – strengthening; BC – weakening; CD – destruction. Latin letters in diagrams show fractures of various types of the 2nd order, which are early (R' , R , n' , n , t' , t and P), feathering (on sites of compression – C' and C , and extension – E' and E) and accompanying (transform – T ; gravity – R'_g , R_g , n'_g , n_g , t'_g and t_g) and occur during formation of the main fault plane of the 1st order (Y). 1 – fault zone boundaries; 2 – main fault plane and its largest segments; 3–5 – fractures of the 2nd order of strike-slip (3), normal (4) and reverse or thrust (5) types; 6 – band wherein accompanying gravity fractures are located.

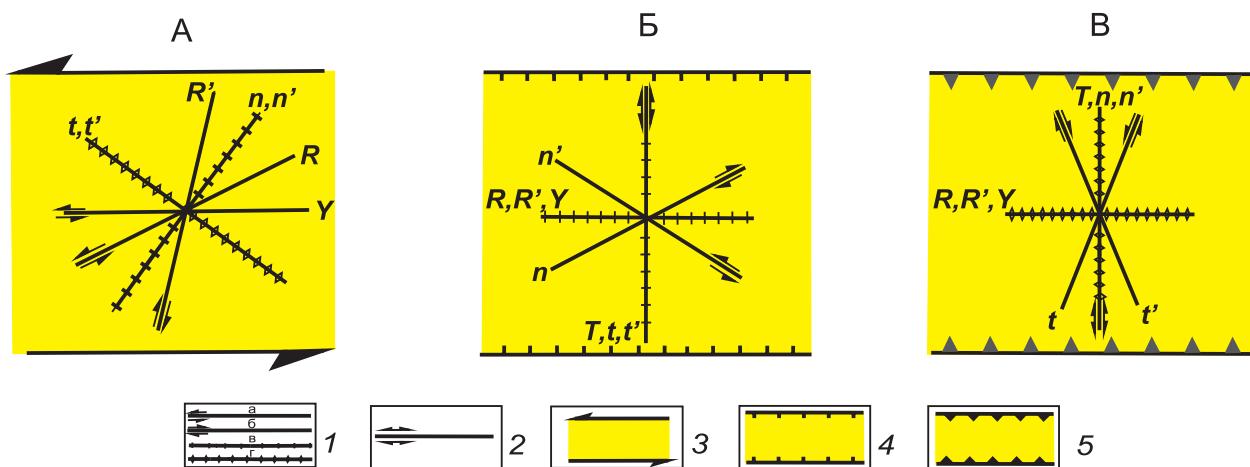


Рис. 8. Парагенезисы разломов 2-го порядка в зоне сдвига (левого), сброса и взброса (надвига), представленные простира-ниями плоскостей в плане для условий транспрессивного скальвания (угол между сместителем разлома и осью сжатия – 55°).

Латинскими буквами обозначены системы, однотипные в механическом отношении. 1 – плоскости левых сдвигов (а), правых сдвигов (б), сбросов (в) и взбросов (надвигов) (г) 2-го порядка; 2 – плоскости трансформационных сдвигов 2-го порядка (в зоне сдвига совпада-ют с плоскостью рисунка); 3–5 – зоны левого сдвига (3), сброса (4) и взброса (надвига) (5) 1-го порядка.

Fig. 8. Paragenesises of fractures of the 2nd order in zones of left-lateral strike-slip, normal and reverse (thrust) faults, which are represented by plane strikes in plan for conditions of transpressional shear (the angle between the fault plane and the compression axis is 55°).

Latin letters correspond to systems that a similar in terms of mechanics. 1 – planes of left-lateral strike-slip (a), right-lateral strike-slip (б), normal (в) and reverse (thrust) (г) faults of the 2nd order; 2 – planes of transform strike-slip faults of the 2nd order (coincident with the figure's plane in the strike-slip zone); 3–5 – zone of left-lateral strike-slip (3), normal (4) and reverse (thrust) (5) faults of the 1st order.

тельную ситуацию, но приводят к верному результату при анализе большого объема измерений. Именно на этом и базируется спецкартирование, главные принципы которого рассмотрены в следующем разделе статьи.

3. ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ И ОСОБЕННОСТИ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗРЫВНОЙ СТРУКТУРЫ МЕТОДОМ СПЕЦКАРТИРОВАНИЯ

Содержание спецкартирования по большому счету не отличается от методов, в основе которых лежит парагенетический анализ. Вначале на изучаемой терри-тории в соответствующем масштабе организуется сеть пунктов, в каждом из которых делается массовый замер элементов залегания трещин и другие наблюдения, способствующие решению задач структурного картирования. Далее по стандартной методике для каждого пункта наблюдений с использованием компьютерных программ отстраиваются диаграммы трещиноватости, которые затем сопоставляются с трафаретами, отражающими идеализированные трещинные сети в разломных зонах разного морфогенетического типа (см. рис. 6). Полученные в результате данной операции решения о присутствии в пункте наблюдения разломной зоны определенного типа и пространственной

ориентировки выносятся в соответствующем месте на схему территории, после чего по точкам с однотипными парагенезисами фиксируется положение разломных зон. Для подтверждения достоверности картирования на данном этапе особенно важна априорная информа-ция о наличии сместителей, кинематике и возрасте пе-ремещений по разрывам, полученная в отдельных ко-ренных выходах и переносимая на всю пространствен-но связанную с ними зону распространения однотип-ного структурного парагенезиса.

Кроме составленной таким способом схемы раз-ломной 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, на первом этапе которого все полученные в ходе первоначального анализа ло-кальные решения об их присутствии в отдельных пунктах наблюдения сопоставляются по типу и ориен-тации с членами каждого из идеализированных па-рагенезисов разломов (рис. 8). Выявленные в итоге дан-ной процедуры решения о наличии разнотипных разломных зон более крупного ранга соответствуют ре-гиональному уровню поля напряжений, существовав-шему в истории развития изучаемого участка земной коры. Далее эти решения используются в качестве ос-новы для следующей итерации с идеализированными

парагенезисами разломов, пока не будет 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 (региональный 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) признаком. В заключение спецкартирования обратным ходом осуществляется составление схем 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.

В соответствии со спецификой предмета (трещины без признаков смещений), объекта (разломные зоны) и вида (картирование) исследований предлагаемый метод базируется на серии принципиальных положений, обеспечивающих эффективность его использования в регионах со сложной историей тектонического развития.

3.1. Главным принципом при сборе полевой информации является единообразие наблюдений в каждом пункте картирования, реализация которого позволяет значительно снизить затраты времени на сбор и обработку основной массы фактического материала. Данный принцип относится к основным операциям метода (массовый замер трещин, построение диаграмм, их сопоставление с трафаретами и др.), но не исключает привлечения дополнительной структурной информации, которая не имеет массового распространения, но важна для интерпретации как априорная. Например, в процессе сбора фактического материала это вся структурная информация, которая, кроме массового замера трещин, может быть получена при документировании коренного выхода, а при интерпретации – материалы предшественников о разломной тектонике и этапам деформации изучаемого участка земной коры.

3.2. Статистический характер – еще одна отличительная особенность спецкартирования, заключающаяся в массовых измерениях трещин и анализе данных на количественном уровне. Использование этого принципа позволяет производить объективные оценки, повышая достоверность результатов картирования за счет привлечения достаточной статистики измерений и применения гибкой системы абсолютных и относительных показателей. Так, сопоставление величин плотности разрывов или количества систем является обоснованной причиной решения о доминировании

определенного парагенезиса или поля напряжений в процессе деструкции изучаемого участка земной коры. Примером эффективного относительного показателя является плотность полюсов трещин на структурных диаграммах (в %), позволяющая сравнивать коренные выходы с разным количеством измерений или представленные породами с разной компетентностью по отношению к разрывообразованию. Наконец, статистический характер наблюдений при спецкартировании дает возможность отсеивать и далее не анализировать точки, замеры и пр., существенно отличающиеся от других подобных объектов по типу, обоснованности положения и редкой встречаемости, как ошибочные или малозначимые в строении изучаемого региона.

3.3. Высокая степень формализации основных операций – еще один принцип спецкартирования, который позволяет проводить работы исполнителям со стандартным геологическим образованием. Профессиональные знания необходимы главным образом при интерпретации материалов картирования, тогда как сбор фактического материала может осуществляться исполнителями, обладающими минимальными навыками работы полевого геолога. При стандартной ситуации наиболее важным моментом на этом этапе является способность оценить степень структурно-вещественной неоднородности коренного выхода и, как следствие, провести массовые замеры трещин отдельно в разных типах пород или на участках с отличающимся типом трещинной сети (системная, полигональная, сфероидальная и др.). Последнее, наряду с использованием относительных показателей плотности трещин, позволяет снизить до минимума влияние вещественных неоднородностей при выделении разломных зон методом спецкартирования. То же касается влияния разрывных сетей нетектонического происхождения, поскольку первичные или техногенные трещины в областях активной деструкции имеют локальное распространение и хорошо визуально диагностируются, а системные сети, как правило, связаны с воздействием внешних сил (даже в слабосцементированных отложениях), характер которых может быть установлен при интерпретации результатов спецкартирования.

3.4. Использование технических средств сбора и обработки информации является непременной особенностью спецкартирования, обеспечивающей достоверность и точность получаемого результата при экономии времени на обработку, особенно актуальной при статистическом характере измеряемого и анализируемого материала. Известные геоинформационные системы, предназначенные для анализа и отображения информации в пространственных координатах, могут широко применяться на этапе составления схем разломных зон. На этапе первичной обработки массовых замеров необходимо использовать какую-либо из существующих программ анализа геологического-структурных данных, позволяющую отстраивать круговые диаграммы трещиноватости с разными величинами окна

осреднения и уровнями изолиний плотности. В последнее время появилась возможность автоматизировать процесс массового замера элементов залегания трещин (перевод замера в электронный вид), занимающий большую часть времени работы на точке наблюдения. Вместо электронных геологических компасов, не получивших по разным причинам широкого применения в геологической практике, в этом качестве могут быть использованы общедоступные в настоящее время смартфоны (с соответствующим программным приложением), позволяющие быстро измерять и фиксировать в файле памяти элементы залегания трещин, координаты пункта наблюдений и другую необходимую информацию. Это в несколько раз сокращает время сбора информации, а также позволяет при наличии портативного компьютера проводить первичный анализ трещиноватости непосредственно на участке исследований.

3.5. Парагенетический принцип составляет суть пространственного аспекта спецкартирования и в этом качестве представлен в предыдущих разделах статьи. Следствием его использования является объединение пунктов с однотипными разрывными парагенезисами, что позволяет выделить на местности границы разломных зон или участков воздействия сил нетектонической природы. Здесь необходимо акцентировать внимание на его эффективности в плане решения одного из наиболее сложных вопросов изучения «немых» трещин – определении возраста формирования их сетей. Заложенный в основу картирования, этот принцип позволяет переносить возрастную оценку трещинного или разломного парагенезиса с пункта ее достоверного определения (например, нарушение датированных комплексов) на все участки распространения данного набора разрывных систем или, по крайней мере, те из них, которые образуют в пространстве единую зону. Аналогичным образом осуществляется использование и другой априорной информации.

3.6. Эволюционный принцип составляет основу временного аспекта спецкартирования и важен в двух отношениях, являющихся следствием двуединого (не-прерывно-прерывистого) характера развития разрывной структуры земной коры. Во-первых, сеть разрывов в породном массиве формируется в разных по типу полях напряжений, между этапами воздействия которых имеют место периоды полного или частичного затухания процесса деструкции. Формирование разнотипных наборов разрывных систем происходит под действием разнонаправленных внешних сил на отдельных временных этапах деформации, а также в рамках единого цикла активизации вследствие переиндексации осей напряжений в одном поле напряжений 1-го порядка. Таким образом, в регионах с многоэтапной активизацией деструктивного процесса любой сравнительно небольшой объем земной коры (в узком смысле – обнажение горных пород) принадлежит зонам влияния одного или, в случае неодноактных де-

формаций, нескольких разломов в их широком понимании, что и предопределяет эффективность спецкартирования. Во-вторых, в течение единого деформационного этапа эволюция разломной зоны происходит путем непрерывного увеличения размеров разрывных структур (2-го порядка) за счет постепенного прорастания, а затем объединения друг с другом с образованием структуры более крупного масштабного ранга (1-го порядка). В качественном отношении процесс подобен на разных уровнях иерархии, что используется в спецкартировании для выявления рангов полей напряжений и разломных зон. Парагенетический анализ каждой из пространственно разобщенных сетей мелких разрывов позволяет выделить структуру 1-го порядка; совокупность этих структур используется в качестве основы следующей аналогичной итерации и так далее вплоть до выявления таких структурных элементов, которые не объединяются в рамках одного парагенезиса, поскольку формировались на разных временных этапах деструкции породного массива.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Теоретические основы и принципы спецкартирования, рассмотренные в статье, свидетельствуют о том, что метод способен решать сложные проблемы анализа «немой» трещиноватости, каждая из которых на первый взгляд кажется труднопреодолимой, а вся их совокупность формирует представление о, казалось бы, бесперспективности проведения исследований в данном направлении.

Так, вопрос происхождения внешне сложной, даже хаотичной во многих коренных вывалах трещинной сети решается посредством вычленения из ее состава сравнительно простых парагенезисов, формирующихся в зоне скальвания при вполне определенном внешнем воздействии (пункт 3.5). Этот же парагенетический принцип является главным в плане снижения усложняющего влияния на результаты съемки структурных и вещественных неоднородностей, причем надежное решение данной проблемы при спецкартировании дополнительно обеспечивается за счет использования относительных показателей (проценты для плотности полюсов трещин на диаграммах и др.), а также выделения и последующего отдельного изучения объектов с явно «аномальными» свойствами (пункты 3.2, 3.3 и 3.5). Проблема определения абсолютного возраста разрывов без признаков смещений преодолевается при спецкартировании посредством наделения всей однотипной совокупности разрывных систем, т.е. парагенезиса, временем формирования, достоверно установленным для ее отдельного представителя (пункт 3.5). Даже при отсутствии таких уникальных сведений о возрасте в ходе спецкартирования для разнотипных парагенезисов определяются относительные возрастные соотношения, установление которых осуществля-

ляется путем сравнения серии косвенных показателей (интенсивность разрывных систем, массовость проявления в регионе, величина угла скальвания и др.) и обосновывается статистическим характером проведенных оценок (пункт 3.2). Проблема узкой локальности исследования, связанная с получением основной информации на уровне трещин, преодолевается за счет принципа массовости точечных наблюдений на всей изучаемой площади, а затем обработки этих данных в серии последовательных операций перехода от разрывов 2-го порядка (трещин) к разрывам 1-го (мелкий разлом) и выхода на структуры все более и более крупного масштабного ранга (пункты 3.2 и 3.6). Наконец, проблема трудо- и времязатраты работы с данными массовых наблюдений за трещиноватостью успешно решается за счет единообразия сравнительно простых измерений в поле, формализации основных

операций обработки, а также применения на всех этапах спецкартирования технических и программных средств, которые в настоящее время широко доступны для использования (пункты 3.1, 3.2 и 3.4).

Возможность получить формализованное решение в рамках каждой из перечисленных проблем исследования сложнопостроенных сетей мелких разрывов без признаков смещения выводит спецкартирование в разряд эффективных методик изучения структуры земной коры, которые могут быть реализованы в районах со слабой обнаженностью горных пород. В следующей статье (№ 2) планируется на примерах и поэтапно представить главные операции практической реализации метода, что позволит применять его без специальной подготовки для картирования разломной структуры земной коры и реконструкции динамических обстановок ее формирования.

5. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Agosta F., Alessandroni M., Antonellini M., Tondi E., Giorgioni M., 2010. 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>.
- Anderson E.M., 1951. The Dynamics of Faulting. Edinburg, 206 p.
- Angelier J., 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determination using fault slip data. *Journal of Structural Geology* 11 (1–2), 37–50. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90034-5](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(89)90034-5).
- Belousov V.V., 1985. Foundations of Structural Geology. Nedra, Moscow, 207 p. (in Russian) [Белоусов В.В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 207 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).
- Bondarenko P.M., 1976. Modeling of Thrust Faults in Folded Areas (Case of Aktash Structures of Gorny Altai). Nauka, Novosibirsk, 123 p. (in Russian) [Бондаренко П.М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях (на примере Акташских структур горного Алтая). Новосибирск: Наука, 1976. 123 с.].
- Burtman V.S., Luk'yanov A.V., Peive A.V., et al., 1963. Horizontal displacement along faults and some methods of their studies. In: Faults and horizontal crustal movements. Publishing House of the USSR Acad. Sci., Moscow, p. 5–33 (in Russian) [Буртман В.С., Лук'яннов А.В., Пейве А.В. и др. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 5–33].
- Burzunova Yu.P., 2011. Angles between conjugated systems of near-fault fractures in idealized and natural parageneses formed in various dynamic settings. *Litosfera* (2), 94–110 (in Russian) [Бурзунова Ю.П. Углы между сопряженными системами приразломных трещин в идеализированных и природных парагенезисах, формирующихся в различных динамических обстановках // Литосфера. 2011. № 2. С. 94–110].
- 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>.
- Cassas S.A.M., Gil P.I., Simon G.J.L., 1990. Los metodos de analisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistematica y tecnicas de aplicacion. *Estudios Geológicos* 46 (5–6), 385–398.
- 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 (3–5), 293–307. [http://dx.doi.org/10.1016/S0264-3707\(99\)00043-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0264-3707(99)00043-5).
- 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., 1961. The Method of Belts in Studies of Fracturing Related to Fault Displacements. IPI, Irkutsk, 47 p. (in Russian) [Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск: ИПИ, 1961. 47 с.].
- Friedman M., Stearns D.W., 1971. Relations between stresses inferred from calcite twin lamellae and macrofractures, Teton Anticline, Montana. *Geological Society of America Bulletin* 82 (11), 3151–3162. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1971\)82.1.3151.RBTIIS.3.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82.1.3151.RBTIIS.3.0.CO;2).

- Gephart J.W.*, 1990. Stress and the direction of slip on fault planes. *Tectonics* 9, 845–858. <http://dx.doi.org/10.1029/TC009i004p00845>.
- Gibbs A.D.*, 1990. Linked fault families in basin formation. *Journal of Structural Geology* 12 (5–6), 795–803. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(90\)90090-L](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(90)90090-L).
- Gintov O.B., Isai V.M.*, 1988. Tectonophysical Studies of Faults in Consolidated Crust. Naukova Dumka, Kiev, 228 p. (in Russian) [Гинтов О.Б., Исаи В.М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев: Наукова думка, 1988. 228 с.].
- 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>.
- Guiraud M., Laborde O., Philip H.*, 1989. Characterization of various types of deformation and their corresponding deviatoric stress tensors using microfault analysis. *Tectonophysics* 170 (3–4), 289–316. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90277-1](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(89)90277-1).
- Gushchenko O.I.*, 1979. The method of kinematic analysis of destruction structures in reconstruction of tectonic stress fields. In: Stress fields and deformations in the lithosphere. Nauka, Moscow, p. 7–35 (in Russian) [Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–35].
- Gzovsky M.V.*, 1963. Main Issues of Tectonophysics and Tectonics of the Baidzhansai Anticlinorium. Parts 3 and 4. Publishing House of the USSR Acad. Sci., Moscow, 544 p. (in Russian) [Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклиниория. Ч. 3, 4. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 544 с.].
- Hancock P.L.*, 1985. Brittle microtectonics: Principles and practice. *Journal of Structural Geology* 7 (3–4), 437–457. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(85\)90048-3](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(85)90048-3).
- Harding T.P.*, 1974. Petroleum traps associated with wrench faults. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 58 (7), 1290–1304.
- Kearey P.* (Ed.), 1993. The Encyclopedia of the Solid Earth Sciences. Backwell Sci. Pub., Oxford, 713 p.
- 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.].
- Kopp M.L.*, 1997. Structure of Lateral Extrusion in the Alpine-Himalayan Collisional Belt. Nauchny Mir, Moscow, 314 p. (in Russian) [Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.].
- Kumpan A.S.* (Ed.), 1978. Geological Survey Manual, Scale 1: 50,000. V. 1.. Nedra, Leningrad, 128 p. (in Russian) [Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1:50000. Т. 1 / Под ред. А.С. Кумпана. Л.: Недра, 1978. 128 с.].
- Luk'yanov A.V.*, 1965. Structural Manifestation of Horizontal Crustal Movements. Nauka, Moscow, 210 p. (in Russian) [Лукьяннов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 210 с.].
- Luk'yanov A.V.*, 1991. Plastic Deformations and Tectonic Flow in the Lithosphere. Nauka, Moscow, 144 p. (in Russian) [Лукьяннов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.].
- Mandl G.*, 1988. Mechanics of tectonic faulting: Models and basic concepts. Elsevier, Amsterdam, 407 p.
- McClay K.R.* (Ed.), 1991. Thrust Tectonics. Chapman and Hall, London, 444 p.
- 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.].
- Nicolas A.* 1987. *Principles of Rock Deformation*. Springer, 208 p.
- Nikolaev P.N.*, 1992. The Method of Tectonodynamic Analysis. Nedra, Moscow, 295 p. (in Russian) [Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа. М.: Недра, 1992. 295 с.].
- Parfenov V.D.*, 1984. About the method of tectonophysical analysis of geological structures. *Geotektonika* (1), 60–72 (in Russian) [Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. № 1. С. 60–72].
- Park R.G.*, 1997. Foundations of structural geology. Chapman & Hall, London, 202 p.
- Ramsay J.C., Huber M.J.*, 1987. The Techniques of Modern Structural Geology. Academ. Pres. Incorp., London, 1 (2), 700 p.
- Rastsvetaev L.M.*, 1987. The paragenetic method of structural analysis of tectonic faults. In: Problems of Structural Geology and Physics of Tectonic Processes. Part 2. GIN, USSR Acad. Sci., Moscow, p. 173–235 (in Russian) [Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Ч. 2. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 173–235].
- Ratz 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.].

- Rebetsky Yu.L., 2007. Tectonic Stresses and Strength of Natural Rock Massives. Akademkniga, Moscow, 406 p. (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. М.: ИКЦ «Академкнига», 2007. 406 с.].
- Reches Z., 1978. Analysis of faulting in three-dimentional strain field. *Tectonophysics* 47 (1–2), 109–129. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(78\)90154-3](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(78)90154-3).
- Reches Z., 1987. Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb field criterion. *Tectonics* 6 (6), 849–861. <http://dx.doi.org/10.1029/TC006i006p00849>.
- Rodygain A.M., 1991. Indicators of Displacement Directions due to Shear Deformation. Publishing House of Tomsk University, Tomsk, 99 p. (in Russian) [Родыгин А.М. Признаки направления смещения при деформации сдвига. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1991. 99 с.].
- Ruzhich V.V., 1997. Seismotectonic Destruction of the Crust in the Baikal Rift Zone. Nauka, Novosibirsk, 145 p. (in Russian) [Ружич В.В. Сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1997. 145 с.].
- Schulz S.E., Evans J.P., 2000. Mesoscopic structure of the Punchbowl Fault, Southern California and the geologic and geo-physical 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., 1997. Angle relationships between conjugate joint systems near strike-slip, normal, and thrust fault planes. *Doklady Earth Sciences* 354 (4), 531–533.
- Seminsky K.Zh., 1994. Principles and stages of specialized mapping of the fault-block structure based on studies of fracturing. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* (9), 112–130 (in Russian) [Семинский К.Ж. Принципы и этапы спецкартирования разломно-блоковой структуры на основе изучения трещиноватости // Геология и геофизика. 1994. № 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., 2005. Mapping of the fault-block structure of the crust at the current level of development of Tectonophysics. *Geofizicheskiy Zhurnal* 27 (1), 85–96 (in Russian) [Семинский К.Ж. Картирование разломно-блоковой структуры земной коры на современном этапе развития тектонофизики // Геофизический журнал. 2005. Т. 27. № 1. С. 85–96].
- Seminsky K.Zh., Burzunova Yu.P., 2007. Interpretation of chaotic jointing near fault planes: a new approach. *Russian Geology and Geophysics* 48 (3), 257–266. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2007.02.009>.
- 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., Lunina O.V., Tugarina M.A., 2005. The Internal Structure of Continental Fault Zones. Application Aspect. Geo Branch, Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 293 p. (in Russian) [Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Прикладной аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2005. 293 с.].
- Sherman S.I., 1966. About a new type of maps of tectonic fracturing. *Geotektonika* (3), 141–143 (in Russian) [Шерман С.И. О новом типе карт тектонической трещиноватости // Геотектоника. 1966. № 3. С. 141–143].
- Sherman S.I., 1969. Mapping of fracture displacements in ore fields with reference to changes of tectonic fracturing intensity. In: Endogenic mineralization of Pribaikalie. Nauka, Moscow, p. 152–156 (in Russian) [Шерман С.И. Картирование разрывных смещений рудных полей по изменению интенсивности тектонической трещиноватости // Эндогенное оруденение Прибайкалья. М.: Наука, 1969. С. 152–156].
- Sherman S.I., 1977. Physical Regularities of Crustal Faulting. Nauka, Novosibirsk, 102 p. (in Russian) [Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.].
- Sherman S.I., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., 1983. Areas of Dynamic Influence of Faults (Modeling Results). Nauka, Novosibirsk, 110 p. (in Russian) [Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 110 с.].
- Sherman S.I., Dneprovsky Yu.I., 1989. Fields of Crustal Stresses and Geological and Geophysical Methods of Their Studies. Nauka, Novosibirsk, 158 p. (in Russian) [Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 158 с.].
- Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A. et al., 1991. Faulting in the Lithosphere. Strike-Slip Zones. Nauka, Novosibirsk, 262 p. (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 262 с.].
- Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A. et al., 1992. Faulting in the Lithosphere. Extension Zones. Nauka, Novosibirsk, 228 p. (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения. Новосибирск: Наука, 1992. 228 с.].

- Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A. et al.*, 1994. Faulting in the Lithosphere. Compression Zones. Nauka, Novosibirsk, 263 p. (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия. Новосибирск: Наука, 1994. 263 с.].
- Sibson R.H.*, 1998. Brittle failure mode plots for compressional and extensional tectonic regimes. *Journal of Structural Geology* 20 (5), 655–660. [http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00116-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00116-3).
- Sim L.A.*, 1991. Studies of tectonic stresses on the basis of geological indicators (methods, results, and recommendation). *Izvestia vuzov. Geologiya i Razvedka* (10), 3–22 (in Russian) [Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Известия вузов. Геология и разведка. 1991. № 10. С. 3–22].
- Smekhov E.M. (Ed.)*, 1969. The Method of Studies of Rock Fracturing and Oil and Gas Reservoirs in Fractures. Nedra, Leningrad, 129 p. (in Russian) [Методика изучения трещиноватости горных пород и трещинных коллекторов нефти и газа / Под ред. Е.М. Смехова. Л.: Недра, 1969. 129 с.].
- Stoyanov S.*, 1977. Mechanism of Fault Zone Formation. Nedra, Moscow, 144 p. (in Russian) [Стоянов С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 144 с.].
- Structural Parageneses and Their Ensembles*, 1997. GEOS, Moscow, 282 p. (in Russian) [Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. 282 с.].
- Sylvester A.G. (Ed.)*, 1984. Wrench Fault Tectonics. Tulsa, Oklahoma, USA, 313 p.
- Sylvester A.G.*, 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin* 100 (11), 1666–1703. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1988\)100<1666:SSF>2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1988)100<1666:SSF>2.3.CO;2).
- Trifonov V.G.*, 1983. The Late Quaternary Tectogenesis. Nauka, Moscow, 224 p. (in Russian) [Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.].
- Trifonov V.G.*, 1999. Neotectonics of Eurasia. Nauchny Mir, Moscow, 252 p. (in Russian) [Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 252 с.].
- Twiss R.J., Moores E.M.*, 1992. Structural Geology. W.H. Freeman and Company, New York, 533 p.
- Utkin V.P.*, 1980. Shear Dislocations and Methods of Their Studies. Nauka, Moscow, 144 p. (in Russian) [Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 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



THE STATE OF STRESSES OF THE LITHOSPHERE IN JAPAN BEFORE THE CATASTROPHIC TOHOKU EARTHQUAKE OF 11 MARCH 2011

Yu. L. Rebetsky¹, A. Yu. Polets²

¹ *The Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia*

² Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch of RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

Abstract: The article presents results of tectonophysical methods applied to reconstruct tectonic stress field of the north-western flank of the Pacific Ocean seismic focal zone in the region wherein the 2011 Tohoku earthquake was prepared. The reconstructions are based on earthquake foci data for the time period before the catastrophic seismic event. The field of stresses, wherein the Tohoku earthquake focus was formed, had a high gradient along the dip of the seismic focal zone. It is revealed that the focus developed in the junction area of the crust segments with high and low levels of effective pressure. A wide area of lower effective pressure was located at depths close to 30 km, and it was the most susceptible to brittle fracture. In our opinion, the area impacted by the Tohoku earthquake is large due to a large length of the crustal segments with the high gradient of stresses, which are located along the eastern part of the crust of the Honshu Island.

The stress reconstruction also shows that the axis of the Japan oceanic trough divides the seismic focal zone into areas of horizontal compression (westward) and horizontal extension (eastwards). According to our calculations, lateral compression is the highest at the crustal depths up to 20 km westward of the trough's axis, where maximum lateral compression axes are oriented orthogonally to the trough's strike. Eastward of the trough's axis, minimum horizontal compression axes are oriented orthogonally to the trough's strike. At the crossing point of the Japan trough, a sharp changing of stress is by a factor of 5 to 8 of internal cohesion of rocks, τ_f . This sharp changing of stress is lower for the Izu-Bonin trough and varies from 3 to 5 τ_f .

Key words: tectonophysical reconstructions, earthquake, earthquake focus.

Recommended by K.Zh. Seminsky

Citation: Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu. 2014. The state of stresses of the lithosphere in Japan before the catastrophic Tohoku earthquake of 11 March 2011. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (2), 469–506. doi:10.5800/GT-2014-5-2-0137.

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ЯПОНИИ ПЕРЕД КАТАСТРОФИЧЕСКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ ТОХОКУ 11.03.2011 Г.

Ю. Л. Ребецкий¹, А. Ю. Полец²

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

²Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

Аннотация: В работе представлены результаты тектонофизической реконструкции поля тектонических напряжений для северо-западного фланга Тихоокеанской сейсмофокальной области в районе подготовки очага землетрясения Тохоку 2011 г. Реконструкция опиралась на сейсмологические данные о механизмах очагов землетрясений в период, предшествовавший катастрофическому землетрясению. Поле напряжений, в котором формировался очаг землетря-
сения, характеризовалось высокой степенью неоднородности, что обусловлено наличием сейсмоактивных зон.

сения Тохоку, имело высокий уровень градиента вдоль погружения сейсмофокальной области. Установлено, что развитие очага этого землетрясения происходило в области сочленения участков коры с высоким и низким уровнем эффективного давления. На глубинах, близких к 30 км, присутствовала обширная область пониженного уровня эффективного давления, которая является наиболее предпочтительной для развития хрупкого разрушения. Большая протяженность землетрясения Тохоку нами связывается с большой протяженностью участков коры с высоким уровнем градиента напряжений, расположенных вдоль всего восточного участка коры о. Хонсю.

Реконструкция напряжений также показала, что ось Японского океанического желоба разделяет сейсмофокальную область на зоны горизонтального сжатия (к западу) и горизонтального растяжения (к востоку). Наши расчеты показывают, что наибольший уровень латерального сжатия наблюдается в коре на глубинах 0–20 км к западу от оси желоба. Здесь оси максимального латерального сжатия ориентированы ортогонально оси желоба. К востоку от оси желоба ортогонально ему ориентированы оси наименьшего горизонтального сжатия. При этом скачок в уровне напряжений при переходе через Японский желоб составляет около 5–8 значений внутреннего сцепления (τ_f) пород. Для Идзу-Бонинского желоба этот скачок менее выражен, хотя явно существует и составляет 3–5 τ_f .

Ключевые слова: тектонофизические реконструкции, землетрясение, механизм очага.

1. ВВЕДЕНИЕ

Катастрофическое землетрясение, произошедшее 11.03.2011 г. ($M_w=9.0$) на северо-западном фланге Тихоокеанской сейсмофокальной области, развивалось вдоль участка восточного побережья о. Хонсю японской префектуры Тохоку. Название префектуры и дало собственное имя землетрясению. Землетрясение Тохоку продолжило цепочку гигантских землетрясений, произошедших в новейшую эпоху цифровых инструментальных наблюдений. Этот ряд начался Суматра-Андаманским землетрясением 2004 г. ($M_w=9.3$), продолжился чилийским землетрясением Мауле 2010 г. ($M_w=8.8$), и почти сразу за ним последовало землетрясение Тохоку.

Землетрясение 11 марта 2011 г. вызвало сильное цунами, высота приливной волны которого в ряде районов превысила десять метров. Жертвами землетрясения и последовавшего за ним цунами стали более 26000 человек, из них 14161 погибли, остальные числятся пропавшими без вести. По данным Японского метеорологического агентства (JMA) [<http://www.jma.go.jp>], событие 11 марта 2011 г. признано сильнейшим в истории страны и вошло в десятку сильнейших землетрясений за всю историю сейсмических наблюдений в мире, поэтому в японской литературе это землетрясение именуют также Великим Тохоку (Японское) землетрясением.

Сильнейшие землетрясения и вызванные ими разрушительные цунами наблюдались в этом районе и ранее: 869 г. – землетрясение «Дзёган», $M=8.3$, 1896 г. – землетрясение «Мэйдзи Санрику», $M=7.2$, 1933 г. – землетрясение «Санрику», $M=8.4$, землетрясение 1968 г. с $M=7.9$ (рис. 1). Вдоль восточного побережья о. Хонсю С.А. Федотовым [Fedotov, 1965] также была выделена область роя землетрясений с $M=7.8$ –8.3, произошедших в период 1897–1901 гг., которая может рассматриваться как определенный эквивалент очаговой области землетрясения с $M>8.3$. Таким обра-

зом, очаговые области сильнейших землетрясений, произошедших вблизи о. Хонсю за последние 100–120 лет, практически полностью заполняли сейсмогенные участки коры.

В работах [Minoura *et al.*, 2001; Satake *et al.*, 2007; и др.] не раз подчеркивалась возможность возникновения сильного землетрясения и цунами в ближайшие 30 лет вблизи о. Хонсю. Свое предупреждение об опасности авторы основывали на исследовании разрушительного землетрясения Дзёган 869 г., т.е. фактически предполагали существование здесь периода сильнейших землетрясений более 1100 лет.

В исследованиях С.А. Федотова, выполненных в рамках проекта РФФИ «Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги...» в 2005 г., этот район рассматривался как область возможного сильного землетрясения с магнитудой более 7.7. Подобный прогноз высказывался исходя из длительности сейсмических циклов 70–170 лет [Fedotov, 1965], т.е. в этом случае области роя землетрясений 1897–1901 г., землетрясения 1896 г. и 1933 г. считались подготовленными к новой активизации. В такой трактовке сейсмических циклов вдоль восточного побережья Японии появлялась протяженная сейсмическая брешь. Следует заметить, что даже в этом случае автор концепции прогноза С.А. Федотов оценивал магнитуду ожидаемого землетрясения ниже 9.0.

Можно заключить, что, несмотря на прогнозные исследования, столь высокая магнитуда произошедшего землетрясения была неожиданна, она не следовала из данных, использовавшихся для подобных анализов.

2. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОБЛАСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ТОХОКУ

Японские острова лежат в зоне сочленения четырех литосферных плит (рис. 2) со скоростями движения в первые сантиметры в год, определяемыми согласно

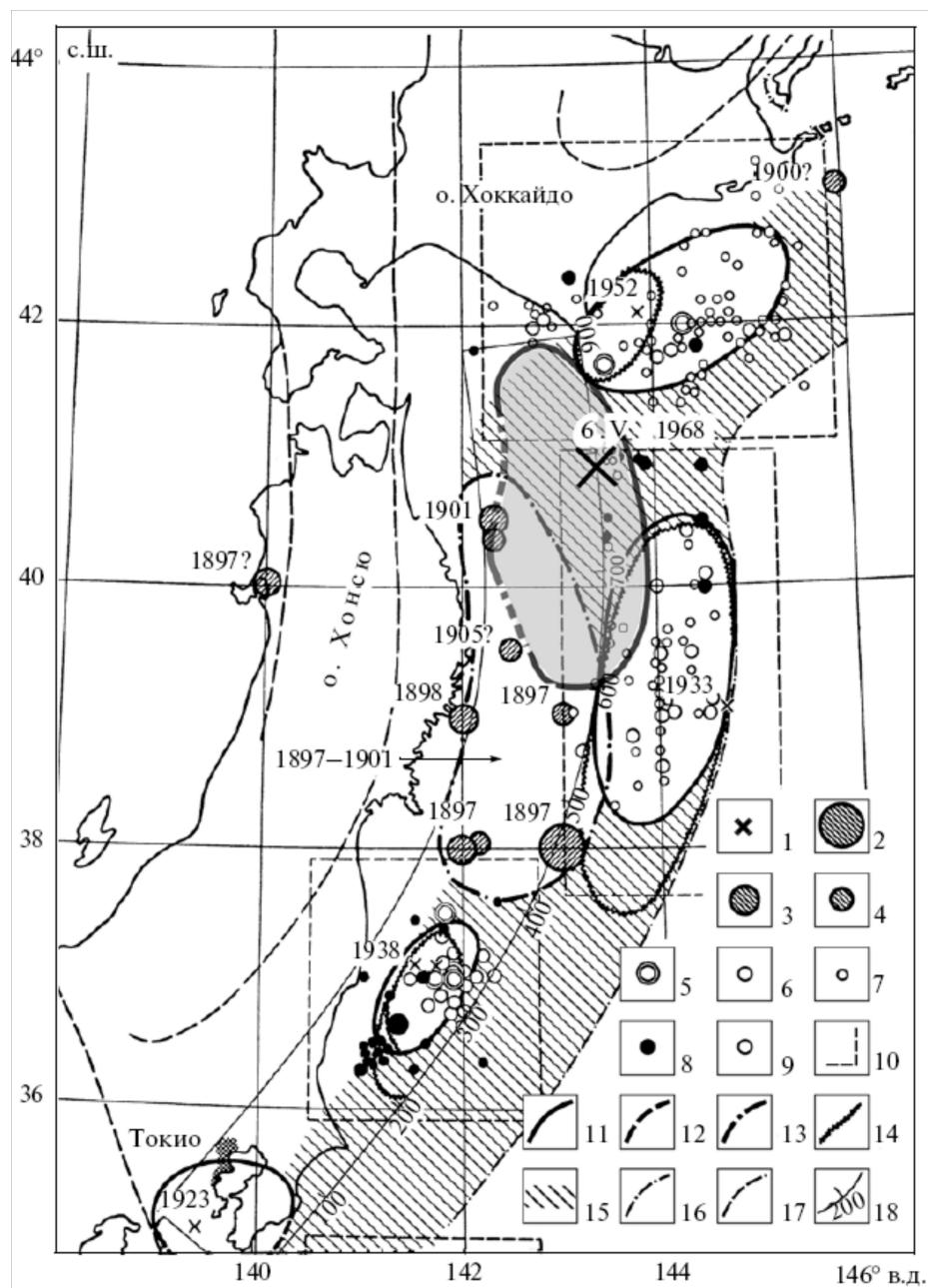


Рис. 1. Области очагов сильных землетрясений ($M \geq 7.75$) в коре Северо-Восточной Японии в период 1897–1968 гг. (очаг землетрясения 1968 г. залит светло-серым цветом) и вероятные места следующих землетрясений с $M \geq 7.75$ (штриховая область) (рисунок из работ [Fedotov, 1965; Fedotov et al., 2012].

Легенда по работе [Fedotov et al., 2012]: 1 – сильнейших землетрясений 1923–1963 гг.; 2 – 1897–1905 гг. с $M=8.5–8.75$; 3 – $M=8.0–8.5$; 4 – $M=7.75$; эпицентры форшоков и афтершоков: 5 – $M \geq 7$; 6 – $M=6.0–6.9$; 7 – $M=5.0–5.9$; 8 – эпицентры форшоков; 9 – эпицентры афтершоков; 10 – границы областей, в которых нанесены все землетрясения за 1933, 1938, 1952 гг., включая форшоки и афтершоки; 11 – границы областей очагов сильных землетрясений; 12 – неуверенные участки границ областей очагов; 13 – возможная граница области землетрясений 1897–1901 гг.; 14 – границы областей возникновения цунами; 15 – вероятные места возникновения следующих сильных землетрясений; 16 – оси глубоководных впадин; 17 – оси вулканических поясов; 18 – линия отсчета расстояний вдоль континентального склона глубоководной впадины.

Fig. 1. Areas of strong earthquake foci ($M \geq 7.75$) in the crust of the North-Eastern Japan in the period from 1897 to 1968 (the 1968 earthquake focus is shown in light grey) and potential locations of future earthquakes with $M \geq 7.75$ (shaded area), according to [Fedotov, 1965; Fedotov et al., 2012].

The legend is according to [Fedotov et al., 2012]: 1 – strongest earthquakes from 1923 to 1963; 2 – 1897 to 1905, $M=8.5–8.75$; 3 – $M=8.0–8.5$; 4 – $M=7.75$; fore- and aftershock epicentres: 5 – $M \geq 7$; 6 – $M=6.0–6.9$; 7 – $M=5.0–5.9$; 8 – foreshock epicentres; 9 – aftershock epicentres; 10 – boundaries of areas and all the earthquakes in 1933, 1938 and 1952, including fore- and aftershocks; 11 – boundaries of strong earthquake focal areas; 12 – uncertain segments of boundaries of earthquake focal areas; 13 – possible boundary of the seismic area from 1897 to 1901; 14 – boundaries of tsunami areas; 15 – potential locations of future strong earthquakes; 16 – axes of deep-water basins; 17 – axes of volcanic belts; 18 – baseline for calculation of distances along the continental slope of the deep-water basin.

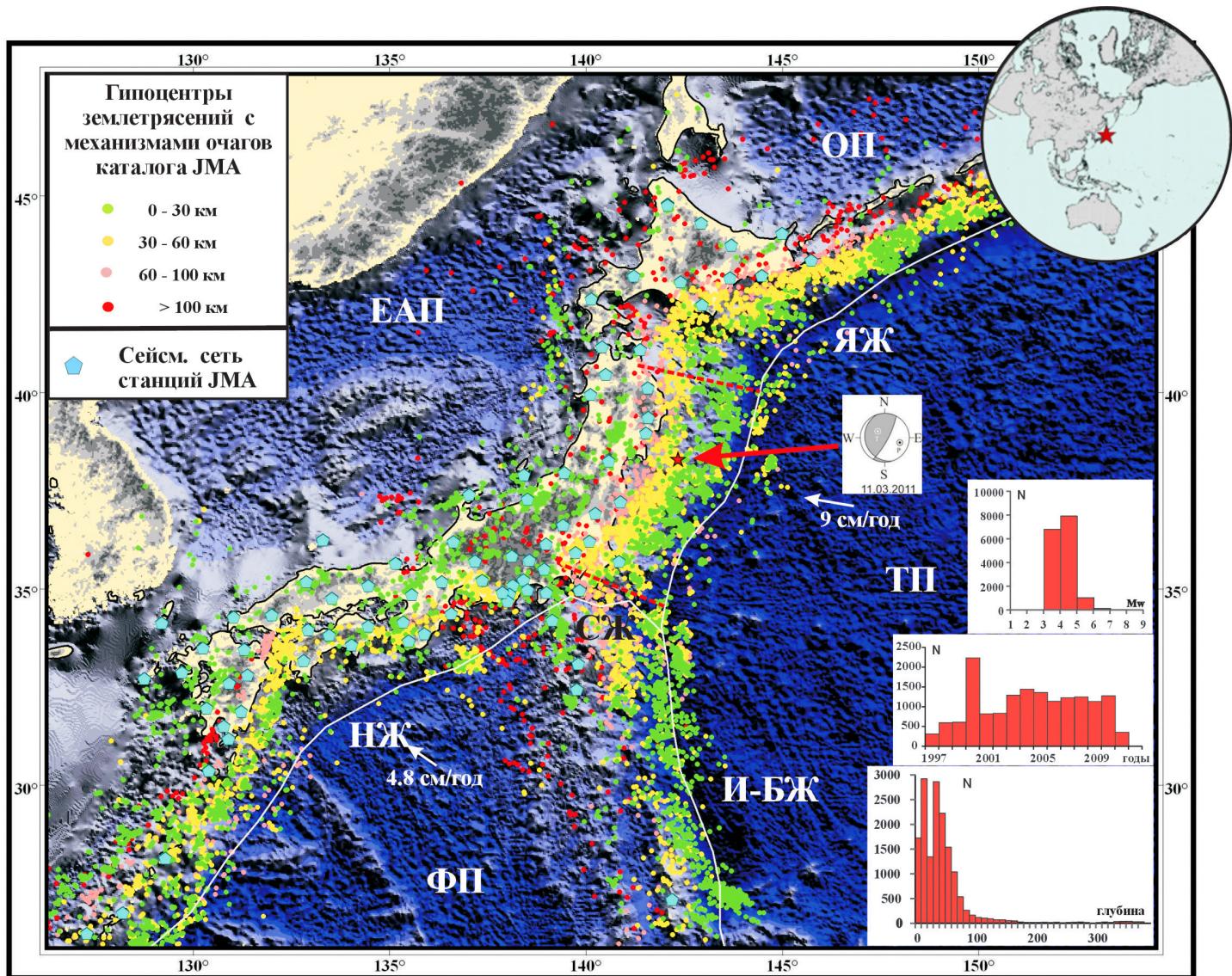


Рис. 2. Расположение сейсмических станций сети JMA (голубые пятиугольники), а также положение эпицентров очагов из каталога механизмов JMA, разделенных цветом на четыре глубинных уровня.

Белым цветом показаны осевые линии океанических желобов: Японского, Нанкайского, Идзу-Бонинского. Красный пунктир определяет северо-восточные и юго-западные границы очага землетрясения Тохоку 2011 г. В нижнем правом углу показаны диаграммы распределения числа событий из каталога механизмов очагов JMA в зависимости от времени, магнитуды и глубины. Скорости движения плит по работам [DeMets *et al.*, 1990, 1994]. ЯЖ – Японский желоб, И-БЖ – Идзу-Бонинский желоб, НЖ – Нанкайский желоб, СЖ – Сагами желоб. ТП – Тихоокеанская плита, ЕАП – Евроазиатская плита, ФП – Филиппинская плита, ОП – Охотская плита.

Fig. 2. Locations of seismic stations of the Japan Meteorological Agency (blue pentagons) and locations of earthquake epicentres from the earthquake mechanism catalogue published by JMA (four depth levels are distinguished by colours).

Axial lines of Japan, Nankai, Izu-Bonin oceanic troughs are shown in white. The red dotted line shows the NE and SW boundaries of the 2011 Tohoku earthquake focus. Diagrams in the bottom right corner show the number of earthquakes (according to data from the JMA catalogue) versus time, magnitude and depth. Plate movement velocities are shown according to [DeMets *et al.*, 1990, 1994]. Troughs: ЯЖ – Japan, И-БЖ – Izu-Bonin, НЖ – Nankai, СЖ – Sagami. Plates: ТП – Pacific, ЕАП – Eurasian, ФП – Philippines, ОП – Okhotsk.

Nuvel-1 и Nuvel-1A моделям [DeMets *et al.*, 1990, 1994]: Евроазиатской (0.1 см/год), Филиппинской (4.8 см/год), Тихоокеанской (9.0 см/год) плит и Охотской микроплиты (0.8 см/год). Из них две континентальные – Евроазиатская и Охотская, и две океанические – Филиппинская и Тихоокеанская. Японский и

Идзу-Бонинский океанические желоба отделяют Тихоокеанскую плиту от Охотской и Филиппинской плит, а океанические Сагами и Нанкайский желоба отделяют Филиппинскую плиту от Охотской и Евразийской. В рамках современных взглядов на тектонику активных континентальных окраин считается, что эти плиты

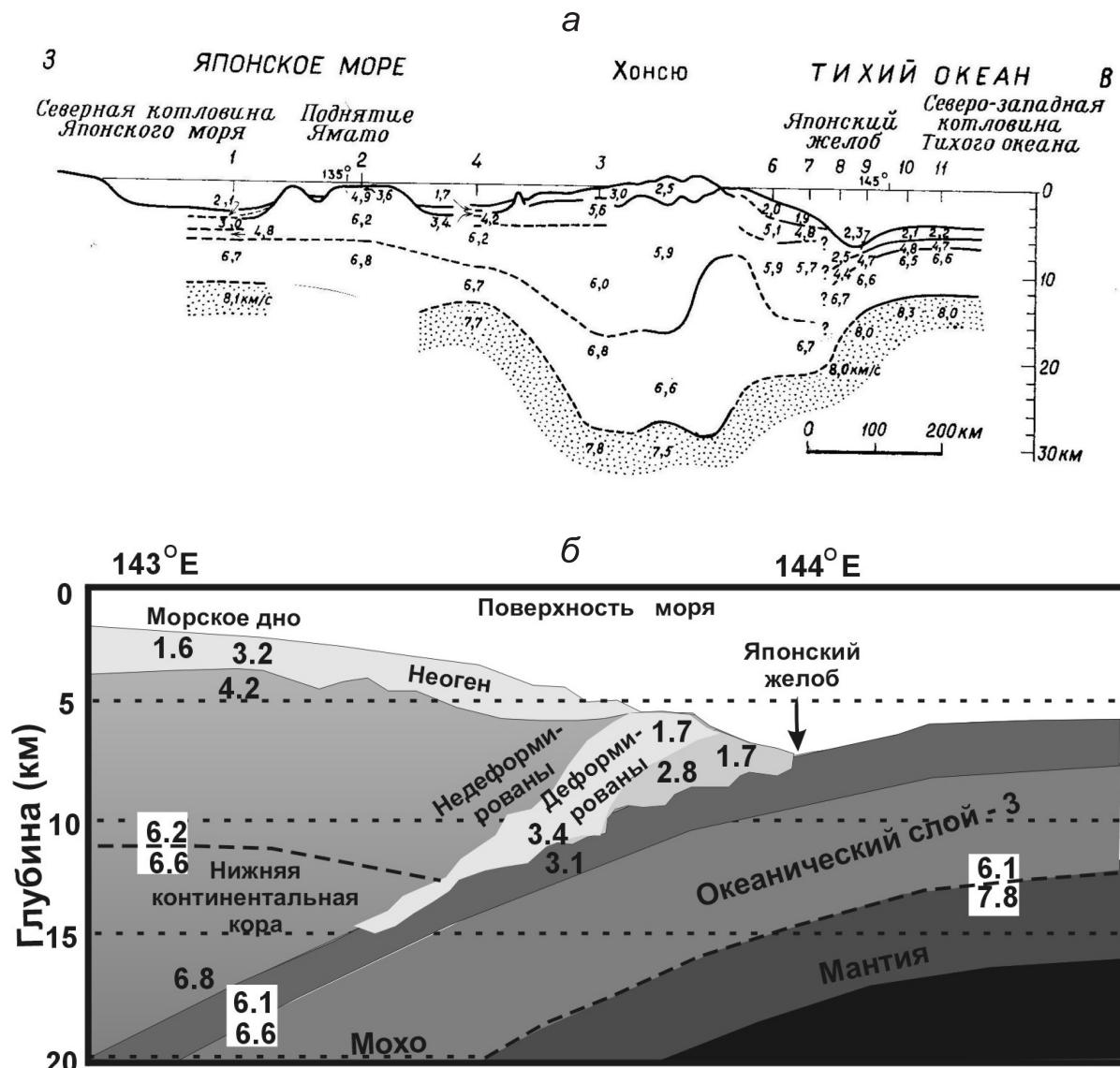


Рис. 3. Скоростной разрез земной коры в северной части о. Хонсю из работы: а – [Matsumoto, Kitamura, 1977], б – [Tsuru et al., 2000].

Fig. 3. The velocity profile of the crust in the northern Honshu Island according to: а – [Matsumoto, Kitamura, 1977], б – [Tsuru et al., 2000].

разделены тремя зонами субдукции, одной коллизионной зоной и одним тройным сочленением. Граница между Евроазиатской и Охотской плитами делит Японию на две области – юго-западную и северо-восточную. Области имеют разные геологические, сейсмические и тектонические особенности [Maruyama et al., 1997].

Данные о гравитационных аномалиях Буге в свободном воздухе показывают, что кора Японских островов находится вблизи изостатического равновесия (0–50 мгал) [Matsumoto, Kitamura, 1977]. Небольшие положительные отклонения имеются вдоль западного побережья о. Хонсю. Вдоль восточного побережья о. Хонсю наблюдается резкое увеличение положи-

тельных значений аномалий Буге при достижении максимальных значений 400 мгал вдоль оси Японского желоба. Разрезы земной коры (рис. 3, а), полученные на основе метода преломленных волн и методом поверхности волн, показывают, что граница Мохоровичича находится на глубинах 12–35 км. На глубинах 30–150 км установлено существование в верхней мантии слоя пониженных скоростей. В более поздних работах [Tsuru et al., 2000] (рис. 3, б) сейсмические отражающие профили интерпретируются с позиции тектоники литосферных плит, но по своей сути они мало отличаются от данных (рис. 3, а).

Уточненные определения положения гипоцентров землетрясений тихоокеанской сейсмофокальной об-

ласти показывают, что существует две концентрированные полосы сейсмических событий, погружающиеся до глубин 200 км с востока под о. Хонсю [Hasegawa *et al.*, 1979] и отстоящие друг от друга на расстоянии 30–40 км. Сейсмичность в пределах коры о. Хонсю и к западу от него сосредоточена в слое 30 км, а вблизи Японского океанического желоба распространяется до глубин 100 км.

В работах [Lomtev, Patrikeev, 1985; Lomtev, 2008, 2013] на основе анализа результатов ГСЗ, МПВ и МОГТ делается вывод, что внутренний склон Японского желоба вблизи о. Хоккайдо и о. Хонсю представляет собой систему чешуйчатых надвигов западного падения протяженностью 4–7 км, формировавшихся в кайнозойских осадках. Мощность аккреционной призмы до 4 км. Из полученных данных сложно понять, как далеко на восток может распространяться покровная надвиговая тектоника.

3. СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ТОХОКУ

Анализ особенностей развития сейсмического процесса в очаге этого катастрофического землетрясения показал, что повышение сейсмической активности началось 9 марта 2011 г. (рис. 4). По данным Геологической службы США (USGS) за полгода до 9 марта зарегистрировано всего 89 землетрясений (рис. 5, *a*) с магнитудой преимущественно от 4.0 до 5.0 (70 событий) и от 5.0 до 6.0 (19 событий), в районе исследования – у тихоокеанского побережья северо-восточной части острова Хонсю в небольшой области примерно в 400 км к северо-востоку от Токио и в 40 км от эпицентра главного толчка (рис. 5, *b*).

За два дня до основного толчка 9.03.2011 г. зарегистрирована серия форшоков (45 землетрясений), впервые за полгода наряду с магнитудами от 4.0 до 5.0 (23 события) и от 5.0 до 6.0 (19 событий) отмечены два землетрясения с магнитудами 6.0, 6.4 и самый мощный форшок с магнитудой $M_w=7.5$ (рис. 5, *b*). За день до главного толчка 10.03.2011 г. число событий резко сократилось до 16 с магнитудами вновь не более 5.6 (рис. 5, *c*). 11 марта 2011 г. первый из серии мощных подземных толчков был зафиксирован в 14:46 по местному времени (05:46 по Гринвичу). После главного толчка 11.03.2011 г. последовали афтершоки с магнитудами $M_w=7.0$, $M_w=7.4$, $M_w=7.2$ и многочисленные толчки меньшей силы. В результате облако афтершоков распространялось на восток, юго-запад, северо-запад. Линейные размеры облака афтершоков $L=450$ км, $W=150$ км (рис. 5, *г*). Анализ распределения афтершоков по глубине с 11 по 20 марта показал, что наибольшее количество землетрясений (793) произошло в интервале от 30 до 40 км, на этой глубине произошло около 40 % землетрясений 11.03.2011 г.

Сейсмологические центры США дали близкие определения механизма очага. По данным Глобального

СМТ проекта: Strike1=203°, Dip1=10°, Slip1=88°; Strike2=25°, Dip2=80°, Slip2=90° при $M_0=4.5 \cdot 10^{22}$ Н·м. По данным USGS: Strike1=187°, Dip1=14°, Slip1=88°; Strike2=29°, Dip2=77°, Slip2=95°, $M_0=5.1 \cdot 10^{22}$ Н·м. На рис. 6 показан вертикальный профиль, секущий сейсмофокальную зону ортогонально океаническому желобу. Погружение плоскости очага землетрясения Тохоку в 14°, представленное в определении USGS, близко к наклону осевой линии сейсмофокальной области 20° на глубине 25 км (рис. 6).

Сейсмологические данные (http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011/usc0001xgp/finite_fault.php) показывают, что развитие очага землетрясения Тохоку происходило с глубины 25 км (рис. 7). Если за первые 30 секунд очаг развивался во все стороны достаточно равномерно (исключение составляет запад – северо-западный азимут вдоль плоскости очага), то, достигнув в диаметре размера около 70 км, эта равномерность исчезла. Скорости распространения разрыва в латеральном направлении на север – северо-запад и юг – юго-восток стали несколько ниже, чем в направлении погружения и восстания разрыва. Фронты разрыва вышли к поверхности коры приблизительно на 60-й секунде от начала землетрясения, а в конечную глубинную область очага – на 75-й секунде, пройдя приблизительно одинаковые расстояния – около 130 км. Максимальные амплитуды смещения наблюдались вблизи поверхности на глубине 3–5 км от океанического дна (15 км от поверхности океана). В этом месте наблюдались и наибольшие скорости «вспарывания» очага в направлении восстания.

4. ИСХОДНЫЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Северо-Западный фланг Тихоокеанской области является одним из наиболее сейсмически активных районов Земли. Уникальность этой территории состоит в том, что для большого ее участка существуют данные о сейсмических событиях, полученных по наблюдениям двух разных высокоточных широкополосных цифровых сейсмических сетей. Это мировая сеть IRIS (<http://www.iris.edu>), по цифровым записям которой USGS и Национальный центр информации землетрясений США (NEIC) получают данные для глобальных каталогов землетрясений (<http://earthquake.usgs.gov/eqarchives/epic>) и каталогов механизмов очагов землетрясений (<http://earthquake.usgs.gov/eqarchives/sopor>). По данным сейсмической сети IRIS механизмы очагов землетрясений определяются начиная с магнитуд 4.3–4.8.

После землетрясения в Кобе (1994 г.) в Японии развернута сейсмическая сеть из 84 цифровых широкополосных станций, по данным которой JMA создает каталог механизмов очагов землетрясений (<http://www.fnet.bosai.go.jp>) для территории Японии и сопредельных территорий (Южные Курилы). Региональная

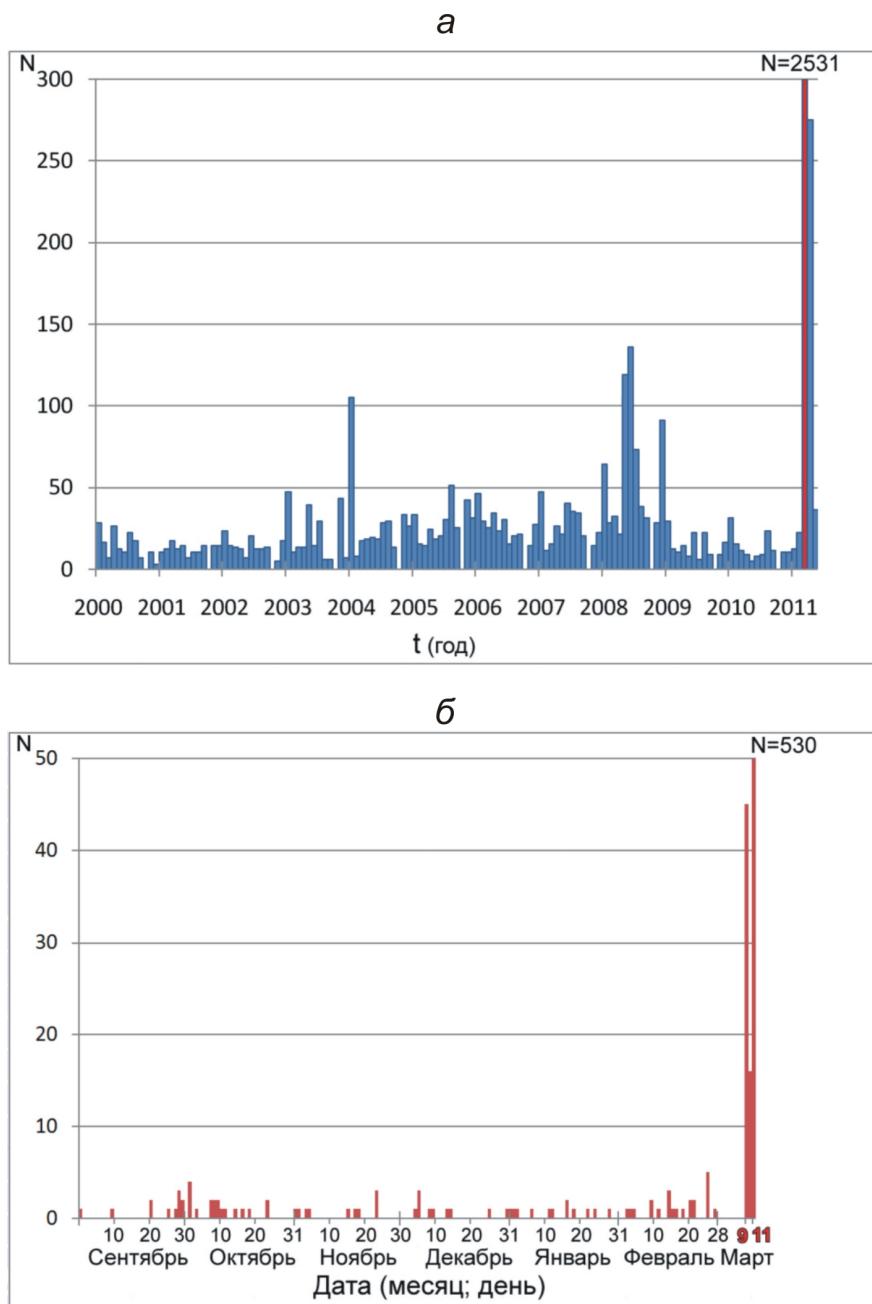


Рис. 4. Изменение количества землетрясений в сутки: *а* – за период с 2000 по 2011 гг.; *б* – более детальный за семь месяцев до 11.03.2011 г.

Fig. 4. Earthquake number variations within 24 hours. *a* – from 2000 to 2011; *b* – in a more detail within seven months before 11 March 2011.

сейсмическая сеть Японии позволяет определять механизмы очагов землетрясений начиная с магнитуд 3.0. Определение механизмов очагов землетрясений JMA ведется для площади по широте 20.0–47.5° с.ш. и по долготе 124.3–154.5° в.д. В полном виде за период с 01.01.1997 г. по 02.28.2011 г., т.е. до землетрясения Тохоку, каталог насчитывает 16036 решений тензора момента центроида (СМТ) для землетрясений с магнитудами $7.9 \geq M_w \geq 3.1$ при разбросе глубин от 0 до 499 км.

Определение механизмов очагов землетрясений в обоих представленных выше каталогах происходит на схожих принципах, путем интерпретации полной волновой картины [Ekström *et al.*, 2012]. Поскольку базисом определений механизмов являются разные сейсмические сети (глобальная сеть IRIS и региональная сеть JMA), использующие различающиеся сейсмические скоростные модели среды, в рамках настоящих исследований выполнено сопоставление результатов определения механизмов очагов, полученных для

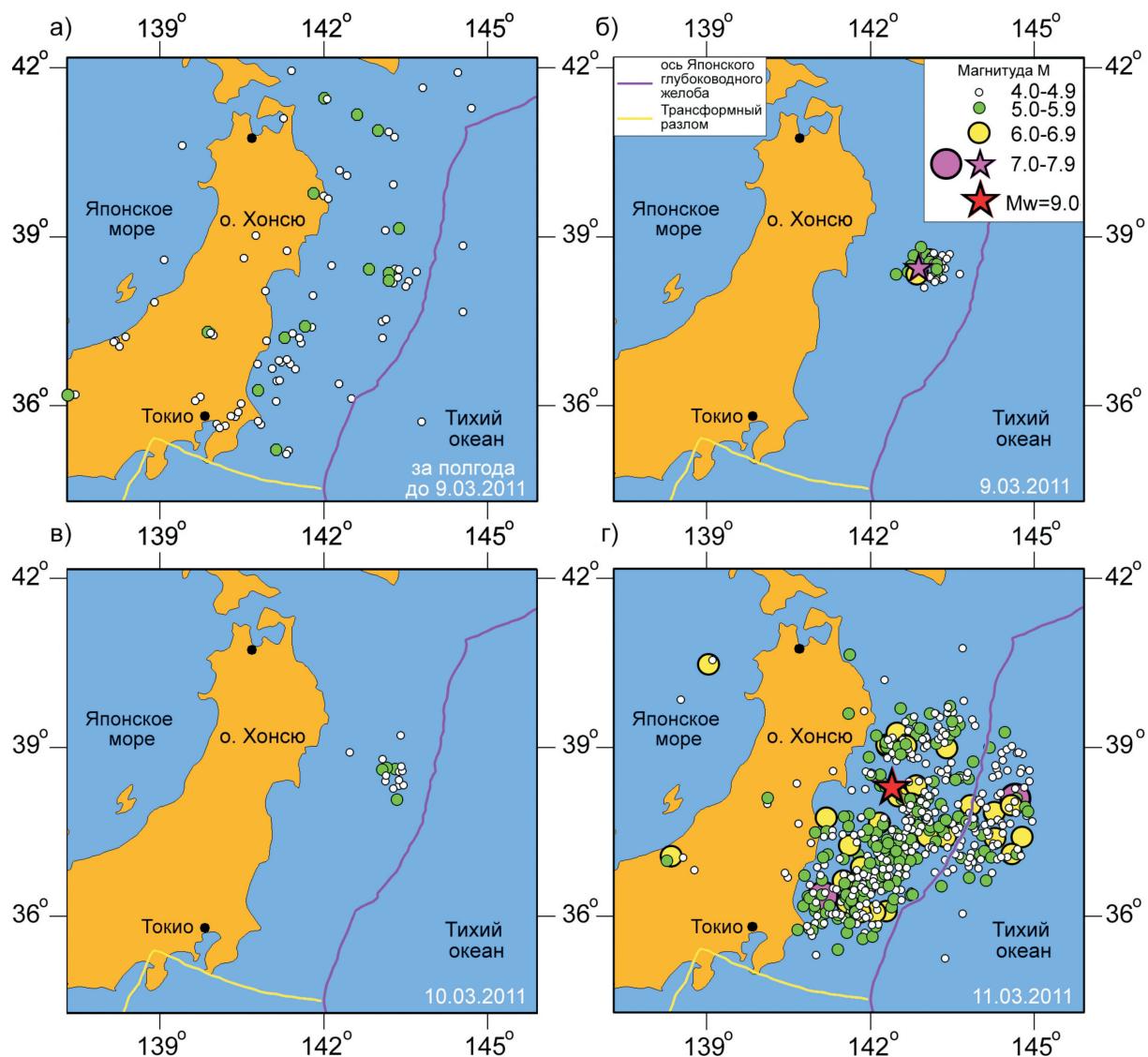


Рис. 5. Положение эпицентров землетрясений в районе о. Хонсю с 1.09.2010 г. по 11.03.2011 г.: а – за полгода до 9.03.2011 г., б – 9.03.2011 г., в – 10.03.2011 г., г – 11.03.2011 г.

Fig. 5. Locations of earthquake foci in the Honshu Island from 01 September 2010 to 11 March 2011: а – six months before 09 March 2011; б – 09 March 2011; в – 10 March 2011; г – 11 March 2011.

одних и тех же землетрясений по каталогам NEIC и JMA. Обработка исходных сейсмологических данных производилась в пределах области $30\text{--}46^\circ$ с.ш. и $128\text{--}145^\circ$ в.д. за временной период с 01.01.2007 г. по 31.12.2010 г. За рассматриваемый период каталог JMA насчитывает 11114 событий, каталог NEIC – 1043 событий. Нижний уровень магнитуд в первом каталоге $M_w \geq 4.7$ (NEIC), во втором $M_w \geq 3.1$ (JMA).

События из двух каталогов сопоставлялись по следующим критериям: дата землетрясения (строгое соответствие), долгота и широта ($\pm 0.5^\circ$), магнитуда (± 0.3), глубина (± 30 км). Большой коридор для значений по глубине подобран по причине значительной разницы глубин по одному и тому же событию в двух каталогах (рис. 8, а).

Из 1043 событий каталога NEIC 900 удовлетворяют заданным критериям сопоставления, из них 142 события имеют более одного аналога из каталога JMA. Из-за невозможности полной идентификации эти события были исключены из дальнейшего анализа. Соответственно 143 события каталога NEIC не имели аналога в каталоге JMA. В итоге сравнение двух каталогов проходило по 758 событиям.

Сравнение выполнялось по ориентации осей **T** и **P** для отдельных механизмов очагов землетрясений (сброшенные напряжения растяжения и сжатия). Для них рассчитывались углы отклонения азимутов и погружения этих осей (рис. 8, б, в). Результат сравнения двух каталогов показал: из 758 событий 461 (или 61 %) имеют несущественные отклонения в азимутах и

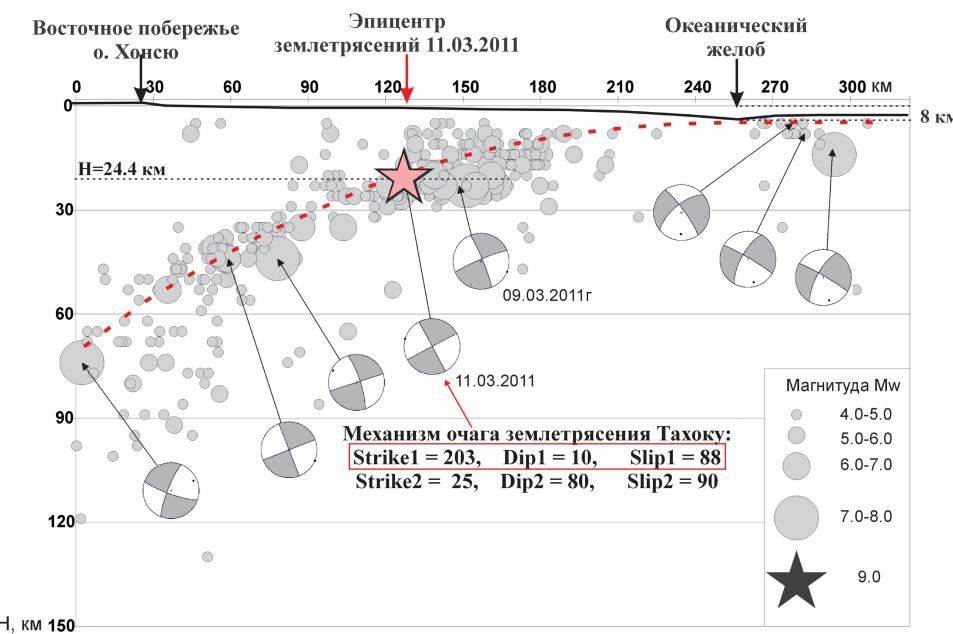


Рис. 6. Вертикальное сечение сейсмофокальной области поперек восточного побережья о. Хонсю и Японского океанического желоба с положением гипоцентра Токио землетрясения и гипоцентров землетрясений до 11.03.2011 г.

Механизмы наиболее сильных землетрясений и землетрясения Токио показаны в проекциях на вертикальное сечение. Красный пунктир определяет осевую линию сейсмофокальной области.

Fig. 6. The vertical profile of the seismic focal zone across the eastern shoreline of the Honshu Island and the Japan oceanic trough and locations of the Tohoku earthquake and earthquake hypocentres before 11 March 2011.

Mechanisms of the strongest seismic events and the Tohoku earthquake mechanism are shown in projections to the vertical profile. The red dotted line shows the axial line of the seismic focal zone.

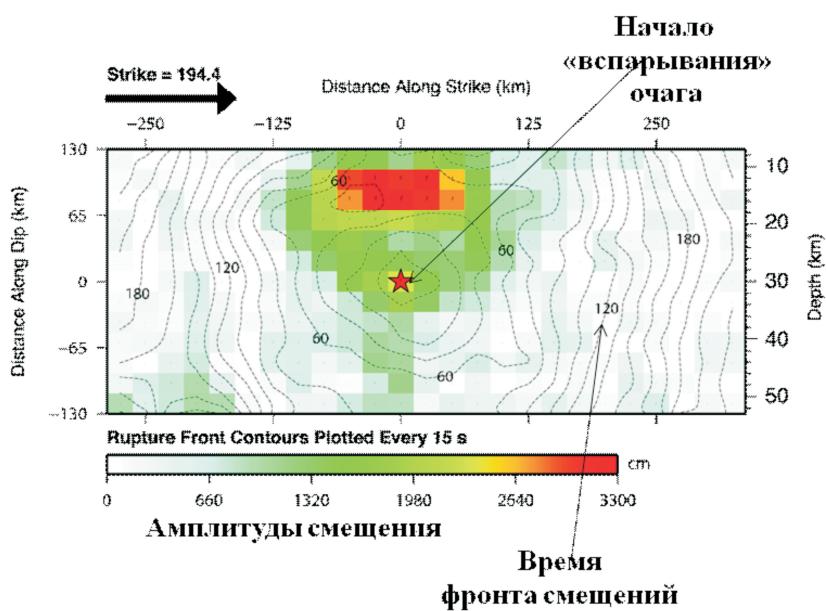


Рис. 7. Развитие фронта разрушения и амплитуды смещения вдоль очаговой плоскости землетрясения Токио 2011 г. (рисунок взят с Web-site Геологической службы США http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011/usc0001xgp/finite_fault.php).

Fig. 7. Development of the destruction front and the displacement amplitude along the focal plane of the 2011 Tohoku earthquake (from the web-site of the US Geological Survey http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011/usc0001xgp/finite_fault.php).

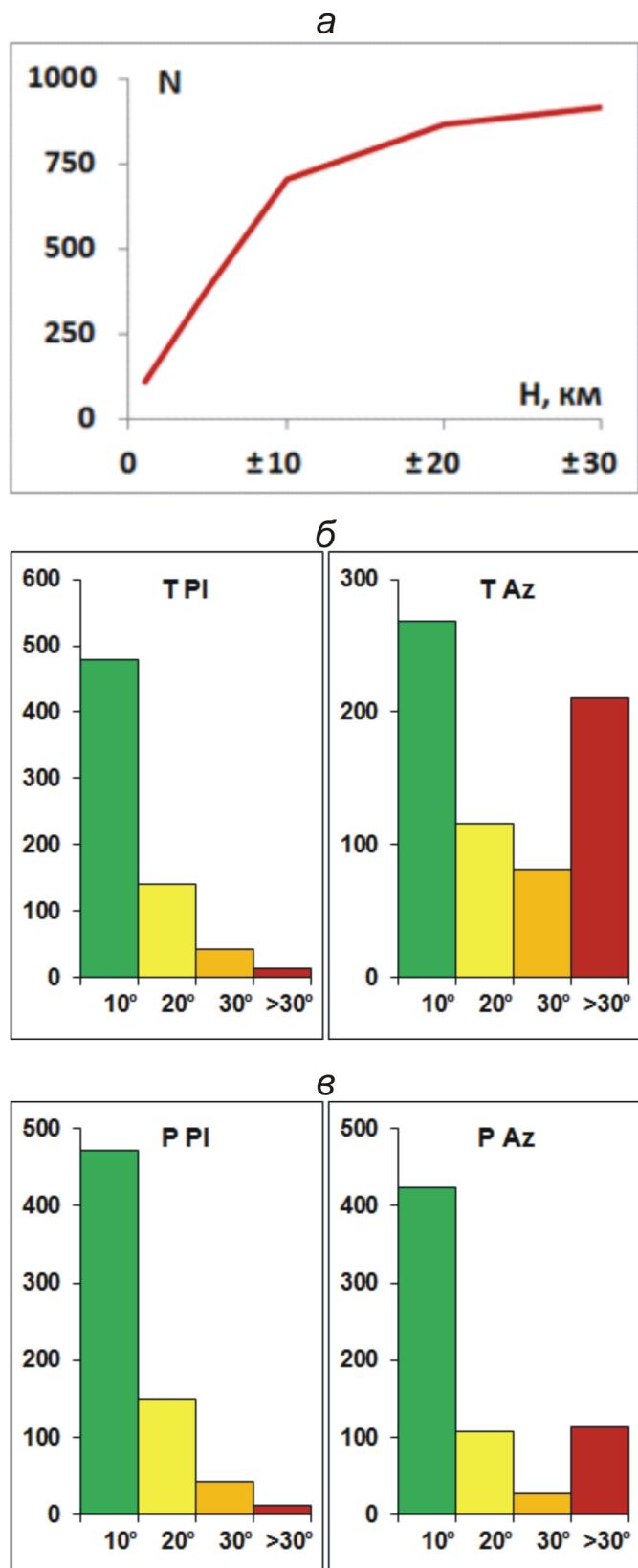


Рис. 8. Сопоставление каталогов NEIC и JMA: *а* – график зависимости количества сопоставленных событий от глубины (коридор значений ± 10 , ± 20 , ± 30 км), в случае если остальные критерии сравнения остаются без изменений; *б*, *в* – амплитуды отклонений углов погружений и азимутов осей *T* (*б*) и *P* (*в*): 0–10° – несущественные отклонения; 10–20°, 20–30° – значительные отклонения; свыше 30° – существенные.

Fig. 8. Comparison of NEIC and JMA catalogues: *a* – number of compared seismic events versus depth (values ± 10 , ± 20 , ± 30 km) in case that other criteria of comparison remain unchanged; *б*, *в* – amplitudes of deviations of dip angles and azimuth of axes *T* (*б*) and *P* (*в*): 0–10° – insignificant; 10–20°, 20–30° – considerable; above 30° – significant deviations.

погружениях осей T и P , 199 событий (26 %) – значительные, а 98 событий (13 %) – существенные отклонения. Наибольшее число несовпадений по двум каталогам получено для азимутов оси T . Это связано с тем, что данные оси в исследуемом регионе достаточно часто имеют субвертикальное направление. При такой ориентации большие отличия в азимутах на самом деле не приводят к большим отличиям в ориентациях этих осей. Таким образом, можно заключить, что результаты этого анализа показывают хорошее совпадение механизмов очагов землетрясений каталогов NEIC и JMA. Лишь немногим более 100 событий (около 13 %) имеют отличия в ориентациях осей, превышающие 30° .

Анализ каталога механизмов очагов JMA показал, что в среднем этот каталог ежегодно пополняется около 1000 событиями. Годы с большими числами произошедших землетрясений относятся к периодам возникновения относительно сильных землетрясений с $M_w > 6.5$, что определяет попадание в данный каталог большого числа афтершоков этих событий (см. рис. 2). Как следует из данных рис. 2, диапазон магнитуд землетрясений из каталога механизмов очагов, доставляющий наибольшее число определений, составляет 3.5–5.5, а их гипоцентры в основном находятся на глубинах до 100 км при наличии двух локальных максимумов распределения гипоцентров для глубин 0–20 км и 30–50 км. На рис. 9 показаны механизмы сильных землетрясений с $M_w > 5.5$ и эпицентры менее сильных землетрясений ($M_w \leq 5.5$) из этого каталога, произошедшие до землетрясения Тохоку.

На рис. 9 представлена карта механизмов очагов землетрясений в коре северо-западного фланга Тихоокеанской сейсмофокальной области по данным каталога JMA. Анализ данных о механизмах показывает, что основным типом механизмов является взброс, отличающийся пологим положением оси P и более крутым погружением оси T ($\pm 15^\circ$). Землетрясения, для которых оси P и T местами субвертикальны и субгоризонтальны ($\pm 15^\circ$ соответственно), отвечающие сбросам, встречаются почти в два раза реже. Землетрясения, для которых оси P и T субгоризонтальны ($\pm 15^\circ$), отвечают сдвигам вдоль простирания разрыва, и их число близко к числу сбросовых землетрясений. Такое же число событий с осями P и T , расположенными под углами 45° ($\pm 15^\circ$), отвечает механизму типа взрез (субвертикальный разрыв) или горизонтальный поддвиг (субгоризонтальный разрыв). Чуть меньшее число землетрясений с механизмами, промежуточными относительно рассмотренных выше.

Сопоставление механизмов очагов землетрясений для диапазонов магнитуд $5.5 > M_w > 3$ и $7 > M_w > 5$ показывает, что при большем уровне магнитуд механизмы очагов типа взбросы становятся преимущественными, их число от общего составляет около 45 %, в то время как при меньшем диапазоне магнитуд – около 32 %. Это показывает, что в зависимости от магнитуд-

ного диапазона анализируемых механизмов очагов землетрясений может меняться характер усредненного напряженного состояния.

5. ОБЗОР УЖЕ ИЗВЕСТНЫХ ДАННЫХ О НАПРЯЖЕННОМ СОСТОЯНИИ КОРЫ ЯПОНИИ

Следует отметить, что ранее детальные исследования поля напряжений для коры Японских островов были выполнены одним из авторов настоящей статьи в работе [Rebetsky, 2007a]. Эти исследования базировались на методе катастического анализа разрывных смещений, а исходными данными являлся каталог механизмов очагов землетрясений JMA в период 01.01.1997 г. по 02.06.2002 г. Другие подобные детальные исследования именно поля напряжений нам не известны.

Как правило, для коры западного склона Японского желоба выполнялись оценки усредненных по площадям в тысячи квадратных километров параметров напряженного состояния. К подобным работам следует отнести [Hasegawa *et al.*, 2011; Kato *et al.*, 2011; Hardebeck, 2012], в которых анализ напряженного состояния области развития землетрясения Тохоку проводился в одном методическом ключе. По методике, подобной подходу В.Д. Парфенова [Parfenov, 1984], на основании ориентаций осей P и T механизмов очагов до и после (афтершоки) землетрясения Тохоку определялись ориентации осей главных напряжений (центры облака точек P и T отдельных механизмов на единичной полусфере), действовавшие в каждом из этих двух участков на соответствующих стадиях сейсмического процесса (до или после землетрясения Тохоку). Так, согласно работам [Hasegawa *et al.*, 2011; Hardebeck, 2012], для двух участков океанической части коры восточного побережья о. Хонсю протяженностью около 400 км были определены углы погружения осей максимального сжатия (среднее положение осей P) и максимального девиаторного растяжения (среднее положение осей T), которые до возникновения землетрясения Тохоку составляли около 63° и 27° соответственно.

Следует также отметить, что подход, при котором оси P и T отдельных механизмов отождествляются с осями главных напряжений, может приводить к достаточно большим ошибкам в определении ориентации осей главных напряжений [Kostrov, 1975; Rebetsky, Alekseev, 2014].

В работах [Hasegawa *et al.*, 2011; Hardebeck, 2012] также выполнялась оценка величин тектонических напряжений. Для этого использовались данные об ориентации главных осей напряжений до и после землетрясения Тохоку [Hardebeck, Hauksson, 2001]. По разности углов между положениями осей напряжений максимального сжатия и по данным о величине сброшенных напряжений каждого из участков опреде-

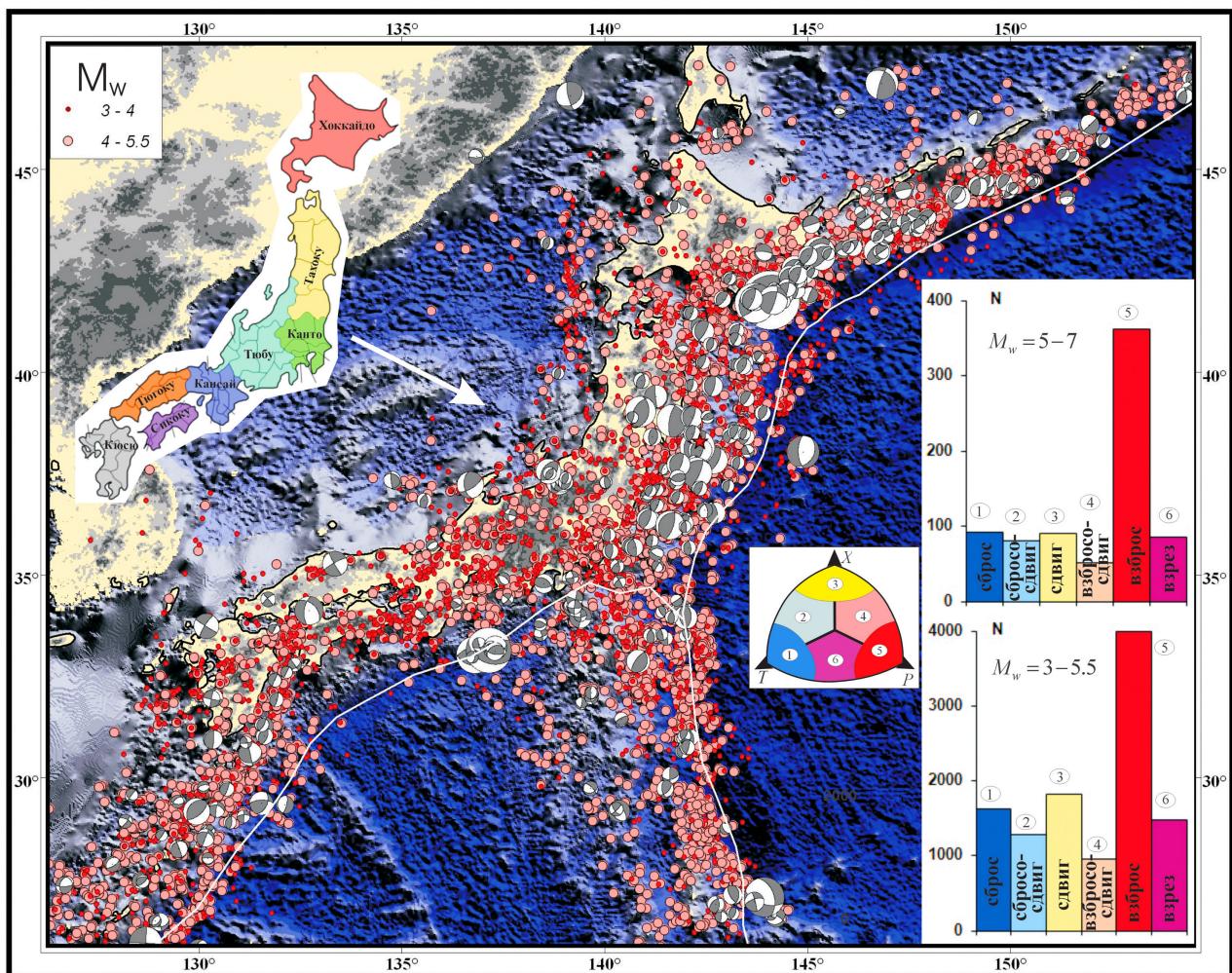


Рис. 9. Карта распределения эпицентров землетрясений с $3.0 < M_w < 5.5$ и механизмов очагов землетрясений из каталога механизмов очагов Японии.

В правом нижнем углу для двух диапазонов магнитуд (3.0–5.7 и 5.0–7.0) показана схема разделения механизмов на шесть типов в зависимости от ориентации оси на зенит в октанте, построенном на осях P , T , X , и диаграмма числа землетрясений с различными типами механизмов: 1) сброс, 2) сбросо-сдвиг, 3) сдвиг, 4) взбросо-сдвиг, 5) взброс, 6) взрез или поддвиг. В левом верхнем углу дана карта префектур Японии.

Fig. 9. The distribution of earthquake epicentres ($3.0 < M_w < 5.5$) and earthquake focal mechanisms according to data from the JMA catalogue.

In the bottom right corner, a scheme of six mechanisms is shown for two magnitude ranges (3.0–5.7 and 5.0–7.0) with regard to axis orientations to the zenith in the octant constructed at axes P , T and X , and the diagram shows the number of earthquakes with different mechanism types: 1 – normal fault, 2 – shear fault with normal component, 3 – shear fault, 4 – shear fault with reserve component, 5 – reverse fault, 6 – incision fault or underthrust. In the top left corner, the map shows prefectures in Japan.

лялась величина максимальных касательных напряжений. Для исследуемых участков коры изменение ориентации осей сжатия было 27.5° и 35° , а рассчитанные значения максимальных касательных напряжений оказались равными 21 и 22 МПа. Согласно расчетам, уменьшение уровня девиаторных напряжений составило 90–95 %. Подобные изменения уровня напряжений определяют энергетическую эффективность сейсмического излучения (КПД землетрясения) порядка 82–91 %, что является крайне необычным для хрупкого разрушения горных пород и, в особенности, для сильных землетрясений [Bath, Duda, 1964; Kanamori,

Anderson, 1975].

Анализируя результат, полученный в работе [Hasegawa, 2011], следует отметить следующее. Как показано в работе [Rebetsky, 2007a], подход В.Д. Парфенова предполагает, что в исследуемой области хрупкое разрушение идет по двум сопряженным парам сколовых трещин. В этом случае облако точек осей P и T отдельных механизмов на единичной полусфере располагается симметрично относительно осей главных напряжений (σ_3 и σ_1 соответственно), под действием которых и происходит хрупкое разрушение. Это условие, вероятно, выполняется на афтершоковой стадии про-

цесса, когда в результате сильного землетрясения резко активизируются разрывы разной ориентации. На фокусовой стадии процесса локализация хрупких разрывов идет вдоль очаговой плоскости, и поэтому здесь одновременно не работают обе сопряженных пары трещин. Результатом подобного развития хрупкого разрушения является смещение облака точек осей P и T отдельных механизмов в одну сторону от положения осей действующих напряжений σ_3 и σ_1 . Эти отклонения могут достигать 13–18°. Возможно, что чрезмерно завышенный КПД этого землетрясения связан именно с этой методической ошибкой.

В другой группе работ [Miao, Zhu, 2012; Toda, Stein, 2013] изучалось напряженное состояние коры на афтершоковой стадии землетрясения Тохоку на основе расчета изменения кулоновых напряжений. Основой расчета подобных напряжений являются данные о величине сброшенных касательных напряжений в очаге сильного землетрясения (в данном случае землетрясения Тохоку), ориентации плоскости его очага и направлении подвижки. Все эти данные вместе позволяют решить задачу теории упругости и рассчитать изменения компонент тензора напряжения в точках пространства, окружающего очаг сильного землетрясения [Stein, Lisowski, 1983; Reasenberg, Simpson, 1992]. Считается, что по результатам расчета изменений кулоновых напряжений появляется возможность выявить области, где эти напряжения повышаются относительно начального состояния (до сильного землетрясения), и, следовательно, здесь можно ожидать повышенной активности афтершокового процесса. Наоборот, там, где кулоновые напряжения понизились, афтершоки маловероятны.

Однако сопоставление результатов расчетов кулоновых напряжений с афтершоковой последовательностью землетрясения Тохоку в работе [Miao, Zhu, 2012] не показало хорошей корреляции. Афтершоки происходили как в области повышения кулоновых напряжений, так и в областях их понижения. На наш взгляд, ошибочность подхода в представленных работах заключается в том, что рассматривается только упругая реакция среды на сильное землетрясение. На самом деле, геологическая среда уже в верхнем слое коры находится в закритическом состоянии, определяющем возможность формирования трещинных необратимых деформаций [Rebetsky, 2007a, 2007b, 2007c, 2009]. В этом случае сброс напряжений вдоль крупного разлома может приводить как к продолжению закритического поведения участков коры, так и к упругой разгрузке.

6. МЕТОД РЕКОНСТРУКЦИИ ПРИРОДНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ

Реконструкция параметров напряженного состояния в коре северо-западного фланга Тихоокеанской сейсмофокальной области выполнялась на основе ме-

тода катастического анализа разрывных смещений (МКА) [Rebetsky, 2007a]. Этот метод состоит из четырех этапов и позволяет определять не только параметры эллипсоида напряжений, как это делается в широко известных методах [Angelier, 1990; Carey-Gailphardis, Mercier, 1987; Gephart, Forsyth, 1984; Gushchenko et al. 1990; и др.], но и величины напряжений. В МКА используются как данные о механизмах очагов землетрясений, так и обобщение результатов экспериментов по разрушению горных пород, данные о динамических параметрах очагов землетрясений и уравнение сохранения импульса силы в вертикальном направлении. На каждом этапе расчета используется какой-то один тип из указанной выше общей группы данных, а результатом работы его алгоритма является получение некоторого набора компонент тензора напряжений. Каждый последующий этап расчета использует результаты предыдущего этапа. В случае выполнения всех четырех этапов расчета МКА получают данные о шести компонентах тензора напряжений, четырех компонентах тензора приращений сейсмоконтактных деформаций, эффективной прочности сцепления и флюидном давлении [Rebetsky, 2007a].

Расчеты компонент тензора напряжений выполняются в доменах земной коры, выделяемых в качестве квазиоднородных по их деформационному состоянию. Каждому из таких доменов отвечает своя однородная выборка очагов землетрясений. В алгоритме МКА существуют процедуры, позволяющие выполнять контроль за однородностью деформаций таких доменов.

Алгоритм МКА на первом этапе реконструкции выполняет определение ориентации главных осей тензора напряжений и значение коэффициента Лоде – Надаи, что характеризует эллипсоид напряжений [Rebetsky, 1997, 1999, 2001]. Здесь основные процедуры МКА близки к тем, что использованы в методах J. Angelier, E. Carey-Gailphardis и О.И. Гущенко. На этом этапе осуществляется создание однородной выборки механизмов очагов землетрясений, характеризующей квазиоднородный домен земной коры, которому приписываются результаты расчета напряжений. Принципиальным отличием алгоритма МКА от других методов является его нацеленность на выбор из всех возможных напряженных состояний такого, для которого достигается максимум диссипации энергии, накопленной в упругих деформациях [Drucker, Prager, 1952]. Для реализации этого основного принципа теории пластичности в МКА существует алгоритм расчета тензора приращений сейсмоконтактных деформаций, близкий по конечной форме выражений к алгоритму расчета средних механизмов С.Л. Юнга [Yunga, 1990].

На втором этапе МКА производится расчет редуцированных значений максимальных касательных напряжений и эффективного всестороннего давления (разность между тектоническим давлением и давлением флюида в трещинно-поровом пространстве) [Rebetskii, 2003, 2009b; Rebetsky, 2005, 2009]. Здесь на диаграмме

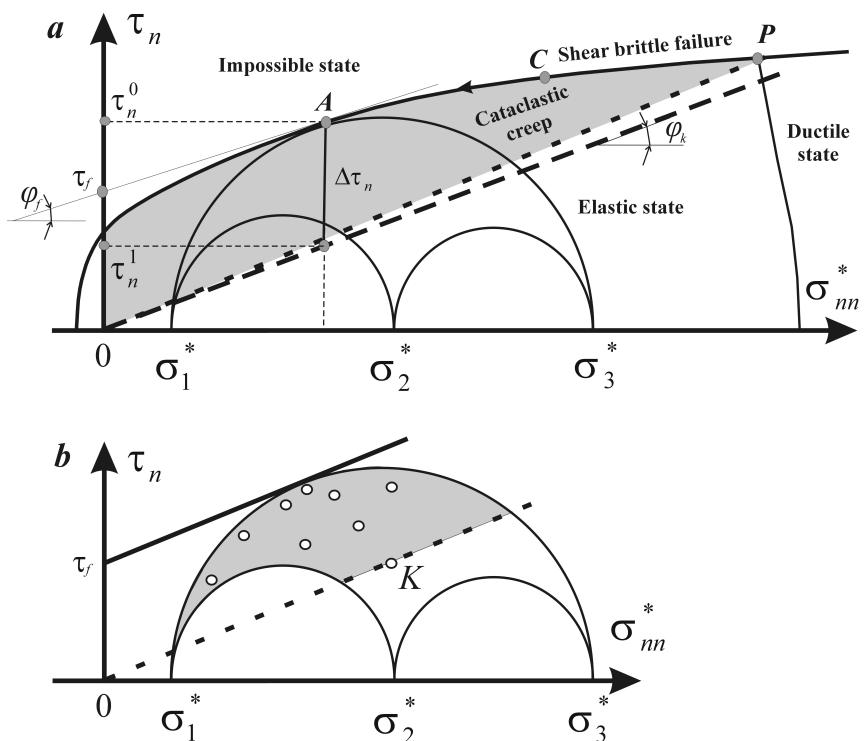


Рис. 10. Полоса разрушения (a) и распределения точек с данными о напряжениях в очагах землетрясений из однородных выборок (b) на диаграмме Мора [Rebetsky, 2007a].

τ^0 , τ^1 – касательные напряжения на разрыве соответственно до и после его активизации; $\Delta\tau$ и τ_f – сброшенные касательные напряжения и напряжения внутреннего трения; φ_f , φ_k – угол внутреннего статического и кинематического трения на разрыве; звездочка при главных напряжениях отвечает учету флюидного давления (эффективные напряжения).

Fig. 10. The band of destruction (a) and scatter of data points of stresses in earthquake foci from similar data sets (b) in the Mohr diagram [Rebetsky, 2007a].

τ^0 , τ^1 – shear stresses on the fault before and after its activation; $\Delta\tau$ and τ_f – shear stress drop and cohesion stress; φ_f , φ_k – angles of inner static and kinematic friction on the fault; stars for principal stresses are characterized by the influence of fluid pressure (effective pressure).

Мора для каждого домена реконструкции напряжений анализируются расположения точек, характеризующих напряжения на плоскости очага землетрясений (рис. 10 а, б). Подобный анализ выполняется по данным однородной выборки землетрясений, отвечающей каждому домену. При этом в алгоритме МКА существуют критерии выбора одной из нодальных плоскостей в качестве очага землетрясения. Эти критерии опираются на положение о близости точки, характеризующей напряжения на плоскости разрушения, плоскостям скольжения горных пород.

На втором этапе МКА анализируется распределение точек на диаграмме Мора для каждой однородной выборки механизмов очагов землетрясений. Считается, что эти точки должны располагаться в полосе разрушения, отсекаемой в пределах больших и малых кругов Мора линией минимального сопротивления кулонового трения (рис. 10, а). При этом предполагается, что все анализируемые напряженные состояния являются предельными, т.е. их большие круги Мора касаются линии предела внутренней прочности. Также считается, что предел внутренней прочности можно

представить линией на диаграмме Мора, параллельной линии минимального сопротивления поверхностного статического трения. На основе этого анализа осуществляется оценка величин напряжений, определяемых с точностью до неизвестного значения внутреннего сцепления массивов горных пород, т.е. рассчитываются напряжения, редуцированные на неизвестное значение прочности сцепления τ_f .

Определение величин напряжений и параметров прочности (τ_f) в МКА производится на третьем и четвертом этапах метода. В настоящей работе будут представлены результаты расчета напряжений по алгоритму МКА только первых двух его этапов.

7. РЕЗУЛЬТАТЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ПРИРОДНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ

Анализ исходных сейсмологических данных. Для детальной реконструкции современного поля напряжений в области подготовки катастрофического землетрясения Тохоку 2011 г. на основе данных JMA был

создан каталог сейсмологических данных о механизмах очагов землетрясений, отвечающий области подготовки данного землетрясения. Созданный каталог покрывает области по латерали $30\text{--}43^\circ$ с.ш. и $135\text{--}146^\circ$ в.д. и в диапазоне глубин от поверхности коры до 90 км. В полном каталоге таких землетрясений оказалось 9324 из общего числа в 16036.

Реконструкция напряжений на основе программного комплекса STRESSseism выполнялась не для всего магнитудного диапазона полученной выборки землетрясений. Опыт работ по расчету тектонических напряжений по алгоритму МКА показал, что наиболее эффективным является анализ механизмов очагов землетрясений, если разброс их магнитуд не превышает 2.5–3.0 единицы. В противном случае в процессе расчета появляется много событий, которые оказываются «отвергнуты» и не входят ни в одну однородную выборку механизмов очагов землетрясений, на основе которых затем можно получить данные о напряженном состоянии квазиоднородных доменов земной коры. Подобная ситуация отражает представление о том, что разрывы, являясь интеграторами напряженного состояния, позволяют рассматривать поле тектонических напряжений как иерархическую структуру и говорить о возможности реконструкции напряжений разных иерархических уровней (разных масштабов усреднения) [Osokina, 1987].

В нашей работе будут представлены результаты реконструкции напряжений по данным о механизмах очагов землетрясений в двух диапазонах магнитуд M_w : 1) от 3.0 до 5.5 и 2) от 5.0 до 7.0. Число землетрясений в указанных диапазонах магнитуд для представленного выше участка Тихоокеанской сейсмоактивной области составило соответственно 9170 и 584.

Обработка исходных сейсмологических данных производилась в длиннопериодном режиме реконструкции программы STRESSseism, когда для каждого домена при создании однородной выборки землетрясений ее наращивание по шкале времени не ограничивалось появлением событий, не согласованных с уже включенными в эту выборку. Подобные события не проходили проверку на однородность [Rebetsky, 1997, 2007a] и поэтому не включались в выборку. В программе STRESSseism короткопериодный режим реконструкции предусматривает прекращение создания однородной выборки при определенном числе таких несогласованных событий. Этот режим реконструкции позволяет выделять малые по времени вариации напряженного состояния. В настоящем случае использование длиннопериодного режима определяло получение данных о напряжениях, усредняемых по времени в достаточно широком интервале. В наших расчетах для каталога землетрясений с магнитудами от 3.0 до 5.5 максимальный временной период усреднения напряжений составлял около 8 лет, а среднее значение временного интервала усреднения напряжений – около 2 лет. Для второго каталога среднее значение

временного интервала усреднения напряжений составляло около 4 лет.

Реконструкция напряжений для каталога землетрясений с магнитудами от 3.0 до 5.5 выполнялась в узлах сетки $0.1^\circ \times 0.1^\circ$. Поскольку событий, вошедших в этот каталог, было достаточно много, а плотность их распределения в коре была высокой, расчеты напряжений выполнялись в шести глубинных уровнях – слоях: 1) 0–20 км; 2) 10–30 км; 3) 20–40 км; 4) 30–50 км; 5) 50–70 км; 1) 70–90 км, т.е. в каждом из указанных слоев при расчете напряжений использовались только землетрясения, гипоцентры которых находились внутри него. При этом результаты расчета напряжений относились соответственно к глубинам: 10 км, 20 км, 30 км, 40 км, 60 км, 80 км, которые отвечали серединам вышеуказанных слоев. Для каталога землетрясений с магнитудами от 5.0 до 7.0 реконструкция напряжений выполнялась в узлах сетки $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ при использовании всех землетрясений, гипоцентры которых располагались в диапазоне глубин от 0 до 50 км.

При расчетах по программе STRESSseism минимальное число событий в однородной выборке ограничивалось 8, а максимальное 12 событиями для каталога землетрясений с магнитудами от 3.0 до 5.5, а для каталога землетрясений с магнитудами от 5.0 до 7.0 минимальное число событий было 6, а максимальное – 8. Введение ограничения по верхнему числу событий в однородной выборке позволяет уменьшить эффект сглаживания в изменении параметров поля напряжений во времени.

Различие результатов расчетов между двумя выбранными нами каталогами механизмов очагов землетрясений будет прежде всего связано с линейным масштабом усреднения природного поля тектонических напряжений. Различия такого усреднения уже заложены в данные о механизмах этих каталогов, так как землетрясения сами являются определенными интегрантами природного поля напряжений. Чем большей магнитуды землетрясение рассматривается, тем большее усреднение локальных вариаций природного напряженного состояния уже осуществлено в сейсмологических данных о механизмах очагов землетрясений.

Расчеты по программе STRESSseism вносят дополнительные усреднения напряжений к этому исходному усреднению. Эти усреднения связаны с необходимостью наличия достаточного числа землетрясений в однородных выборках, по которым в дальнейшем и производится расчет напряжений. Для того чтобы таких событий было достаточно, необходимо подобрать специальные коэффициенты, определяющие области влияния каждого землетрясения (области упругой разгрузки [Rebetsky, 2007a]).

В ходе расчетов необходимые параметры были подобраны таким образом, что для каталога землетрясений с магнитудами от 3.0 до 5.5 окно усреднения напряжений изменялось от 10 до 60 км при среднем зна-

чении менее 50 км. Для второго каталога наиболее часто получаемый размер окна усреднения напряжений составлял чуть менее 110 км.

Выполнение всех процедур формирования однородных выборок механизмов очагов землетрясений с магнитудами от 3.0 до 5.5 удалось завершить соответственно для 814 (середина слоя – 10 км), 556 (20 км), 489 (30 км), 473 (40 км), 404 (60 км), 110 (80 км) квазиоднородных доменов. Для каталога землетрясений с магнитудами от 5.0 до 7.0 таких доменов было 99. Для каждого из доменов рассчитывались средние за весь период наблюдений параметры тензора напряжений.

Домены, для которых получены данные о напряжениях, неравномерно покрывают исследуемый регион, и для каталога землетрясений с магнитудами от 3.0 до 5.5 их распределение и плотность зависят от глубинного уровня расчета напряжений. Для самого верхнего слоя (данные о механизмах очагов землетрясений отвечают глубинам 0–20 км) в наибольшем числе доменов реконструкции получены данные о напряжениях. Здесь имеются данные о напряжениях как в коре о. Хонсю, так и в коре океанического дна по разные стороны от океанических желобов. Для трех следующих слоев (данные о механизмах очагов землетрясений отвечают глубинам 10–50 км) домены коры с данными о напряжениях располагаются в основном к западу от желоба Тихоокеанской плиты и к северу от желоба Филиппинской плиты. Вновь большое число определений напряжений в коре океанического типа появляется для глубин 50–70 км.

Главные оси напряжений, вид напряженного состояния и тензора напряжений. В МКА данные о параметрах эллипсоида напряжений составляют результаты реконструкции первого этапа. Ожидаемые различия между результатами реконструкции напряжений для двух созданных каталогов механизмов очагов связаны с разным масштабом усреднения.

Каталог механизмов очагов землетрясений с магнитудами от 5.0 до 7.0. В этом диапазоне магнитуд данные об их механизмах очагов дают достаточно устойчивые параметры поля напряжений (рис. 11). В основном домены с данными о параметрах тензора напряжений расположены в коре океанического дна к западу от Японского желоба и в коре восточного побережья о. Хонсю и о. Хоккайдо. В коре западного побережья о. Хонсю имеется семь доменов с данными о напряженном состоянии.

Обращает на себя внимание отсутствие доменов с данными о напряжениях к востоку от Японского желоба, хотя для этого участка коры имеется достаточно много землетрясений с данными о механизмах очагов (см. рис. 2). Это связано с тем обстоятельством, что магнитуды землетрясений этого участка коры в основном ниже 5. Количество землетрясений с магнитудами более 5 для этого участка коры меньше десяти, и они достаточно удалены друг от друга, что не позволило на их основе получить данные о напряженном состоя-

нии. В пределах коры о. Хонсю имеются локальные определения напряжений вблизи его западного и восточного побережий. В первом случае это префектура Тюбу и участки ее северо-восточного сочленения с префектурами Тохоку и Канто, а во втором – побережье префектуры Канто.

Практически везде в коре северо-западного фланга сейсмофокальной области Тихоокеанской плиты оси главных напряжений максимального сжатия (σ_3) имеют восток–юго-восточное простиранье, субортогональное простиранию Японского желоба, при погружении под океаническую плиту. Исключение составляет участок к югу от о. Хонсю вблизи Нанкайского желоба Филиппинской плиты. Погружение осей пологое (25–35°). Оси промежуточного главного напряжения (σ_2) также практически везде пологие (погружение менее 15°), и их простирания стремятся быть параллельными Японскому желобу. В доменах, расположенных вдоль Нанкайского желоба, оси этих напряжений субпараллельны простиранию этого желоба. Отметим также, что ориентация осей максимального сжатия становится косой к Идзу–Бонинскому желобу, где имеются данные о напряженном состоянии коры для двух доменов.

Оси главного напряжения σ_1 (направление действия максимального девиаторного растяжения) всюду имеют достаточно крутые погружения, ориентированное в основном под субконтинентальную плиту. Анализ данных об ориентации осей главных напряжений по отношению к оси на зенит (см. схему рис. 11, г) показывает, что практически во всех доменах тип напряженного состояния отвечает геодинамическому типу напряженного состояния в виде горизонтального сжатия. Исключением являются два домена, расположенные вблизи Японского желоба около о. Хоккайдо. Здесь геодинамический тип напряженного состояния отвечает сочетанию горизонтального сжатия со сдвигом.

Выполненные расчеты показывают (рис. 12, а), что тип тензора напряжений, определяемый значениями коэффициента Лоде – Надаи μ_σ , практически для всех доменов близок к чистому сдвигу ($-0.2 < \mu_\sigma < 0.2$). Отклонения в сторону одноосного сжатия (значения $0.2 \leq \mu_\sigma < 0.6$) и в сторону одноосного растяжения (значения $-0.6 < \mu_\sigma \leq -0.2$) наблюдаются только для семи доменов. В совокупности данные об ориентации осей главных напряжений и о значениях коэффициента μ_σ несут информацию о виде эллипсоида напряжений: форме эллипсоида и ориентации его главных осей.

Для зон субдукции океанических литосферных плит, к которым относится и рассматриваемый регион, важную информацию могут нести данные о направлении касательных напряжений, действующих на горизонтальных площадках. Они могут отражать влияние мантии на литосферу. После первого этапа реконструкции, когда известными величинами являются только данные о виде эллипсоида напряжений, существует возможность определения таких напряжений с точностью до нормировки на неизвестное значение макси-

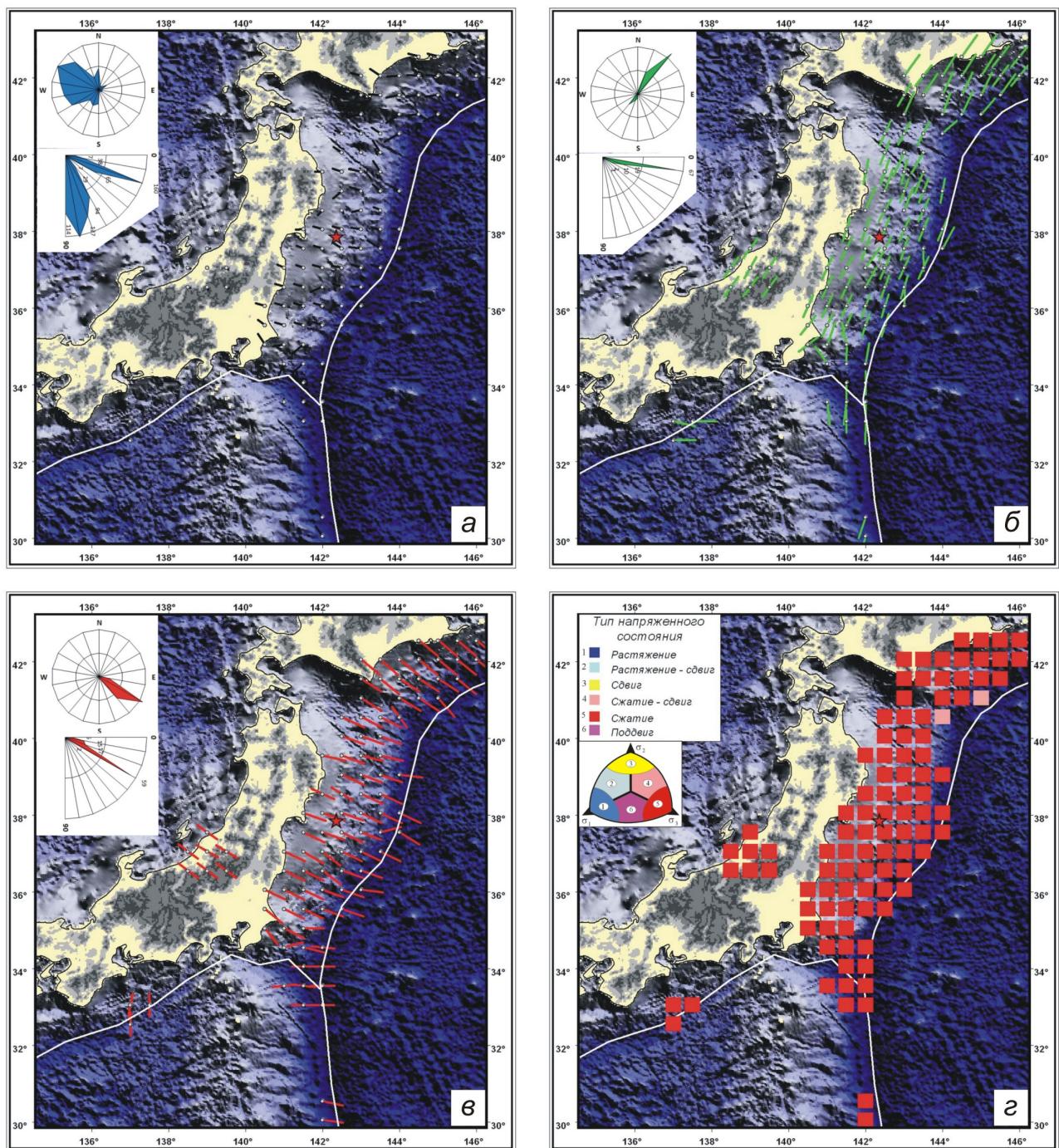


Рис. 11. Проекции на горизонтальную плоскость осей главных напряжений σ_1 (а), σ_2 (б), σ_3 (в) и тип напряженного состояния – геодинамический режим (г): 1 – горизонтальное растяжение, 2 – горизонтальное растяжение со сдвигом, 3 – горизонтальный сдвиг, 4 – горизонтальное сжатие со сдвигом, 5 – горизонтальное сжатие, 6 – вертикальный сдвиг.

Оси главных напряжений построены в направлении погружения: кружок показывает начало оси при угле падения более 15° , другой конец показывает направление погружения. Короткие оси отвечают большим углам погружения. Если кружок находится в середине оси, это означает, что угол погружения менее 15° . В верхнем левом углу рисунка показаны круговые диаграммы, определяющие представительность различных значений азимутов и углов погружения осей главных напряжений. Звездочкой показан эпицентр начала распространения разрыва землетрясения Токио 2011 г.

Fig. 11. Projections to the horizontal plane of principal stress axes σ_1 (a), σ_2 (б), σ_3 and (в) and types of the state of stresses, i.e. geodynamic regimes (г): 1 – horizontal extension, 2 – horizontal extension with shear, 3 – horizontal shear, 4 – horizontal compression with shear, 5 – horizontal compression, 6 – vertical shear.

Axes of principal stresses are reconstructed in the dip direction. Circles – starting points of axes with the dip angle above 15° ; other end – dip directions. Short axes correspond to large dip angles. If the circle is in the middle of the axis, its dip angle is below 15° . In the top left corner, circle diagrams show various azimuth values and dip angles of principal stress axes. The star shows the epicentre wherefrom fracturing began due to the 2011 Tohoku earthquake.

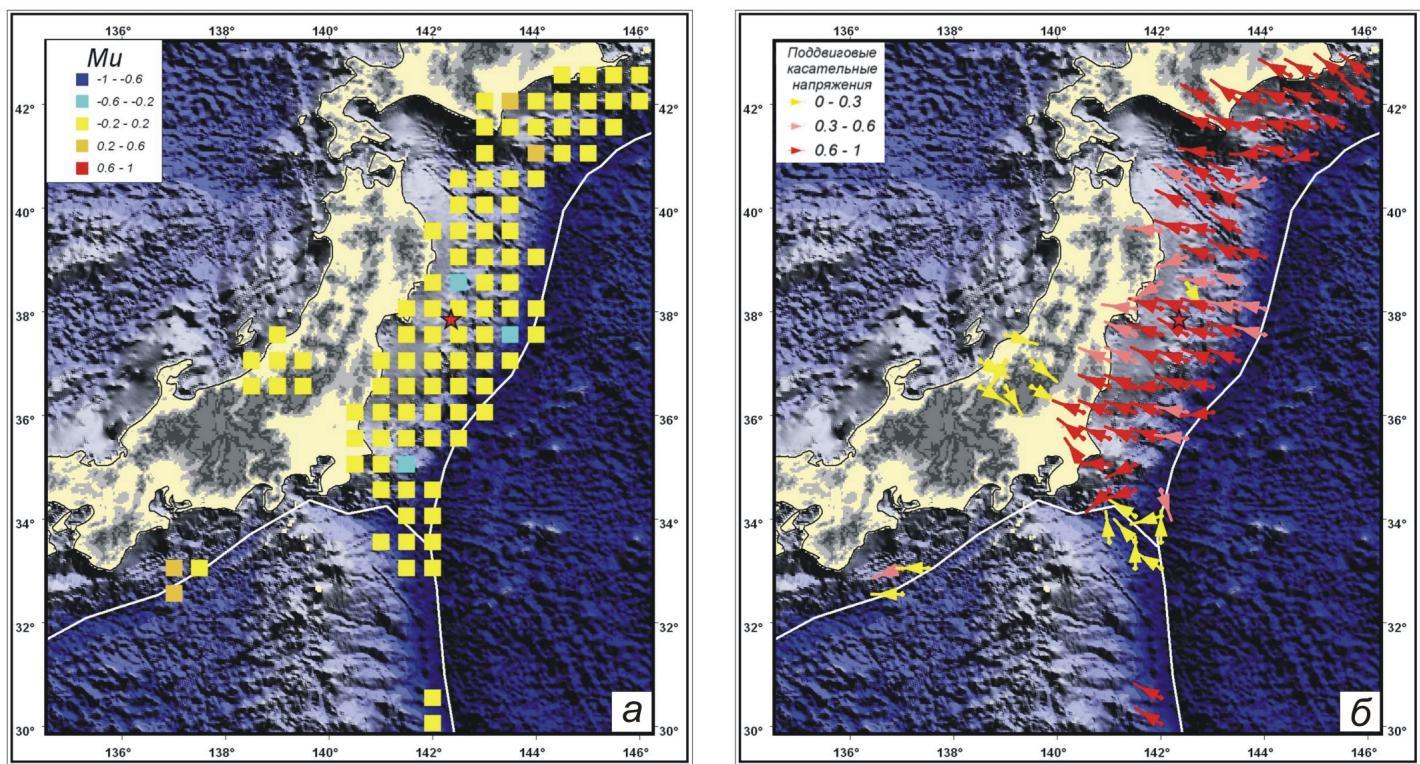


Рис. 12. Значения коэффициента Лоде – Надаи (а), ориентация и относительные значения касательных напряжений, действующих на горизонтальных площадках с нормалью, ориентированной к центру земли (б). См. также подпись к рис. 11.

Fig. 12. The Lode-Nadai coefficients (a), orientations and relative values of shear stresses acting at horizontal planes with normals oriented towards the Earth's centre (б). See also the caption of Figure 11.

мальных касательных напряжений. В этом случае выражения для касательных напряжений будут содержать только данные об ориентации осей главных напряжений и о значениях коэффициента μ_σ [Rebetsky, 2007a].

Как видно из результатов расчетов этих напряжений (рис. 12, б), их направления хорошо отвечают представлениям о конвекции в мантии. Это отражается в однообразной субортогональной простираннию Японского желоба ориентации анализируемых касательных напряжений в коре океанического дна. При этом их значения в большом числе доменов составляют более 60 % от величины максимальных касательных напряжений, что говорит о близости площадок этих напряжений к горизонтальному положению. Отклонение от этого правила отмечается для области пересечения Нанкайского желоба (северная граница Филиппинской плиты) и для коры западного побережья о. Хонсю. Для трех доменов участка коры к югу от о. Хонсю (вблизи Нанкайского желоба) наблюдается ориентация, также близкая к ортогональной Японскому желобу.

Таким образом, можно заключить, что результаты реконструкции напряжений по данным о механизмах очагов землетрясений в диапазоне магнитуд от 5.0 до 7.0 достаточно хорошо соответствуют всем известным

представлениям о напряженном состоянии субдукционных областей.

Каталог механизмов очагов землетрясений с магнитудами от 3.0 до 5.5. Как выше было сказано, если для диапазона магнитуд от 5.0 до 7.0 расчеты напряжений удалось осуществить для 99 доменов, то для диапазона магнитуд от 3.0 до 5.5 расчеты были выполнены в более чем в 2700 доменах. Данный расчет подтвердил основные выводы предыдущего. Однако большое число данных о механизмах очагов землетрясений в рассматриваемом диапазоне магнитуд позволило в результатах выполненных расчетов увидеть детальные закономерности изменения напряженного состояния исследуемого региона, которые в представленных выше расчетах оказались упущенными.

Обращает на себя внимание значительно большее число доменов с данными о напряжениях (рис. 13, 14), полученными для коры о. Хонсю. Появились определения для коры Японского моря вдоль западного побережья о. Хонсю вблизи о-ов Садо Сима и Инахи Мисаки, а также полуострова Ното (для верхних слоев коры 0–30 км). Существенно увеличилось число определений для коры Нанкайского желоба как в пределах коры островов, так и для Филиппинской плиты. Очень много определений напряжений получено для Идзу-

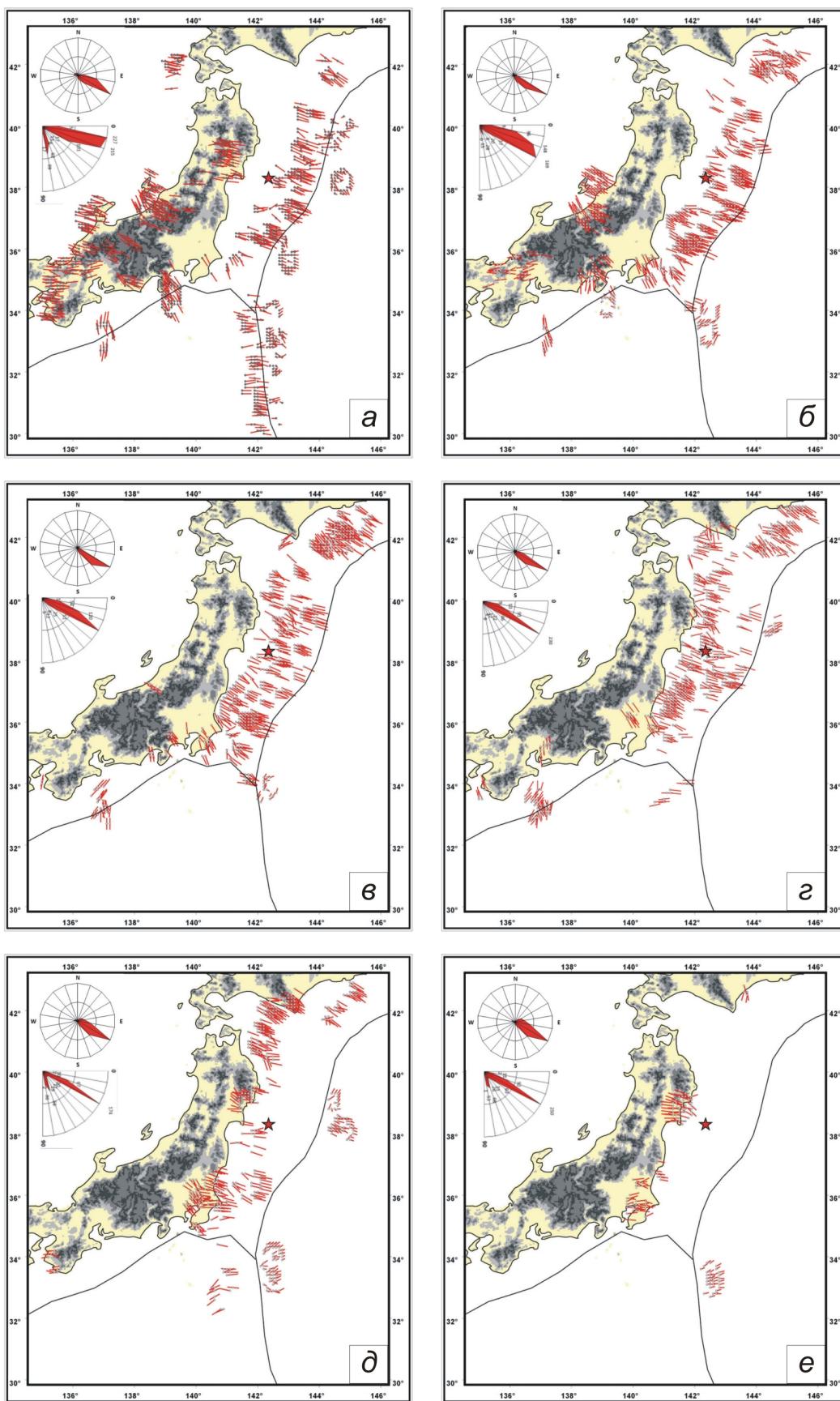


Рис. 13. Проекции на горизонтальную плоскость осей главного сжатия σ_3 для шести глубинных уровней реконструкции напряжений (см. подписи к рис. 11): а – 0–20 км, б – 10–30 км, в – 20–40 км, г – 30–50 км, д – 50–70 км, е – 70–90 км.

Fig. 13. Horizontal plane projections of principal compression stress axes σ_3 for six depth levels of reconstructed stresses (see the caption of Fig. 11): а – 0–20 km, б – 10–30 km, в – 20–40 km, г – 30–50 km, д – 50–70 km, е – 70–90 km.

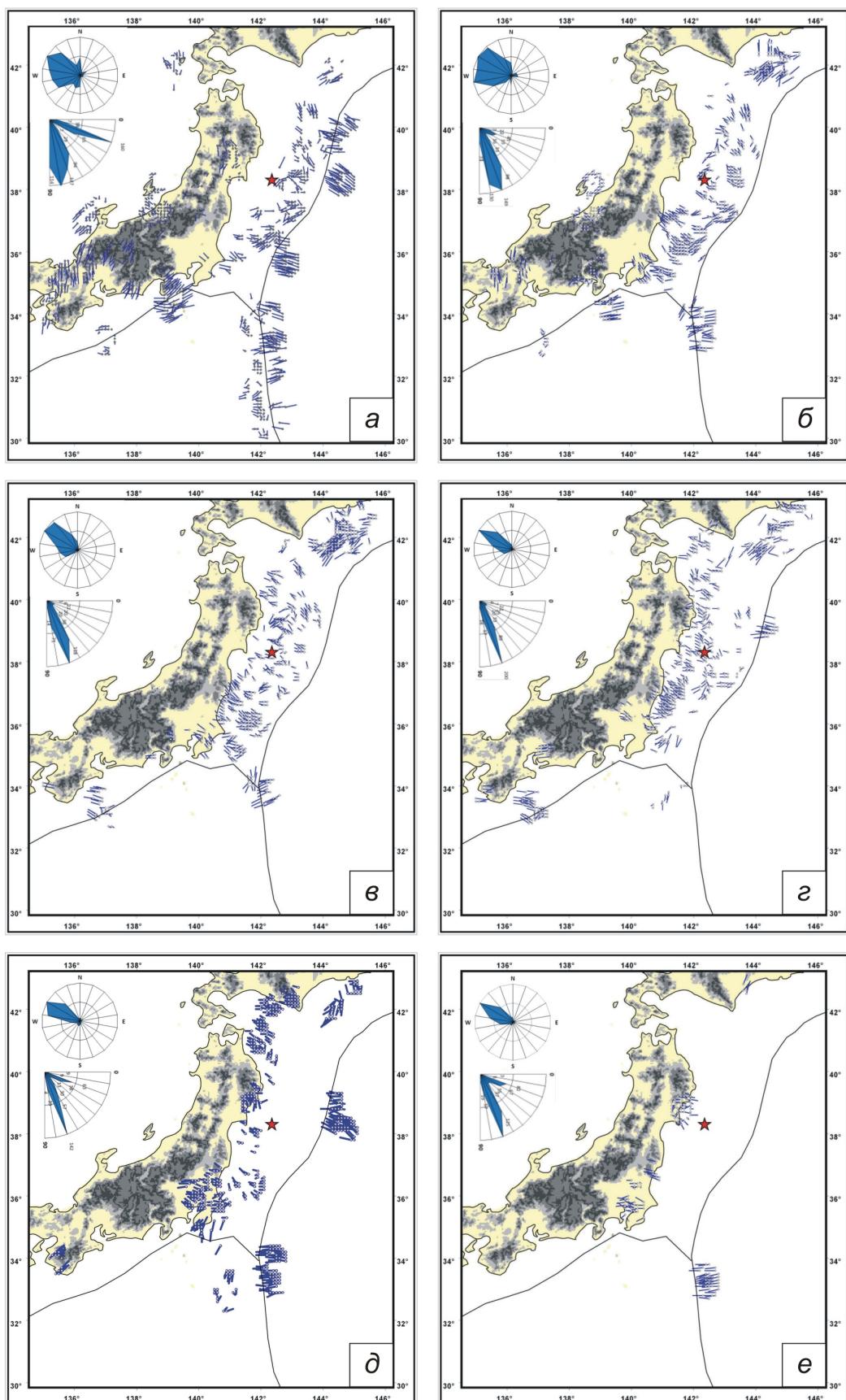


Рис. 14. Проекции на горизонтальную плоскость осей минимального сжатия σ_3 для шести глубинных уровней реконструкции напряжений (см. подписи к рис. 11).

Fig. 14. Horizontal plane projections of minimal compression stress axes σ_3 for six depth levels of reconstructed stresses (see the caption of Fig. 11).

Бонинского желоба и для Японского желоба к востоку от него.

Так же, как и в предыдущем расчете, к западу от оси Японского желоба Тихоокеанской плиты в пределах коры океанического дна оси главных напряжений максимального сжатия (σ_3) практически везде имеют простиранье, субортогональное простираннию Японского желоба при погружении под океаническую плиту (см. рис. 13, а). Стандартный угол погружения осей σ_3 25–35°.

Отмечается, что по мере продвижения к югу вдоль Японского желоба ориентация простиранния осей максимального сжатия становится все менее ортогональной его простираннию, достигая в максимальных отклонениях угла около 60°. К югу от о. Хонсю в коре океанического дна оси главного напряжения σ_3 стремятся стать ортогональными Нанкайскому желобу (глубины 0–50 км).

Оси другого главного напряжения σ_1 , являющегося минимальным сжимающим, имеют менее устойчивое простиранье (рис. 14, а). Оси этого напряжения имеют достаточно крутое погружение (55–65°), а простиранье изменяется от юго-западного до северо-западного. Имеется большое число доменов с простиранием осей σ_1 , ортогональным Японскому желобу. Это полностью соответствует данным рис. 11.

В расчете для каталога механизмов очагов землетрясений $5.0 \leq M_w \leq 7.0$ получено существенно больше данных о напряженном состоянии коры о. Хонсю, чем в расчете, представленном на рис. 11, 12. В коре о. Хонсю данные о напряжениях в основном отвечают глубинам 0–30 км. Здесь большинство определений напряжений имеет субгоризонтальную ориентацию оси максимального сжатия, а оси главного напряжения σ_1 здесь ориентированы субвертикально (с точностью $\pm 15^\circ$). К западу от п-ва Исиакава ориентация осей σ_3 снова имеет погружения под океаническую плиту, а к западу от южной части о. Хоккайдо наряду с субгоризонтальной ориентацией этих осей имеются определения с пологим погружением также под океаническую плиту.

Для отмеченной выше закономерности в субортогональной желобу ориентации осей напряжений максимального сжатия имеется одно исключение из общего правила. Это область коры океанического дна к югу от Нанкайского желоба на меридиане п-ва Идзу. Здесь оси σ_3 субвертикально погружены в диапазоне глубин 10–30 км. При этом в самом верхнем слое 0–20 км оси этих напряжений имеют вышеотмеченную ориентацию. В более глубоких слоях данные о напряженном состоянии отсутствуют. Оси главных напряжений σ_1 для указанного участка коры подобны ориентации осей максимального сжатия в коре океанического дна, т.е. они полого погружаются под океаническую плиту, сохраняя ортогональность к простираннию Японского желоба.

На глубинах 50–90 км на восточном побережье о. Хонсю имеются три участка с данными о напряжениях (префектура Канто и Токио). Для коры префек-

туры Канто и в южной части префектуры Токио оси максимального сжатия погружены так же, как и в верхних слоях, под океаническую плиту, а вот для северного участка префектуры Токио ориентация осей главных напряжений испытывает инверсию (резкое изменение направления на углы порядка 90°), что отражается в погружении осей σ_3 в направлении континентальной плиты.

Для областей к востоку от Японского желоба в расчетах, представленных на рис. 11, 12 (каталога механизмов очагов землетрясений $5.0 \leq M_w \leq 7.0$), отсутствовали домены с данными о напряжениях. В расчете по данным о механизмах очагов землетрясений с магнитудами 3.0–5.0 таких доменов оказалось достаточно много. Анализ результатов расчетов показывает, что здесь ориентация осей максимального сжатия резко отличается от коры к западу от желоба, она всюду субвертикальная. Оси главного напряжения σ_1 имеют простиранье, субортогональное океаническому желобу, с пологим погружением под континентальную плиту, что также отличает их ориентацию от участка коры к западу от Японского желоба.

Важно отметить, что кора к югу от Нанкайского желоба, так же как кора к востоку от Японского, является океанической. Однако в северной части Филиппинской плиты к югу от Нанкайского желоба оси максимального сжатия субгоризонтальны и ориентированы ортогонально оси желоба. Только в северо-восточном углу, вблизи Японского желоба, простиранье этих осей становится субширотным, ортогональным этому желобу. При этом здесь оси максимального сжатия погружены под Тихоокеанскую плиту.

Ориентация промежуточной оси главного напряжения σ_2 практически всюду в коре океанического дна субгоризонтальна и параллельна Японскому желобу, как это имело место при реконструкции напряжений по данным о механизмах очагов землетрясений в магнитудном диапазоне от 5.0 до 7.0 (см. рис. 11, б).

На рис. 15 представлены результаты районирования коры исследуемого региона по различным видам геодинамического типа напряженного состояния. Отличие данных рис. 15 от тех результатов, что были представлены на рис. 11, г, состоит в более широком спектре наблюдаемых режимов – от горизонтального сжатия и горизонтального сдвига до горизонтального растяжения. Это результат меньшего масштаба усреднения природного напряженного состояния, проявившийся при реконструкции напряжений при использовании данных о механизмах очагов землетрясений в магнитудном диапазоне от 3.0 до 5.5.

Области горизонтального сжатия в коре океанического дна для глубин до 50 км занимают практически те же площади, что и на рис. 11, г. На рис. 15, а, для слоя 0–20 км эти области более интенсивно захватывают восточный участок Филиппинской плиты вдоль Идзу-Бонинского желоба. Для коры о. Хонсю они уже охватывают значительно большие площади, чем это

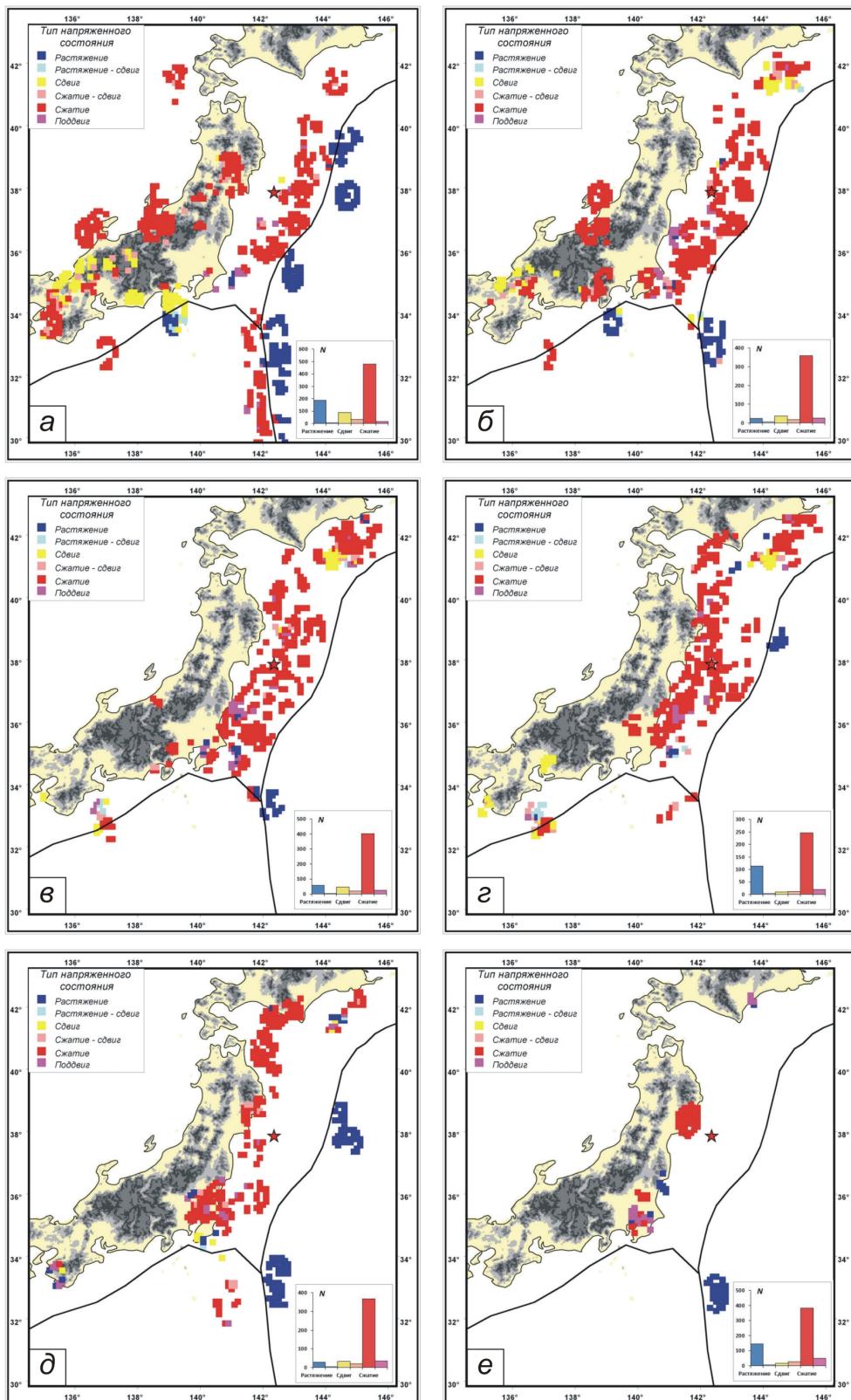


Рис. 15. Районирование по геодинамическим типам напряженного состояния для шести глубинных уровней реконструкции напряжений.

В правом нижнем углу показана диаграмма представительности доменов коры с различным типом напряженного состояния (см. подпись к рис. 11).

Fig. 15. Zonation by types of geodynamic regimes with regard to six depth levels of reconstructed stresses (see the caption of Fig. 11).

In the bottom right corner, the diagrams show crustal domain numbers with different stress state type (see the caption of Fig. 11).

имело место на рис. 11, г. При этом участки горизонтального сжатия в коре о. Хонсю вдоль его западного побережья и в его южной части отвечают глубинам 0–20 км, а вдоль восточного побережья – глубинам 50–90 км. Новые участки этого режима появились в коре морского дна к западу от п-ва Хидака, расположенного в южной оконечности о. Хоккайдо.

По данным рис. 15 обширные зоны горизонтального сдвига появились в самом верхнем уровне (глубины слоя 0–20 км) в южной части коры о. Хонсю, а на больших глубинах они появились и в коре океанического дна к востоку от о. Хоккайдо. Здесь также встречаются домены, в которых сочетается горизонтальный сдвиг со сжатием. Подобных режимов напряженного состояния мы не видим в результатах реконструкции, представленных на рис. 11, г.

Один из наиболее интересных результатов реконструкции по данным о механизмах очагов землетрясений в магнитудном диапазоне от 3.0 до 5.5 – выявление обширных участков океанической коры к востоку от Японского и Идзу-Бонинского желобов с режимом напряженного состояния, отвечающим горизонтальному растяжению. В результатах реконструкции, представленных на рис. 11, г, таковых также не наблюдалось. Особенно большие площади этого режима проявились на глубинном уровне 0–20 км. На больших глубинах они в основном проявляются в узле сочленения Японского и Идзу-Бонинского желобов, а также в диапазоне широт 38–40° в.ш.

Область коры Нанкайского желоба несколько отличается по геодинамическому типу напряженного состояния от Японского и Идзу-Бонинского желобов. Здесь для глубин 0–20 км не наблюдается такой резкой градации напряженного состояния к северу и к югу от оси желоба. В восточном сегменте этого желоба к югу от п-ва Идзу о. Хонсю и к югу от Нанкайского желоба имеется участок с режимом горизонтального сжатия, но он существует с режимом горизонтального сдвига (к северу). При анализе данных о механизмах очагов землетрясений для глубин 10–30 км области горизонтального сдвига практически исчезают и остаются только участки режима горизонтального растяжения. К северу от них появляется «молчаний» (нет определений напряжений) участок, а еще севернее существует участок с режимом горизонтального сжатия. В западном сегменте этого желоба участок коры с режимом горизонтального сжатия расположен прямо на его оси, захватывая одинаковые по размеру области к северу и к югу от него.

Следует также отметить, что в коре океанического дна к западу от Японского желоба для глубин 0–50 км достаточно много доменов с режимом вертикального сдвига. Такие области в коре о. Хонсю вдоль его восточного побережья появляются также для глубин 50–90 км. Почти всегда рядом с этими доменами появляются и домены горизонтального сжатия, а иногда рядом находим домены горизонтального растяжения.

Дело в том, что режим вертикального сдвига определяет ориентацию осей главных напряжений σ_1 и σ_3 с углами погружения, близкими к 45° ($\pm 15^\circ$), т.е. этот режим является переходным между горизонтальным сжатием и растяжением при субгоризонтальной ориентации оси σ_2 .

Как было представлено выше, в верхней части этой плиты и в сочленяющихся с ней областях континентальной плиты существует режим горизонтального сжатия (области коры океанического дна в диапазоне глубин 0–70 км). Однако, как следует из данных рис. 15, е, на глубине 70–90 км восточного побережья о. Хонсю (южный участок префектуры Тохоку) устойчиво выделяется участок с режимом горизонтального растяжения, который сочленяется с обширным участком режима вертикального сдвига. Вместе эти участки определяют изменения режима напряженного состояния в глубинной части океанической литосферной плиты, пододвигающейся с востока под субконтинентальную плиту.

На рис. 16 представлены значения коэффициента Лоде – Надаи (μ_σ), определяющие вид тензора напряжений или форму эллипсоида напряжений. Из приведенных данных видно, что основной диапазон его значений от +0.2 до –0.2. Подобные значения μ_σ характеризуют тензор чистого сдвига, для которого главные девиаторные напряжения наибольшего растяжения и сжатия по модулю близки друг к другу, а промежуточное главное девиаторное напряжение близко к нулю.

Области большого числа доменов, где вид тензора напряжений близок к одноосному сжатию ($\mu_\sigma > 0.6$), наблюдаются в коре префектуры Кансай и к югу от о. Хоккайдо. К югу от п-ва Идзу в коре Нанкайского желоба существует область, для которой вид тензора напряжений близок к одноосному растяжению.

В области между о. Хонсю и Японским желобом основной диапазон изменений μ_σ от –0.2 до +0.2. При этом на глубинах более 20 км в районе будущего очага землетрясения Тохоку диапазон изменения μ_σ смещается в сторону от 0 до –0.2.

Теория геомеханического моделирования [Makarov, 2010], обобщающая результаты экспериментов по разрушению образцов горных пород, утверждает, что повреждения в областях одноосного растяжения – чистого сдвига ($\mu_\sigma < 0$) накапливаются при существенно меньших напряжениях, а скорости их накопления больше, чем при $\mu_\sigma > 0$, т.е. в областях одноосного сжатия – чистого сдвига. Следствием накопления повреждаемости среды будет являться более быстрое снижение прочностных параметров.

Таким образом, можно говорить, что в области очага землетрясения Тохоку задолго до его реализации происходили процессы накопления повреждаемости, приводящие к снижению эффективной прочности массивов горных пород.

По данным о параметрах эллипсоида напряжений в каждом из шести слоев были рассчитаны ориентации и

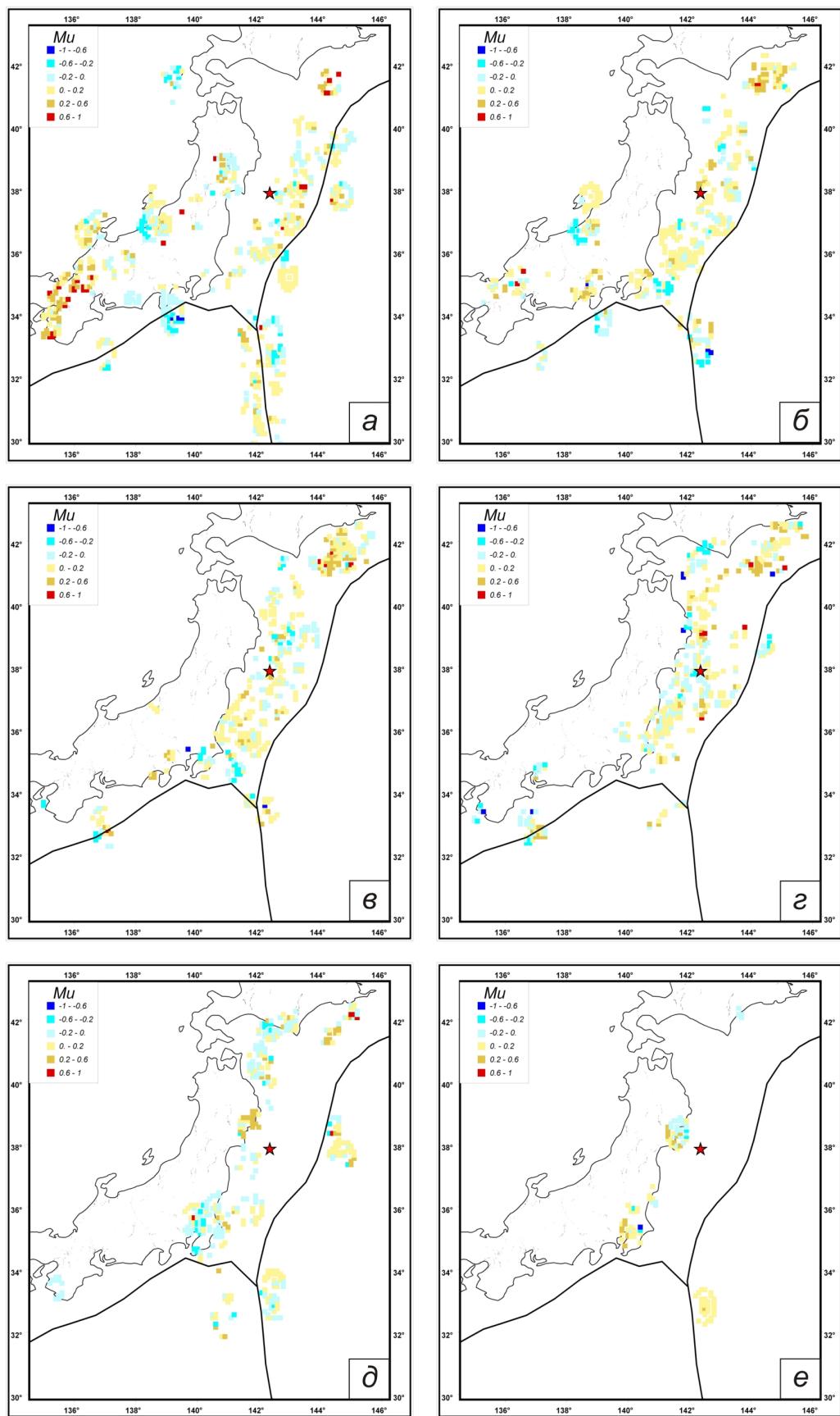


Рис. 16. Районирование по виду тензора напряжений (значения коэффициента Лоде – Надаи) для шести глубинных уровней реконструкции напряжений (см. подписи к рис. 13).

Fig. 16. Zonation by types of stress tensor (values of the Lode – Nadai coefficient) with regard to six depth levels of reconstructed stresses (see the caption of Fig. 13).

относительные значения касательных напряжений, действующие на горизонтальных площадках с нормальми к центру Земли.

Из представленных на рис. 17 результатов видно, что наиболее устойчивая ориентация этих осей в направлении, ортогональном простиранию Японского желоба, наблюдается в коре океанического дна на глубинах в интервале от 20 км до 70 км. Здесь уровень этих поддвиговых касательных напряжений наиболее близок к значениям максимальных касательных напряжений.

Для этого участка в самом верхнем слое (рис. 17, a) отмечается менее устойчивая ориентация поддвиговых касательных напряжений с вариациями от северо-западного до юго-западного направления при пониженных их значениях. Самый низкий уровень относительных значений этих напряжений наблюдается в коре о. Хонсю.

Важно отметить, что к востоку от Японского и Идзу-Бонинского желобов ориентация поддвиговых касательных напряжений на горизонтальных площадках имеет преимущественное направление, субортогональное простиранию этих желобов, при относительно низком уровне самих этих напряжений.

Подобная ориентация поддвиговых касательных напряжений в коре океанического дна и восточного побережья о. Хонсю к востоку и западу от Японского и Идзу-Бонинского желобов определяет смещение мантии относительно коры в направлении с восток–юго-востока на запад–северо-запад. Отклонение от этого правила наблюдается в узле сопряжения Нанкайского и Японского желобов и в коре северо-восточной части префектуры Тохоку на глубинах 70–90 км.

Относительные величины напряжений. В соответствии с алгоритмом МКА после первого этапа реконструкции определяются параметры эллипса напряжений, что соответствует нахождению девиаторных компонент тензора напряжений, нормированных на неизвестное значение максимальных касательных напряжений (рис. 11–17). После второго этапа алгоритма МКА, в рамках которого проводится анализ каждой квазиоднородной выборки землетрясений на диаграмме Мора, в каждом домене определяются редуцированные значения эффективного давления и максимальных касательных напряжений. На этом этапе расчета выделяется одна из двух нодальных плоскостей, которая была реализована при землетрясении в качестве плоскости очага (разрыва), а нормировка напряжений производится на неизвестное значение эффективного сцепления.

Представление результатов реконструкции напряжений также начнем с каталога механизмов очагов землетрясений с магнитудами от 5.0 до 7.0. В этом диапазоне распределение значений редуцированного на внутреннее сцепление горных массивов (τ_f) эффективного давления (p^*/τ_f) и максимальных касательных напряжений (τ/τ_f) представлено на рис. 18.

Как следует из рис. 18, усредненное по мощности

коры эффективное давление наибольшее по величине – в окрестности начала развития очага землетрясения Тохоку. При этом к северо-востоку и к юго-западу от этой области происходит снижение уровня эффективного давления. Наибольшие по площади участки пониженного эффективного давления наблюдаются в коре океанического дна к юго-востоку от о. Хоккайдо, а также в коре участка сопряжения Нанкайского желоба с Японским и Идзу-Бонинским желобами.

Замечаем, что в областях, где имеет место повышенное эффективное давление, наблюдается высокий уровень максимальных касательных напряжений и наоборот. Это следствие особенностей разрушения горных пород, для которых предельными являются не напряжения, а состояния, т.е. выполнение определенных соотношений между эффективным всесторонним давлением и девиаторными напряжениями (см. рис. 10). Данная закономерность хорошо иллюстрируется диаграммой рис. 19, где видно, что соотношение между p^*/τ_f и τ/τ_f близко к линейному распределению при $\tau/\tau_f \approx 25^\circ \approx 0.47$.

Отметим, что на втором этапе расчетов при анализе однородных выборок землетрясений на диаграмме Мора значение коэффициента поверхностного трения k_f принималось равным 0.6. Если пересчитать этот коэффициент в коэффициент k_p , входящий в предельный критерий Кулона – Мора или Гesta – Прандтля ($\tau - k_p p^* \leq \tau_p$), то получим $k_p \approx 0.51$, что близко полученному выше отношению между p^* и τ .

Близкое значение соотношения τ/p^* наблюдается в результатах реконструкции, полученных по данным о землетрясениях в диапазоне магнитуд 3.0–5.5 (рис. 20). При этом можно заметить, что при малых значениях напряжений угол наклона осевых линий облака точек несколько выше (на 5–7°), чем при больших значениях напряжений. Также видно, что данное соотношение слабо зависит от геодинамического типа напряженного состояния. Наклон облака точек синего цвета, отвечающего режиму горизонтального растяжения, близок к наклону облака точек красного цвета, отвечающих режиму горизонтального сжатия. Можно также отметить, что домены с режимом горизонтального растяжения в целом стремятся расположиться в среднем уровне напряжений, игнорируя области высокого и низкого уровня напряжений. Это же наблюдение относится и к доменам режима горизонтального растяжения. Домены с режимом горизонтального сжатия располагаются во всем диапазоне изменений напряжений.

На рис. 21 показано распределение доменов с различными значениями эффективного давления в исследуемом регионе для шести глубинных уровней, полученных по результатам реконструкции по данным о землетрясениях в диапазоне магнитуд 3–5.

Области пониженных значений редуцированного эффективного давления (тона светло-голубого цвета) в глубинном диапазоне от 0 до 40 км тяготеют к участку начала развития очага землетрясения Тохоку, вытяги-

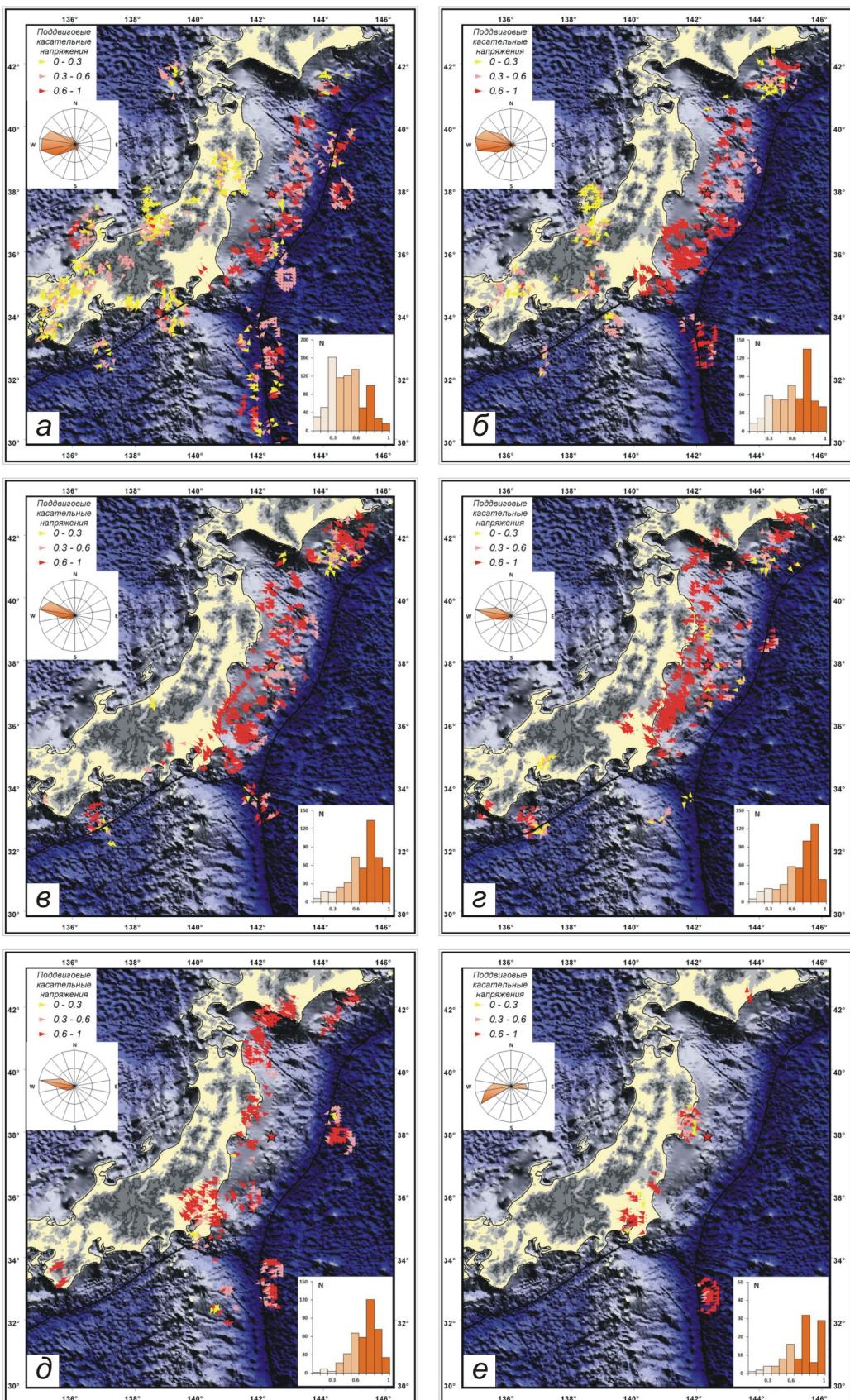


Рис. 17. Направления и относительные величины (нормировка на максимальное касательное напряжение) касательных напряжений, действующих на горизонтальных площадках с нормалями, ориентированными к центру земли (см. подписи к рис. 11, 15).

Fig. 17. Directions and relative values (norming by maximum tangential stress) of tangential stresses acting at horizontal planes with normals oriented towards the Earth's centre (see the captions of Fig. 11 and Fig. 15).

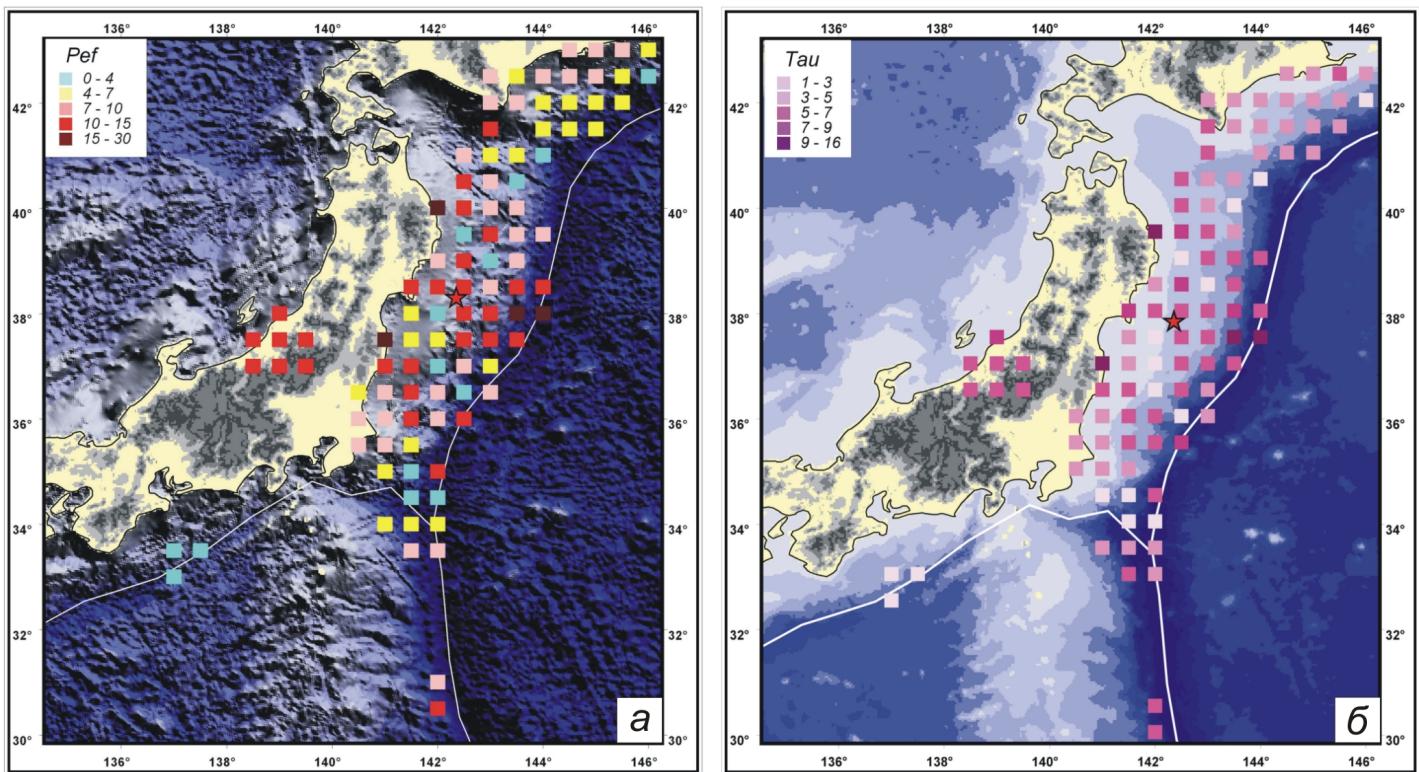


Рис. 18. Результаты второго этапа реконструкции МКА в магнитудном диапазоне 5–7.

Редуцированные значения: *а* – эффективного давления; *б* – максимальных касательных напряжений.

Fig. 18. Results of the second stage of MCA reconstructions in the magnitude range from 5 to 7.

Reduced values: *a* – effective pressure; *b* – maximal shear stresses.

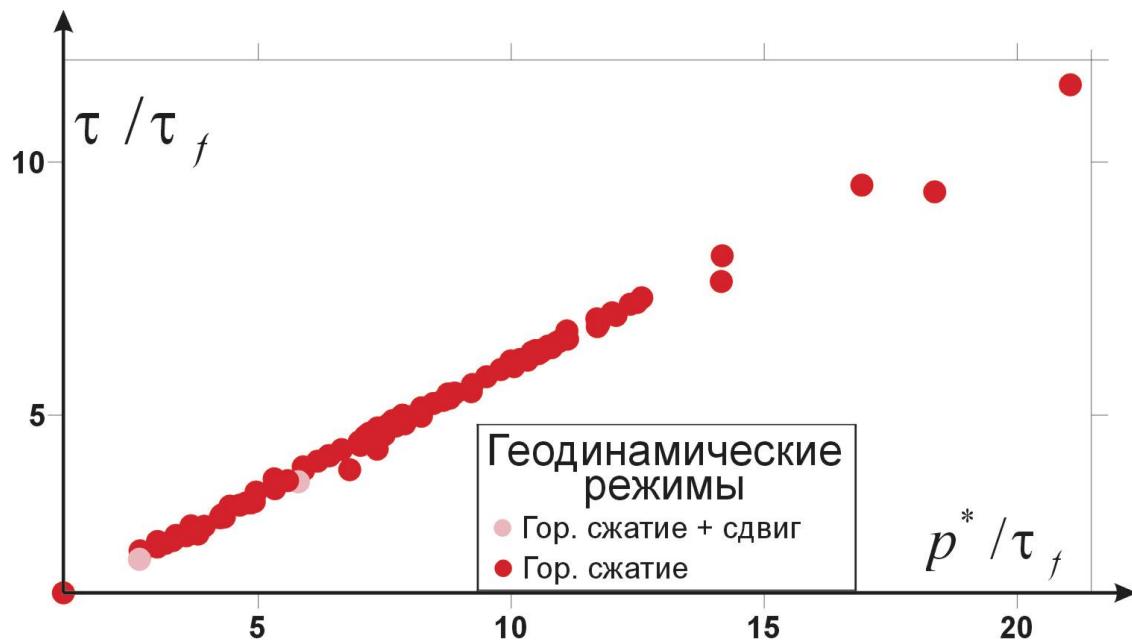


Рис. 19. Соотношение редуцированного эффективного давления и максимальных касательных напряжений и тип напряженного состояния (геодинамический режим) в доменах реконструкции напряжений.

Fig. 19. Reduced effective pressures, maximal shear stresses and types of the state of stresses (i.e. geodynamic regimes) in reconstructed stress domains.

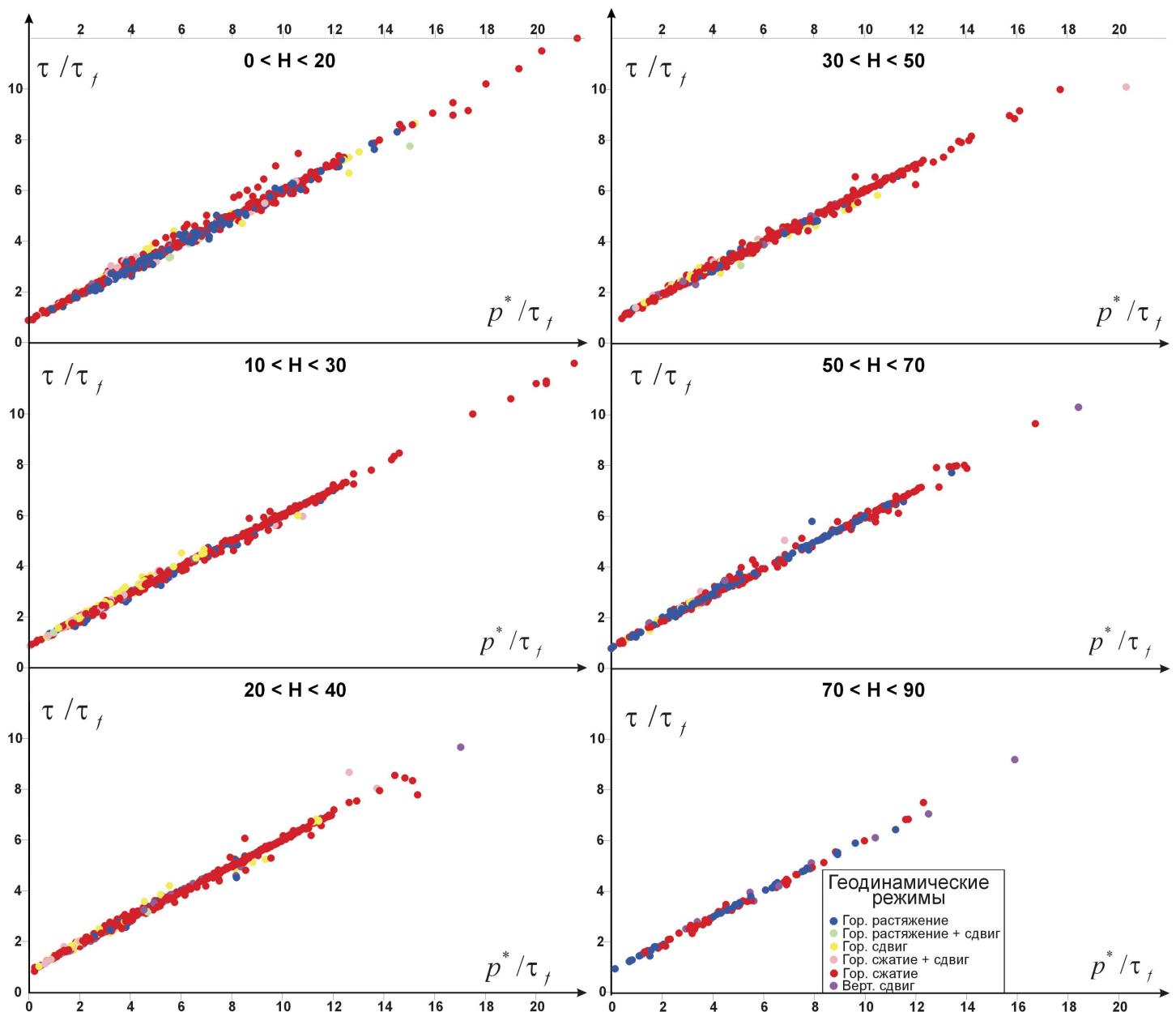


Рис. 20. Соотношение редуцированного эффективного давления и максимальных касательных напряжений и тип напряженного состояния (геодинамический режим) в доменах шести глубинных уровней реконструкции напряжений (см. подпись к рис. 13).

Fig. 20. Reduced effective pressures, maximal shear stresses and types of the state of stresses (i.e. geodynamic regimes) in reconstructed stress domains of six depth levels (see the caption of Fig. 13).

ваясь вдоль побережья о. Хонсю. Видно, что по мере увеличения глубины участки коры пониженного уровня эффективного давления перемещаются на запад. В свою очередь, участки повышенного эффективного давления на этих глубинах располагаются в основном между океаническим желобом (линия белого цвета) и осевой линией сейсмографической области на данной глубине (линия серого цвета).

Выше были приведены сейсмологические данные, характеризующие неравномерность развития фронта разрыва в очаге землетрясения Тохоку (см. рис. 7). Из

результатов расчетов для глубинного уровня 20–40 км, которые на рис. 21, в, отнесены к глубине 30 км, видно, что здесь латеральная ширина области пониженного уровня эффективного давления (светло-голубые и желтые тона), измеренная в направлении, параллельном оси океанического желоба, составляет около 260 км. Это расстояние соответствует размеру очага в латеральном направлении, возникшего на глубине 30 км к 75-й секунде (см. рис. 7), когда он достиг своих максимальных размеров в направлениях восстания и погружения.

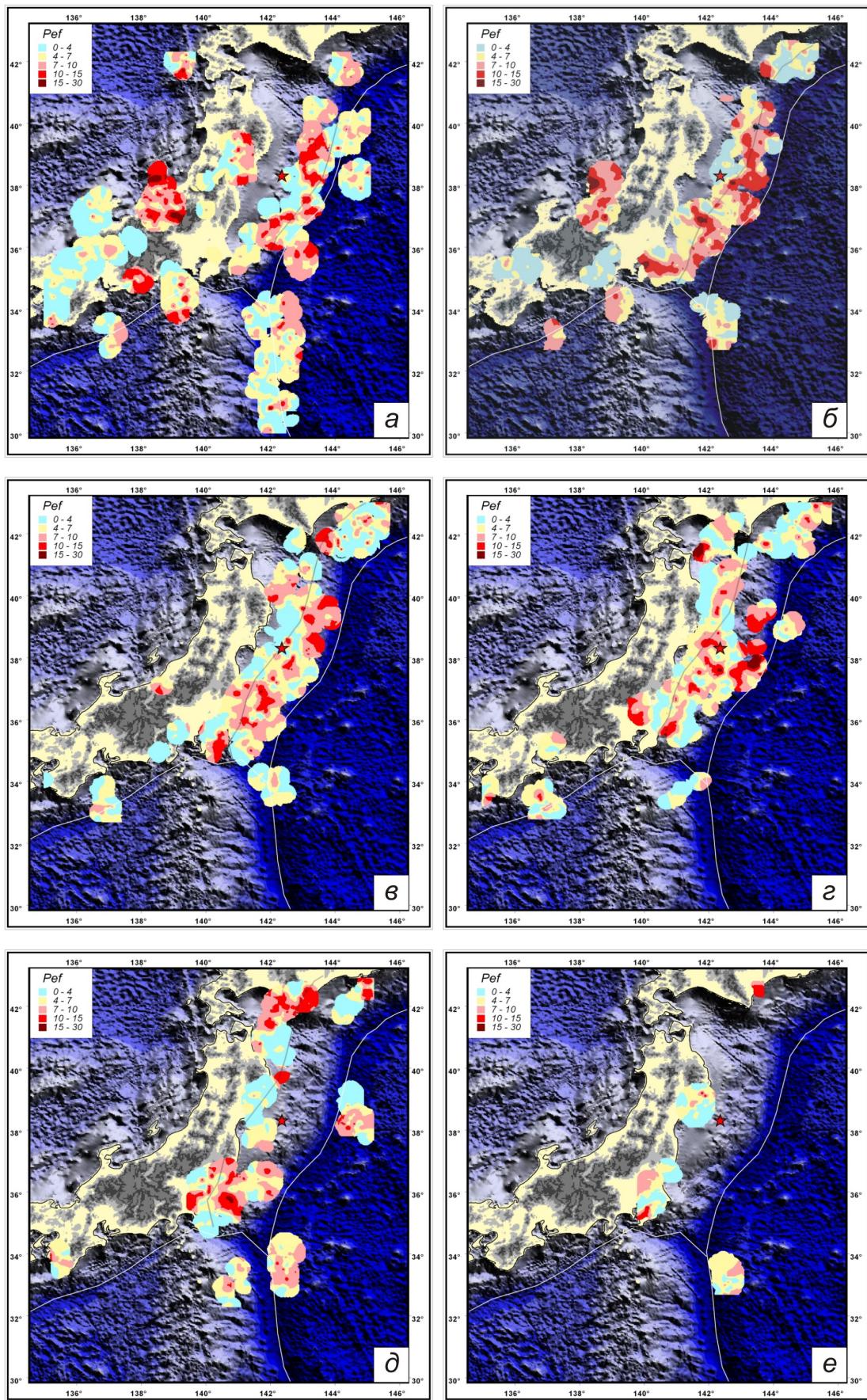


Рис. 21. Редуцированные значения эффективного давления для реконструкции напряжений в магнитудном диапазоне 3.0–5.5.

Fig. 21. Reduced effective pressure values for stress reconstructions in the magnitude range from 3.0 to 5.5.

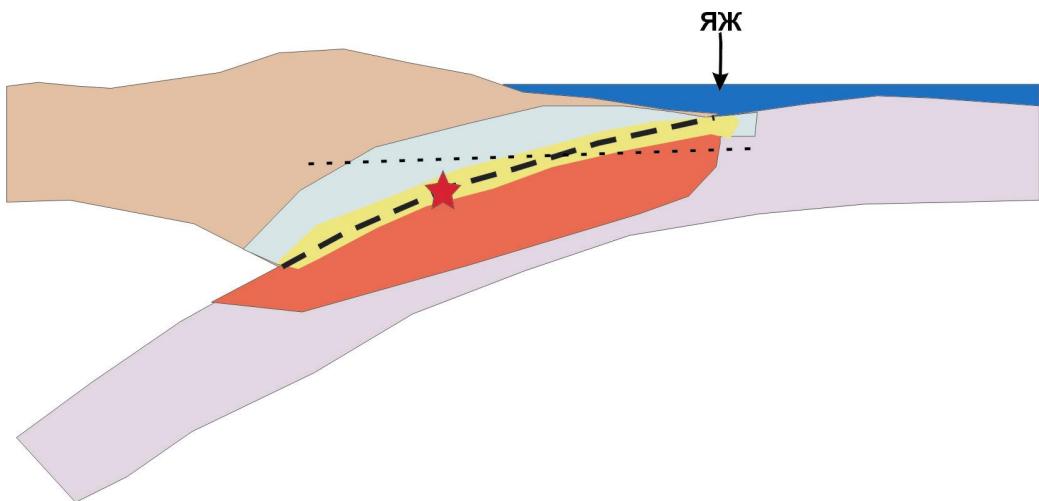


Рис. 22. Схема распределения эффективного давления в вертикальном сечении, проведенном вдоль погружения очага землетрясения Тохоку (удлиненный пунктирующий). Красные тона – повышенный уровень, желтые – средний уровень, голубые – пониженный уровень эффективного давления. Горизонтальная пунктирная линия отвечает глубинам 10–30 км, что в распределении напряжений соответствует рис. 21, а, б, в.

The star shows the depth of the Tohoku earthquake rupture start. Effective pressure levels: red – high, yellow – mean, blue – low. The horizontal dotted line refers to depths from 10 to 30 km, which corresponds to the scatter of stresses shown in Fig. 21, a, б, в.

Fig. 22. Schematic distribution of effective pressure in the vertical profile across the dip of the Tohoku earthquake focus (longish dotted line).

Отметим, что согласно нашим предыдущим исследованиям очаговых областей катастрофических землетрясений (Шикотанского 1994 г., Токачи-Оки 2003 г., Суматра-Андаманского 2004 г., Симуширского 2006 г., Чилийского – Мале 2009 г.) [Rebetsky, Marinin, 2006; Rebetskii, Marinin, 2006; Rebetsky, 2009; Rebetskii, 2009; Rebetsky, 2010] было показано, что участки коры с пониженным уровнем напряжений как раз и являются участками, где формируется очаг сильного землетрясения [Rebetsky, 2007b, 2007c].

В верхних горизонтах (рис. 21, б, и рис. 21, а) в направлении восстания от начала развития очага землетрясения области пониженного уровня эффективного давления имеют меньшую латеральную ширину и отделяются от оси желоба участком повышенного эффективного давления (тона интенсивно красного цвета). Как следует из данных о распределении величин напряжений, сброшенных в очаге землетрясения, представленных также на рис. 7, именно на глубине 5–8 км от поверхности наблюдаются наибольшие значения этих напряжений (амплитуды смещения), т.е. здесь разрыв в своем развитии преодолел наибольшее сопротивление.

В более глубоких горизонтах (рис. 21, г, и рис. 21, д) в направлениях вдоль оси океанического желоба также существовали области пониженного эффективного давления с протяженностью порядка 300 км.

Обобщая все вышесказанное, отметим, что поверхность вспарывания разрыва землетрясения Тохоку на

разных глубинных уровнях отделяла области пониженного эффективного давления, располагавшиеся преимущественно к западу от нее, от областей повышенного давления – к востоку. Это фактически означает, что плоскость очага землетрясения проходила в области максимального градиента напряжений. На рис. 22 показан условный вертикальный разрез, проведенный в направлении, перпендикулярном оси желоба, и вдоль погружения плоскости очага землетрясения Тохоку.

Вывод о развитии очага землетрясения Тохоку в области высокого уровня градиента напряжений отвечает закономерностям напряженного состояния участков коры, полученным в областях сильных землетрясений предыдущих лет [Rebetsky, Marinin, 2006; Rebetskii, Marinin, 2006; Rebetsky, 2007a, 2007b; Rebetsky, Tatevossian, 2013]. Новизна полученных результатов состоит в том, что в указанных работах была выявлена закономерность формирования начала вспарывания очага землетрясения в области высокого градиента напряжений. Землетрясение Тохоку целиком развивалось в такой области высокого градиента напряжений. К востоку от очага располагались участки коры высокого уровня напряжений, а к западу – низкого уровня эффективного давления.

Как уже говорилось выше, из анализа результатов реконструкции первого этапа следует, что океанический желоб разделяет северо-западный фланг Тихоокеанской сейсмофокальной области на две зоны раз-

ных геодинамических режимов (см. рис. 15). К западу от Японского и Идзу-Бонинского океанических желобов в коре океанического дна наблюдается режим горизонтального сжатия с субгоризонтальной ориентацией оси максимальных напряжений, а к востоку от этих желобов имеет место режим горизонтального растяжения с субгоризонтальной ориентацией оси алгебраически наибольшего главного напряжения, являющегося наименьшим сжимающим главным напряжением. При этом в обоих случаях ориентация указанных осей субортогональна океаническим желобам.

Поскольку результатом второго этапа реконструкции являются данные о редуцированных значениях шаровой и девиаторной компонент тензора напряжений, было бы интересно увидеть, как соотносятся значения величин напряжений, действующих по разные стороны от океанических желобов в одном и том же ортогональном им направлении. В связи с этим нами были рассчитаны редуцированные величины псевдоглавых напряжений, действующих в латеральном направлении. Ориентации этих напряжений отвечают малой и большой осям эллипса, полученного в пересечении эллипсоида напряжений горизонтальной плоскостью. На рис. 23 показаны ориентации осей и значения редуцированных псевдоглавых напряжений, имеющих максимальное сжатие. Наиболее информативными для сравнения напряжений по разные стороны от океанических желобов являются глубины 0–20 км, но для общности на рис. 23 приведены данные о псевдоглавых напряжениях для всех глубинных уровней реконструкции напряжений.

Как следует из рис. 23, жс-м, оси максимального горизонтального сжатия к западу от Японского желоба имеют ориентацию 90–110° от направления на север в верхнем слое (10 км), 110° для глубин 20–60 км и 90° для больших глубин (>70 км). К востоку от Японского желоба ориентация осей максимального горизонтального сжатия стремится стать параллельной желобу.

В работе [Lin *et al.*, 2011] проведен анализ результатов бурения океанического дна, выполненного за двенадцать лет до землетрясения Тохоку. В процессе бурения изучалась геометрия скважин глубиной около 1 км, что позволило определить ориентацию осей наибольшего удлинения и укорочения в горизонтальной плоскости. Приведены данные об изменении с глубиной ориентации этих осей для двух скважин с координатами 39°11' с.ш., 143°20' в.д. и 38°45' с.ш., 143°20' в.д., расположенных на 127-м и 83-м км на север–северо-восток от эпицентра землетрясения Тохоку. Результаты анализа показали, что средняя ориентация оси максимального укорочения имеет азимут порядка 120° от направления на север, что хорошо соответствует и нашим результатам расчетов для верхнего слоя коры 0–20 км (рис. 23, жс).

Как видно из сравнения рис. 23, а, и рис. 23, жс, величины напряжений, нормальных к океаническим желобам, к западу от них практически всюду на несколь-

ко единиц τ_f больше, чем к востоку. К востоку от океанических желобов они изменяются в диапазоне от 0 до 5 значений τ_f (существует буквально несколько доменов со значениями порядка 5–10 τ_f), к западу вдоль Идзу-Бонинского желоба – от 5 до 10 τ_f , а вдоль Японского желоба в основном от 10 до 15 τ_f . На больших глубинах эта закономерность также наблюдается (см. рис. 23, г, к).

В работах [Rebetsky, 2009; Rebetskii, 2009] выполнялась оценка величины внутреннего сцепления τ_f для массивов коры северо-западного фланга Тихоокеанской сейсмофокальной области. Эти исследования выполнялись при использовании сейсмологических данных о величинах сброшенных напряжений в очагах землетрясения Токачи-Оки 2003 г. и Симуширского землетрясения 2006 г. Было установлено, что τ_f имеет значения порядка 12–15 бар. Если использовать эти данные, то получим, что к востоку от океанических желобов горизонтальное сжатие, нормальное к Японскому желобу, больше, чем к западу, на 70–150 бар. Для Идзу-Бонинского желоба эти напряжения больше на 10–70 бар.

Отметим, что для Нанкайской зоны нет ярко выраженной смены величин латеральных напряжений к югу и к северу от оси океанического желоба. Здесь для обоих крыльев желоба для участков с данными о напряжениях наблюдается ориентация осей максимального сжатия, ортогональная оси желоба.

8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные исследования напряженного состояния японского сегмента Тихоокеанской сейсмофокальной области в период, предшествовавший катастрофическому землетрясению Тохоку, дают возможность сделать важные выводы как в области современной геодинамики зон сочленения субконтинентальных и океанических плит, так и в области физики очага землетрясений.

Установлено, что в исследуемом регионе, определяемом с позиции тектоники литосферных плит как зона субдукции океанической плиты под субконтинентальную, вкрест оси желоба меняется характер напряженного состояния. Если к востоку от Японского желоба в области субконтинентальной литосферы оси максимального сжатия в основном полого наклонены под океаническую литосферную плиту, то к западу от него оси этих напряжений имеют субвертикальное погружение (см. рис. 13, 14). Таким образом, океанический желоб разделяет верхнюю часть тектоносферы на два геодинамических режима: 1) субгоризонтального сжатия к западу от оси желоба; 2) субгоризонтального растяжения к востоку от оси желоба.

В верхней части коры (глубины 0–20 км) смена геодинамических режимов происходит резко, без формирования промежуточных режимов горизонтального

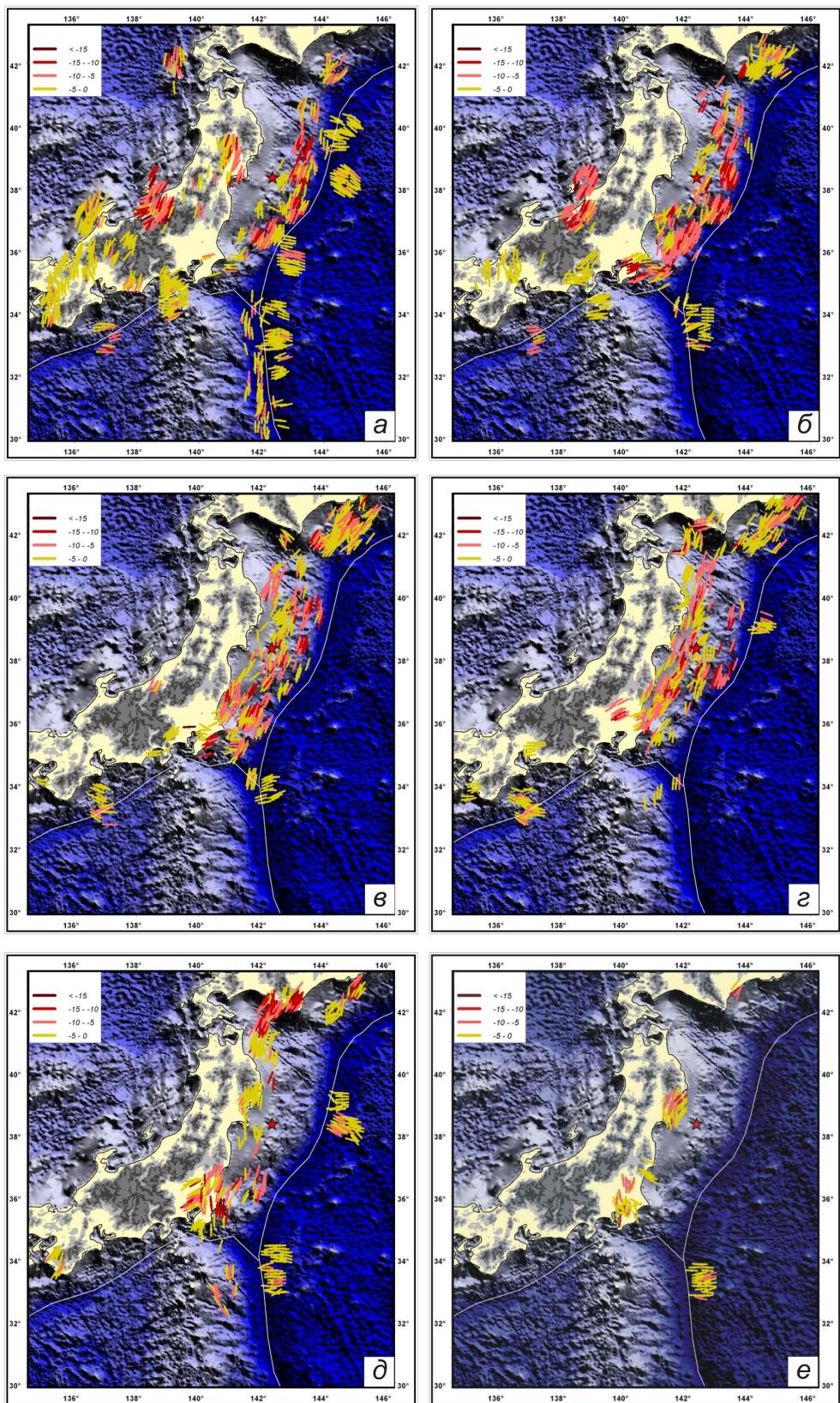


Рис. 23. Направления и относительные величины (нормировка на величину внутреннего сцепления) напряжений минимального (*а, б, в, г, д, е*) и максимального (*жс, з, и, к, л, м*) сжатия, действующих в латеральном направлении.

Для осей максимального горизонтального сжатия (*жс, з, и, к, л, м*) показаны их наиболее представительные простирации.

Fig. 23. Directions and reduced values (norming on a magnitude of internal cohesion of rocks) of stresses of minimum (*a, б, в, г, д, е*) and maximum (*жс, з, и, к, л, м*) compression acting in the lateral direction.

For axes of maximum horizontal compression (*жс, з, и, к, л, м*), the most representative strikes are shown.

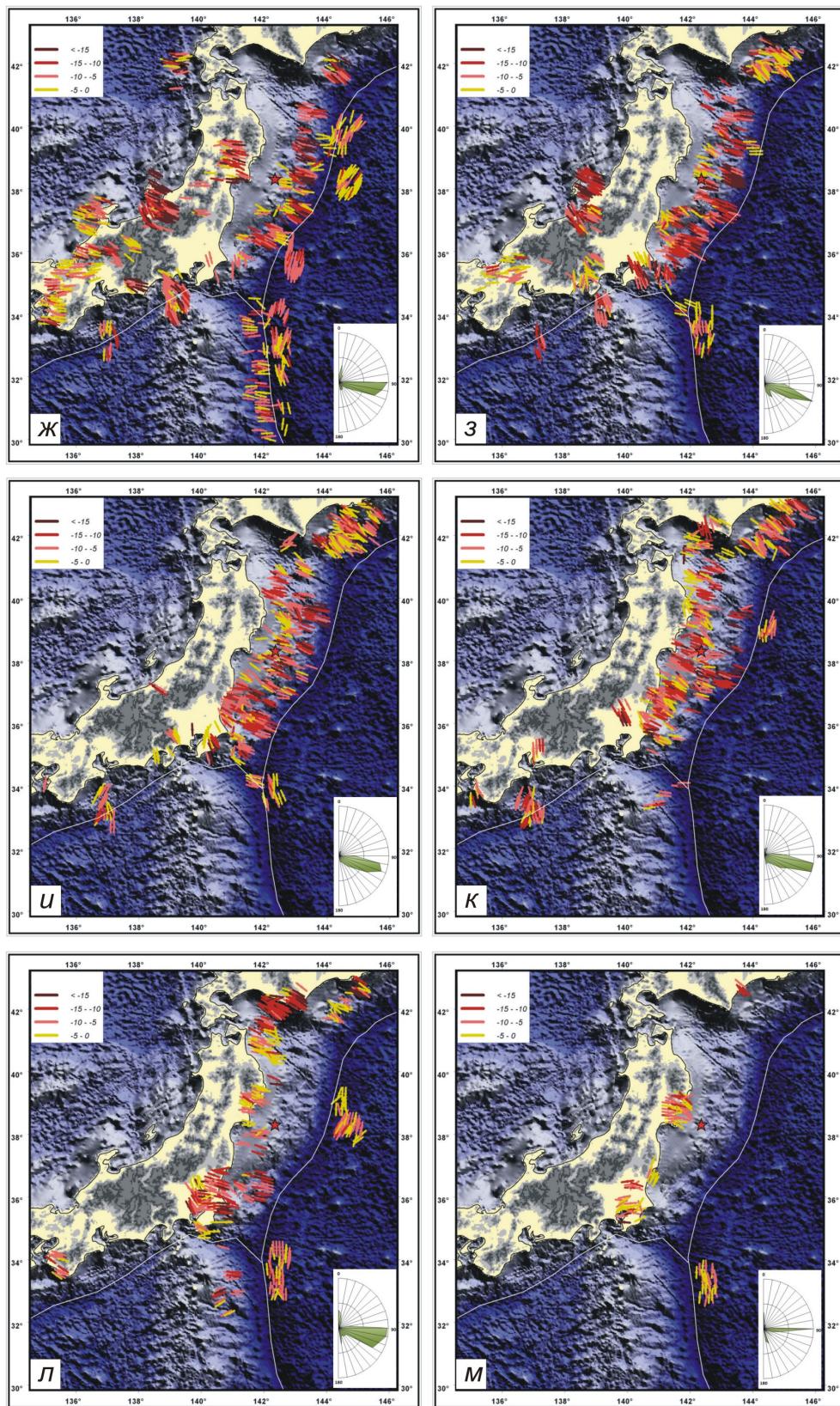


Рис. 23. Продолжение.

Fig. 23. Continuation.

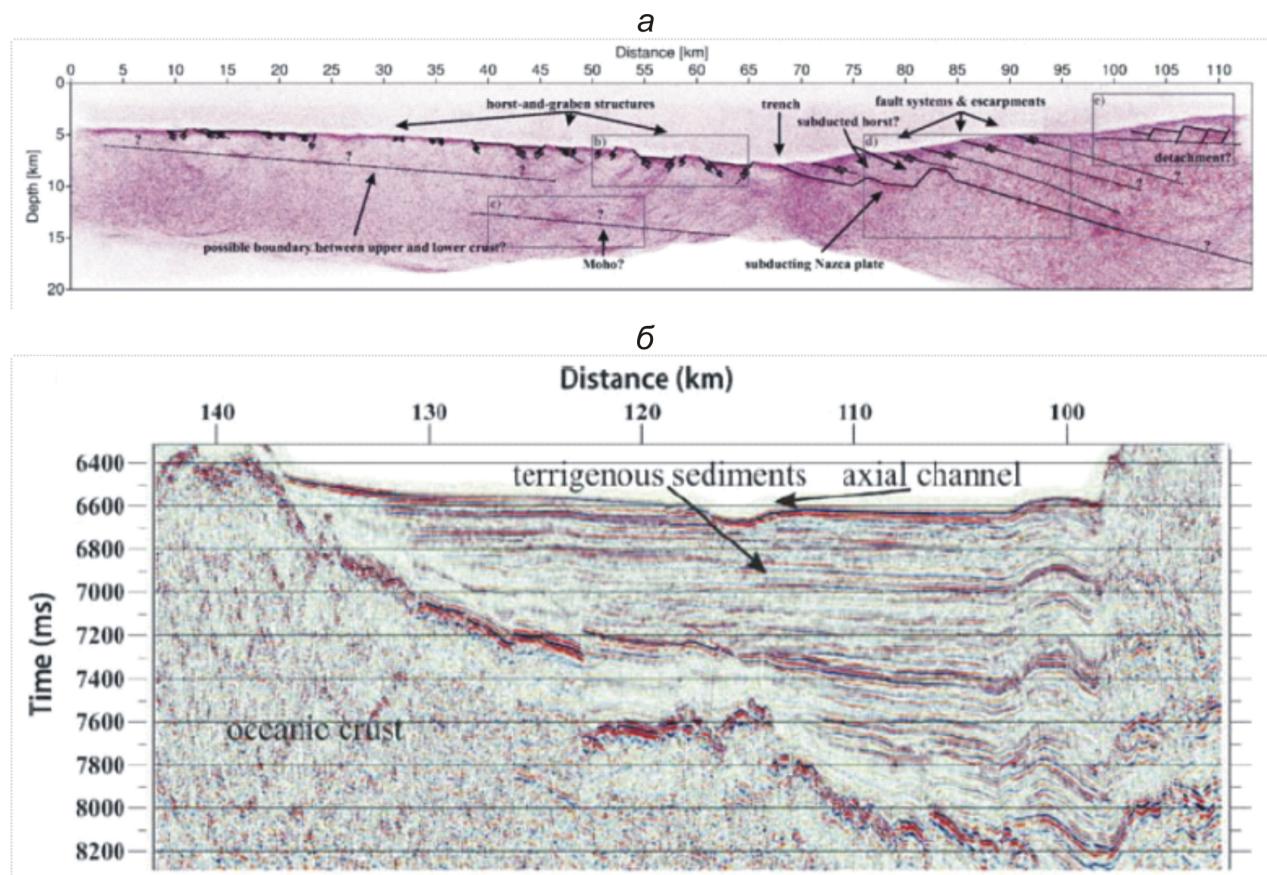


Рис. 24. Сейсмические профили коры, поперечные области сочленения юго-восточной части Тихоокеанской и западной части Южно-Американской плиты из работы [Oncken *et al.*, 2006]: *а* – кора; *б* – верхняя часть коры в области океанического желоба.

Fig. 24. Seismic profiles of the crust, transverse zones of junction of the south-eastern segment of the Pacific plate and the western segment of the South American plate, according to [Oncken *et al.*, 2006]: *a* – crust; *b* – upper crust in the area of the oceanic trough.

или вертикального сдвига (см. рис. 15, *а*). На больших глубинах (50–70 км) между областями горизонтального сжатия и горизонтального растяжения практически всегда присутствует «молчаний» участок (см. рис. 15, *в–е*), где в литосфере не наблюдается достаточно сильных землетрясений, и поэтому здесь не удается определить параметры напряженного состояния. В средней части литосферы область горизонтального растяжения к востоку от оси желоба плохо выражена из-за малого числа произошедших здесь землетрясений, что, вероятно, говорит о докритическом напряженном состоянии этих горизонтов литосферы в исследуемом масштабе.

Заметим, что ранее для других зон субдукции также были получены единичные определения, в которых вблизи оси желоба, в океанической части литосферы наблюдался режим горизонтального сжатия. Обычно подобные определения связывали с состоянием литосферы после относительно сильного межплитового землетрясения, подобно тому, как это имело место для пары Симуширских землетрясений 2006 и 2007 гг.

Заметим, что имеющиеся на сегодня данные о строении океанических желобов и примыкающей к

ним субконтинентальной литосфере подтверждают сделанные выводы (рис. 24). Геофизические данные о строении Южно-Американской области субдукции показывают, что к западу от оси желоба в верхней части сейсмического профиля наблюдаются сбросы, а к востоку в континентальной коре присутствуют пологие надвиги. Важно отметить спокойное залегание океанических осадков, которое сменяется на сильно деформированное только непосредственно в зоне сочленения с континентальной литосферой.

Наши расчеты показывают, что наибольший уровень латерального сжатия наблюдается в коре (глубины 0–20 км) к западу от оси желоба (см. рис. 23). Здесь оси максимального латерального сжатия ориентированы ортогонально оси желоба. К востоку от оси желоба ортогонально ему ориентированы оси наименьшего горизонтального сжатия. При этом скачок в уровне напряжений при переходе через Японский желоб составляет около 5–8 значений внутреннего сцепления (τ_f) пород. Для Идзу-Бонинского желоба этот скачок менее выражен, хотя явно существует и составляет 3–5 τ_f . Пока сложно понять, какими силами уравнове-

шиваются такие резкие изменения напряжений. Возможно, здесь действуют какие-то достаточно специфические процессы, обусловливающие высокие градиенты напряжений.

Необходимо отметить, что напряженное состояние литосферы Накайского желоба существенно отличается от напряженного состояния литосферы Японского и Идзу-Бонинского желобов. Вероятно, эти различия проявятся и в глубинном строении.

Другой важный вывод, относящийся уже к вопросам физики очага землетрясений, можно сделать из анализа положения очага катастрофического землетрясения Тохоку в поле реконструированных напряжений. Установлено, что развитие очага происходило в области сочленения участков коры с высоким и низким уровнем эффективного давления, т.е. в зоне максимального градиента напряжений (см. рис. 22). Эта область протягивалась вдоль оси океанического желоба и наиболее выраженной была на глубинах, близких к 30 км (реконструкция для глубинного уровня 20–40 км). Здесь к востоку от оси желоба также присутствовала наиболее обширная область пониженного уровня эффективного давления, которая согласно работам [Rebetsky, 2007b, 2007c] является наиболее предпочтительной для развития хрупкого разрушения.

В верхних уровнях коры (глубины 0–20 км) между осью желоба (место вблизи выхода очага не поверхность) и областью пониженного эффективного давления присутствуют участки высокого эффективного давления (см. рис. 22). Такая ситуация определяет, что здесь имеется повышенное сопротивление среды хрупкому разрушению. Вероятно, этим обстоятельством следует объяснить тот факт, что максимальные амплитуды смещений на разрыве наблюдались не вблизи поверхности, а на глубине 3–5 км (см. рис. 7). Для пологой плоскости очага участок максимальных амплитуд смещений отстоял от океанического дна на 25–30 км вдоль плоскости очага. Этот участок как раз попадает на область повышенного эффективного давления, полученного по результатам реконструкции напряжений (см. рис. 21, а).

Большая протяженность землетрясения Тохоку нами связывается с большой протяженностью участков коры с высоким уровнем градиента напряжений, расположенных вдоль всего восточного участка коры о. Хонсю. На глубинах 10–30 км и 20–40 км (см. рис. 21, б, в) в зоне юго-западного и северо-восточного сегментов сейсмофокальной области о. Хонсю существуют участки повышенного эффективного давления, расположенные в поперечном направлении. К юго-западному сег-

менту относятся участки, расположенные вблизи полуострова Ёконама и к северу от Нанкайского желоба, к северо-восточному – участок вблизи 40° в.ш. Эти участки повышенного эффективного давления следует рассматривать как зоны, способствовавшие остановке развития очага землетрясения Тохоку.

Таким образом, основной отличительной особенностью поля напряжений в области развития очага землетрясения Тохоку является существование вдоль всей его протяженности зоны высокого градиента напряжений. Если для Суматра-Андаманского, Мале и Симуширского землетрясений [Rebetsky, Marinin, 2006; Rebetsky, 2009, 2010; Rebetsky, Tatevosian, 2013] градиент напряжений располагался вдоль простирания сейсмофокальной области, то для землетрясения Тохоку в области его очага вектор градиента напряжений ориентирован поперек сейсмофокальной области, причем снижение уровня напряжений в основном было ориентировано вдоль погружения сейсмофокальной области.

Полученные в настоящей работе результаты требуют дальнейшего анализа с позиций современных представлений о процессе разрушения и пластического деформирования иерархически неоднородных многофазных сред. Современные исследования физики разрушения [Zuev et al., 2008] показывают, что область градиента напряжений является зоной, способствующей активизации дефектов прочности. Градиенты напряжений контролируют структурно-фазовые превращения, изменяющие свойства среды в зонах будущего разрушения (по данным отчетов ИФПМВ СО РАН, <http://ispms.ru/ru/115>). Вероятно, градиенты напряжений также способствуют формированию и градиентов дефектов, определяющих скорость развития пластических деформаций. Движения дефектов на предкритической стадии процесса формируют в среде волны (автоволны) пластических деформаций, играющие важную роль в подготовке разрушения в конкретных областях. В этих экспериментах обнаружен эффект «шахматной доски» в распределении напряжений и деформаций в образцах, подверженных интенсивному пластическому деформированию. Данный эффект связывается с неоднородностью исследуемых материалов, имевших слоистое строение, и фактически означает мозаичность распределения величин напряжений, которая часто наблюдается в результатах тектонофизической реконструкции напряжений сейсмоактивных областей.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 12-04-331229, 13-05-00892 и президентского гранта РФ МК 1904.2013.5.

9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Angelier J., 1990. Inversion field data in fault tectonics to obtain the regional stress – III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International* 103 (2), 363–376. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb01777.x>.

- Bath M., Duda S.J. 1964. Earthquake volume, fault plane area, seismic energy, strain, deformation and related quantities. *Annali di geofisica* 17 (3), 353–368. <http://dx.doi.org/10.4401/ag-5213>.
- Carey-Gailhardis E., Mercier J.L., 1987. A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseismic and microseismicity of Southern Peru. *Earth and Planetary Science Letters* 82 (1–2), 165–179. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(87\)90117-8](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(87)90117-8).
- DeMets C., Gordon R.G., Argust D.F., Stein S., 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International* 101 (2), 425–478. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb06579.x>.
- DeMets C., Gordon R.G., Stein S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal timescale. *Geophysical Research Letters* 21 (20), 2191–2194. <http://dx.doi.org/10.1029/94GL02118>.
- Drucker D.C., Prager W., 1952. Soil mechanics and plastic analysis of limit design. *Quarterly of Applied Mathematics* 10 (2), 157–175.
- Ekström G., Nettles M., Dziewoński A.M., 2012. The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 200–201, 1–9. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2012.04.002>.
- Fedotov S.A., 1965. About the patterns of distribution of the strongest earthquakes of Kamchatka, the Kuril Islands and the north-eastern Japan. *Proceedings of the Institute of Earth Physics, the USSR Academy of Sciences* 36 (203). Nauka, Moscow, p. 66–93 (in Russian) [Федотов С.А. О закономерности распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и Северо-Восточной Японии // Труды Института физики Земли АН СССР. 1965. № 36 (203). М.: Наука, С. 66–93].
- Fedotov S.A., Solomatin A.V., Chernyshev S.D., 2012. A long-term earthquake forecast for the Kuril-Kamchatka arc for the period from September 2011 to August 2016. The likely location, time, and evolution of the next great earthquake with $M \geq 7.7$ in Kamchatka. *Journal of Volcanology and Seismology* 6 (2), 65–88. <http://dx.doi.org/10.1134/S0742046312020029>.
- Gephart J.W., Forsyth D.W., 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research* 89 (B11), 9305–9320. <http://dx.doi.org/10.1029/JB089iB11p09305>.
- Gushchenko O.I., Mostryukov S.A., Petrov V.A., 1990. The structure of the current regional stress field in seismic areas of the crust in the eastern part of the Mediterranean mobile belt. *Doklady AN SSSR* 312 (4), 830–835 (in Russian) [Гущенко О.И., Мострюков А.О., Петров В.А. Структура поля современных региональных напряжений сейсмоактивных областей земной коры восточной части Средиземноморского подвижного пояса // Доклады АН СССР. 1990. Т. 312. № 4. С. 830–835].
- Hardebeck J., 2012. Coseismic and postseismic stress rotations due to great subduction zone earthquakes. *Geophysical Research Letters* 39 (21), L21313. <http://dx.doi.org/10.1029/2012GL053438>.
- Hardebeck J.L., Hauksson E. 2001. Crustal stress field in southern California and its implications for fault mechanics. *Journal of Geophysical Research* 106 (B10), 21859–21882. <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB000292>.
- Hasegawa A., Umino N., Takagi A., Suzuki Z., 1979. Double-planed deep seismic zone and anomalous structure in the upper mantle beneath Northeastern Honshu (Japan). *Tectonophysics* 57 (1), 1–6. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90098-2](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(79)90098-2).
- Hasegawa A., Yoshida K., Okado T., 2011. Nearly complete stress drop in the 2011 $M_w=9.0$ off the Pacific coast of Tohoku earthquake. *Earth Planets Space* 63 (7), 703–707. <http://dx.doi.org/10.5047/eps.2011.06.007>.
- Kanamori H., Anderson D.L., 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of the Seismological Society of America* 65(5), 1073–1095.
- Kato A., Sakai S., Obara K., 2011. A normal-faulting seismic sequence triggered by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake: Wholesale stress regime changes in the upper plate. *Earth Planets Space* 63 (7), 745–748. <http://dx.doi.org/10.5047/eps.2011.06.014>.
- Kostrov B.V., 1975. Mechanics of Tectonic Earthquake Focus. Nauka, Moscow, 176 p. (in Russian) [Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.].
- Lin W., Saito S., Sanada Y., Yamamoto Y., Hashimoto Y., Kanamatsu T., 2011. Principal horizontal stress orientations prior to the 2011 $M_w=9.0$ Tohoku-Oki, Japan earthquake in its source area. *Geophysical Research Letters* 38 (7), L00G10. <http://dx.doi.org/10.1029/2011GL049097>.
- Lomtev V.L., 2008. To diagnostics of plate detachments. In: General and regional problems of tectonics and geodynamics, Volume 1. Geos, Moscow, p. 508–512 (in Russian) [Ломтев В.Л. К диагностике пластовых срывов // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. М.: ГЕОС, 2008. Т. 1. С. 508–512].
- Lomtev V.L., 2013. On the issue of the geological structure and seismotectonics of the Pacific Ocean slope of the Honshu arc (in relation to the Japanese earthquake and tsunami of 11 March 2011). *Vestnik SVNC, Far East Branch of the USSR Acad. Sci.* (2), 2–10 (in Russian) [Ломтев В.Л. К вопросу о геологическом строении и сейсмотектонике Тихоокеанского склона дуги Хонсю (в связи с Японским землетрясением и цунами 11.03.2011 г.) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2013. № 2. С. 2–10].

- Lomtev V.L., Patrikeev V.N., 1985. Compression Structures in the Kuril and Japan Troughs. Far East Branch of the USSR Acad. Sci., Vladivostok, 141 p. (in Russian) [Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 141 с.].
- Makarov P.V., 2010. Self-organized criticality of deformation and prospects for fracture prediction. *Physical Mesomechanics* 13 (5–6), 292–305. <http://dx.doi.org/10.1016/j.physme.2010.11.010>.
- Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terabayashi M., 1997. Paleogeographic maps of the Japanese islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present. *The Island Arc* 6 (1), 121–142. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1440-1738.1997.tb00043.x>.
- Matsumoto T., Kitamura N., 1977. Northeastern Japan. In: Mesozoic-Cenozoic fold belts. Mir, Moscow, p. 184–193 (in Russian) [Матсумото Т., Китамура Н. Северо-Восточная Япония. Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. С. 184–193].
- Miao M., Zhu S.-B., 2012. A study of the impact of static Coulomb stress changes of megathrust earthquakes along subduction zone on the following aftershocks. *Chinese Journal of Geophysics* 55 (5), 539–551. <http://dx.doi.org/10.1002/cjg2.1748>.
- Minoura K., Imamura F., Sugawara D., Kono Y., Iwashita T., 2001. The 869 Jogan tsunami deposit and recurrence interval of large-scale tsunami on the Pacific coast of northeast Japan. *Journal of Natural Disaster Science* 23 (2), 83–88.
- Oncken O., Chong G., Franz G., Giese P., Gotze H.-J., Ramos V.A., Strecker M.R., Wigger P. (Eds.), 2006. The Andes: Active subduction orogeny: Structure and processes of a subduction orogen. Springer, Berlin, Heidelberg, Dordrecht, XXII+569 p.
- Osokina D.N., 1987. About hierarchical properties of the tectonic stress field. In: Fields of stresses and strain in the crust. Nauka, Moscow, p. 136–151 (in Russian) [Осокина Д.Н. Об иерархических свойствах тектонического поля напряжений // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 136–151].
- Parfenov V.D., 1984. To the method of tectonophysical analysis of geological structures. *Geotektonika* (1), 60–72 (in Russian) [Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. № 1. С. 60–72].
- Reasenberg P.A., Simpson R.W., 1992. Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake. *Science* 255 (5052), 1687–1690. <http://dx.doi.org/10.1126/science.255.5052.1687>.
- Rebetskii Yu.L., 2003. Development of the method of cataclastic analysis of shear fractures for tectonic stress estimation. *Doklady Earth Sciences* 388 (1), 72–76.
- Rebetskii Yu.L., 2009b. Estimation of stress values in the method of cataclastic analysis of shear fractures. *Doklady Earth Sciences* 428 (1), 1202–1207. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X09070368>.
- Rebetskii Yu.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>.
- Rebetsky Yu.L., 1997. Reconstruction of tectonic stresses and seismotectonic strains: methodical fundamentals, current stress field of Southeastern Asia and Oceania. *Doklady Earth Sciences* 354 (4), 560–563.
- Rebetsky Yu.L., 1999. Methods for reconstructing tectonic stresses and seismotectonic deformations based on the modern theory of plasticity. *Doklady Earth Sciences* 365 (3), 370–373.
- Rebetsky Yu.L., 2001. Principles of stress monitoring and the method of cataclastic analysis of shear fractures // *Bulletin MOIP, Geology Series* 76 (4), 28–35 (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Принципы мониторинга напряжений и метод катаклистического анализа совокупностей сколов // Бюллентень МОИП, серия геологическая. 2001. Т. 76. Вып. 4. С. 28–35].
- Rebetsky Yu.L., 2005. Estimation of relative values of stresses – the second stage of reconstruction from data on displacements along fractures. *Geofizicheskiy Zhurnal* 27 (1), 39–54 (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Оценка относительных величин напряжений – второй этап реконструкции по данным о разрывных смещениях // Геофизический журнал. 2005. Т. 27. № 1. С. 39–54].
- Rebetsky Yu.L., 2007a. Tectonic Stresses and Rock Strength. Nauka, Moscow, 406 p. (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига, 2007a. 406 с.].
- Rebetsky Yu.L., 2007b. The status and problems of the theory of earthquake prediction. An analysis of foundations from the position of the deterministic approach. *Geofizicheskiy Zhurnal* 29 (4), 92–110 (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Состояние и проблемы теории прогноза землетрясений. Анализ основ с позиций детерминированного подхода // Геофизический журнал. 2007b. Т. 29. № 4. С. 92–110].
- Rebetsky Yu.L., 2007c. Tectonic stresses and areas of the trigger mechanism of earthquakes. *Physical Mesomechanics* 1 (10), 25–37 (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и области триггерного механизма возникновения землетрясений // Физическая мезомеханика. 2007c. Т. 1. № 10. С. 25–37].
- Rebetsky Yu.L., 2009. Stress state of the Earth's crust of the Kuril Islands and Kamchatka before the Simushir earthquake. *Russian Journal of Pacific Geology* 3 (5), 477–490. <http://dx.doi.org/10.1134/S1819714009050108>.

Rebetsky Yu.L., 2010. The distribution of tectonic stresses along the South American subduction zone before the earthquake of 27 February 2010, Mw=8.8. In: Problems of seismology in Uzbekistan, No. 7: International conference on current problems of seismology, hydrogeology and engineering geology. Publishing House of the National Univ. of Uzbekistan, Tashkent, Volume 1, 264–268 (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Распределение тектонических напряжений вдоль южноамериканской субдукционной области перед землетрясением 27 февраля 2010 Mw=8.8 // Проблемы сейсмологии в Узбекистане, № 7: Материалы международной конференции «Современные проблемы сейсмологии, гидрогеологии и инженерной геологии». Ташкент: Нац. Унив. Узб., 2010. Т. 1. С. 264–268].

Rebetsky Yu.L., Alekseev R.S., 2014. The field of recent tectonic stresses in Central and South-Eastern Asia. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (1), 257–290. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2014-5-1-0127>.

Rebetsky Yu.L., Marinin A.V., 2006. Preseismic stress field before the Sumatra-Andaman earthquake of 26.12.2004: a model of metastable state of rocks. *Russian Geology and Geophysics (Geologiya i Geofizika)* 47 (11), 1192–1206.

Rebetsky Y.L., Tatevossian R.E., 2013. Rupture propagation in strong earthquake sources and tectonic stress field. *Bulletin de la Société Géologique de France* 184 (4–5), 335–346 <http://dx.doi.org/10.2113/gssgbull.184.4-5.335>.

Satake K., Sawai Y., Shishikura M., Okamura Y., Namegaya Y., Yamaki S., 2007. Tsunami source of the unusual AD 869 earthquake off Miyagi, Japan, inferred from tsunami deposits and numerical simulation of inundation. American Geophysical Union, Fall Meeting. Abstract #T31G-03.

Stein R.S., Lisowski M., 1983. The 1979 Homestead Valley earthquake sequence, California: Control of aftershocks and post-seismic deformation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 88 (B8), 6477–6490. <http://dx.doi.org/10.1029/JB088iB08p06477>.

Toda S., Stein R.S., 2013. The 2011 M=9.0 Tohoku Oki earthquake more than doubled the probability of large shocks beneath Tokyo. *Geophysical Research Letters* 40 (11), 2562–2566. <http://dx.doi.org/10.1002/grl.50524>.

Tsuru T.J., Park J.-O., Takahashi N., Kido Y., Kenda Y., Kono Y., 2000. Tectonic features of the Japan Trench convergent margin off Sanriku, northeastern Japan, revealed by multichannel seismic reflection data. *Journal of Geophysical Research* 105 (B7), 16403–16413. <http://dx.doi.org/10.1029/2000JB900132>.

Yunga S.L., 1990. Methods and Results of Seismotectonic Deformation Study. Nauka, Moscow, 190 p. (in Russian) [Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. М.: Наука, 1990. 190 с.].

Zuev L.B., Danilov V.I., Barannikova S.A., 2008. Physics of Macro-Location of Plastic Flow. Nauka, Novosibirsk, 327 p. (in Russian) [Зуев Л.Б., Данилов В.И., Баранникова С.А. Физика макролокализации пластического течения. Новосибирск: Наука, 2008. 327 с.].



Ребецкий Юрий Леонидович, докт. физ.-мат. наук, зав. лабораторией тектонофизики им. М.В. Гзовского Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
123995, ГСП-5, Москва Д-242, ул. Большая Грузинская, 10, Россия
Тел.: 849925493050; email: reb@ifz.ru

Rebetsky, Yuri L., Doctor of Physics and Mathematics, Head of M.V. Gzovsky Laboratory of Tectonophysics Schmidt Institute of Physics of the Earth, RAS
10 Bol'shaya Gruzinskaya street, Moscow D-242 123995, GSP-5, Russia
Tel.: 849925493050; email: reb@ifz.ru



Полец Анастасия Юрьевна, канд. физ.-мат. наук, м.н.с.
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
693022, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 16, Россия
Тел.: 89242833454; e-mail: polec84@mail.ru

Polets, Anastasia Yu., Candidate of Physics and Mathematics, Junior Researcher
Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch of RAS
1b Nauka street, Yuzhno-Sakhalinsk 693022, Russia
Tel.: 89242833454; e-mail: polec84@mail.ru



MANIFESTATION OF FAULT ZONES IN GEOPHYSICAL FIELDS

A. A. Spivak

Institute of Geosphere Dynamics RAS, Moscow, Russia

Abstract: Geophysical fields influenced by tectonics faults were observed, and instrumental observation results are analysed in the article. It is shown that fault zones are characterized by geophysical fields that are more variable than those in midmost segments of crustal blocks, more intense responses to weak external impacts such as lunar and solar tides and atmospheric pressure variations, and intensive relaxation. Transformation of energy between geophysical fields varying in origin takes place mainly in the fault zones.

Key words: geodynamics, tectonic fault, rocks, seismic noise, electric field, magnetic field, radon emanation.

Recommended by K.Zh. Seminsky

Citation: Spivak A.A. 2014. Manifestation of fault zones in geophysical fields. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (2), 507–525. doi:10.5800/GT-2014-5-2-0138.

ПРОЯВЛЕНИЕ РАЗЛОМНЫХ ЗОН В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ

A. A. Спивак

Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия

Аннотация: Приведен анализ результатов инструментальных наблюдений за геофизическими полями в зонах влияния тектонических разломов. Показано, что разломные зоны характеризуются существенно более высокими по сравнению с серединными участками структурных блоков земной коры вариациями геофизических полей, интенсивным откликом на слабые внешние воздействия в виде твердого лунно-солнечного прилива и барических вариаций атмосферы, а также интенсивностью релаксационных процессов. Преимущественно в разломных зонах наблюдается трансформация энергии между геофизическими полями разной природы.

Ключевые слова: геодинамика, тектонический разлом, горные породы, сейсмический шум, электрическое поле, магнитное поле, радоновые эманации.

1. ВВЕДЕНИЕ

Значительный интерес к изучению разломных зон связан с их важной ролью в формировании напряженно-деформированного состояния земной коры, режима подземных флюидов, а также с повышенной интен-

сивностью массо- и энергообменных процессов в зонах их влияния. Сложное внутреннее строение разломных зон, отличающееся повышенной трещиноватостью (раздробленностью) горных пород и, как следствие, их повышенная деформируемость и флюидопроницаемость [Spivak, Tzvetkov, 2009; Seminsky, 2012]

определяют существенную роль дизъюнктивных нарушений в межгеосферных взаимодействиях и эволюции литосферы в целом.

Практический аспект исследования разломных зон продиктован необходимостью устойчивого освоения платформенных территорий с обеспечением их надежной инженерной защиты от нежелательных, а во многих случаях опасных геодинамических явлений и процессов как природного, так и техногенного происхождения. Особое значение эти работы приобретают в настоящее время в связи с необходимостью строительства новых АЭС и освоения месторождений углеводородов, расположенных в районах со сложными тектоническими условиями.

Несмотря на достаточно большое количество работ, посвященных определению внутренней структуры и свойств разломов, ряд вопросов, касающихся, например, достоверного картирования разломов, закамуфлированных осадочным чехлом, определения их внутренней структуры и размеров зон влияния, изучены недостаточно. Представляется перспективным совершенствовать имеющиеся и разрабатывать новые методы картирования разломных зон, а также подходы к определению их свойств и геодинамического состояния на основе использования информации о пространственных и временных вариациях геофизических полей.

Действительно, разломы, как особые геологические объекты, отличающиеся от окружающих горных пород специфической внутренней структурой, фильтрационными свойствами и условиями деформирования, оказывают влияние на формирование режимов практически всех геофизических полей [Spivak, 2010].

Под разломами будем понимать в дальнейшем линейно простирающиеся структуры земной коры в виде динамических зон, характеризующихся выраженными структурными особенностями, повышенными градиентами вертикальных и горизонтальных движений поверхности земной коры, морфологическими признаками на поверхности, например флексураобразными перегибами, а также интенсивными межгеосферными взаимодействиями, повышенными временными вариациями геофизических полей. При этом разломы рассматриваются не как тонкие межблоковые промежутки, а как изометрические области со своей внутренней структурой [Seminsky, 2003]¹, деформирование которых вызывает не только сложные по характеру дифференциальные движения, но также преобразование вещества-заполнителя со временем [Spivak, Tzvetkov, 2009].

Традиционно под термином «разлом» часто понимают разрывные нарушения фундамента либо скальных массивов горных пород на поверхности земной коры [Nesmeyanov, 2004], предполагая при этом, что

разломы фундамента не всегда прослеживаются в осадочном чехле [Makarov *et al.*, 2007]. Однако имеются подтверждения тому, что крупные глубинные структуры проявляются также и в осадочном чехле достаточно узкими зонами повышенной трещиноватости и флюидопроницаемости, поэтажными аномалиями геофизических полей и градиентными элементами морфоструктуры и т.д. [Anisimova, Koronovsky, 2007; Nikolaev *et al.*, 2002; Yudakhin *et al.*, 2003; Gorbunova *et al.*, 2002].

Инструментальные исследования разрывных нарушений на платформенных участках земной коры, которые, как правило, характеризуются достаточно мощным осадочным чехлом [Nikolaev *et al.*; 2002;], свидетельствуют о наличии в большинстве случаев соответствия между разрывными нарушениями фундамента и структурными проявлениями в осадочном чехле [Anisimova, Koronovsky, 2007], что позволяет трактовать структуры осадочного чехла как разломы земной коры.

Таким образом, можно полагать, что измеряемые (как правило, на земной поверхности) геофизические поля подвержены влиянию разломных зон и, следовательно, содержат информацию о степени их контрастности на фоне окружающего массива, а также о размерах зоны динамического влияния.

Следует отметить, что геофизические поля являются важной неотъемлемой составляющей нашей планеты. Помимо традиционно рассматриваемых физических полей – гравитационного, магнитного, теплового и электрического, к геофизическим полям необходимо отнести также поля, сформированные постоянно проявляющимися процессами физической природы, например поле постоянно присутствующих в верхних твердых геосферах микроколебаний (микросейсмическое поле) и поле эманаций подземных газов². Роль геофизических полей как фактора, объединяющего между собой внутренние и внешние геосфера в единую саморегулирующуюся систему, представляется весьма значительной. С помощью геофизических полей осуществляется взаимодействие между Землей и окружающим ее макрокосмосом, между разными геосферами и отдельными областями внутри каждой из них [Adushkin *et al.*, 2006].

Не менее значительной является информационная роль геофизических полей, которые отражают свойства и структуру геосфер, а также пространственные и временные вариации режимов геофизических процессов, что с успехом используется в решении фундаментальных и прикладных задач геофизики, например определении закономерностей поведения внутренних и внешних оболочек Земли [Gokhberg *et al.*, 1988; Sobolev, Demin, 1980], установлении очаговых зон и пред-

² Полный перечень геофизических полей существенно шире приведенного, он включает также ряд других полей естественного и техногенного происхождения, например радиационное поле, поле деформаций и т.д.

¹ При таком подходе правомернее использовать термин «разломная зона».

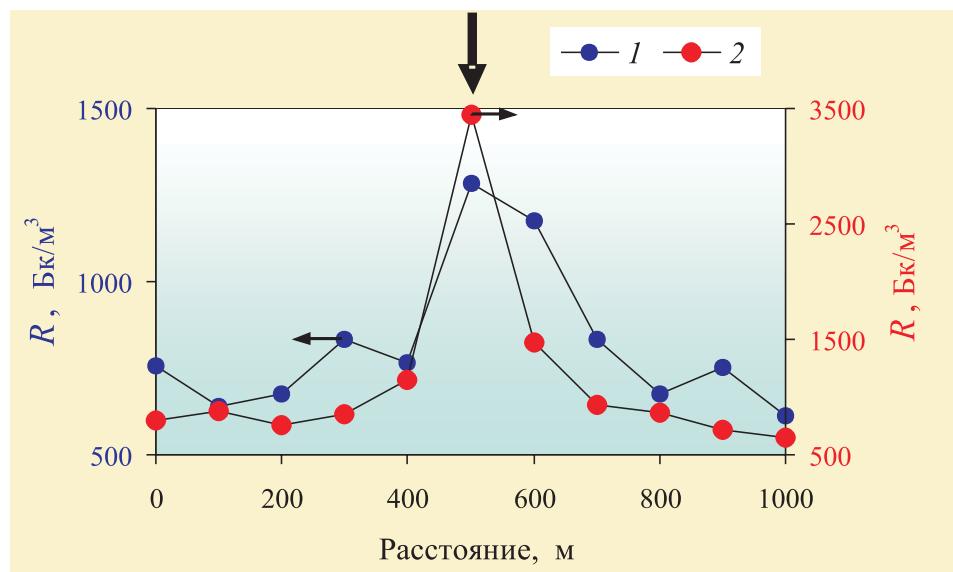


Рис. 1. Объемная активность подпочвенного радона вдоль профилей 1 и 2, пересекающих разломные зоны II порядка относительно Нелидово-Рязанской шовной зоны (вертикальная стрелка – положение центральной части разломных зон).

Fig. 1. Volume activity of soil radon, R along profiles 1 and 2 across fault zones of the 2nd order in relation to the Nelidovo-Ryazan suture zone (vertical arrows show positions of central parts of fault zones).

вестников землетрясений [Sobolev, 1993; Novik, Ershov, 2001], поиске и разведке полезных ископаемых, описании геодинамической активности локальных участков земной коры и т.д.

В настоящей работе рассматриваются особенности геофизических полей в разломных зонах, а также их вариаций в условиях слабых внешних возмущений в виде лунно-солнечного прилива и барических изменений в атмосфере.

2. ОСОБЕННОСТИ РАДОНОВЫХ ЭМАНАЦИЙ В РАЗЛОМНЫХ ЗОНАХ

Эманация подземных газов является одним из важнейших процессов, которые позволяют достоверно картировать нарушения сплошности земной коры. Действительно, интенсивность эманаций подземных газов характеризует не только источник, но в значительной мере – фильтрационные свойства земного вещества.

Состав эманирующих газов зависит от конкретного участка земной коры и характеризуется, как правило, наличием H_2 , N_2 , CO_2 , паров воды, а также ряда углеводородных соединений – CH_4 , C_2H_6 , C_2H_4 и других. Характерной особенностью подземных газов является наличие в них небольшого количества изотопов, среди которых особое место занимает изотоп радона ^{222}Rn .

Повсеместное распространение радона в земной коре, непрерывность генерации в урансодержащих геологических формациях, а также его особые свойст-

ва: невысокая химическая активность, простота регистрации вследствие его радиоактивности, небольшое время полураспада ($T_0 = 3.824$ сут) – все это делает его оптимальным индикатором современных геодинамических процессов, протекающих в земной коре. При этом, несмотря на весьма малое содержание радона в общем газовом потоке (около 10^{-16} – 10^{-18} %), интенсивность его эманаций может служить характеристикой эманации и других газов. Последнее связано с механизмом миграции природного радона: весьма обоснованным представляется утверждение, что достаточно тяжелый радон переносится к земной поверхности путем захвата пузырьками водорода и метана.

Вследствие повышенной проницаемости тела разлома представляет собой канал преимущественной миграции подземных флюидов. Потоки подземных газов в зонах разломов существенно превышают фоновые. Величина этих потоков, как и концентрация газов на приповерхностных участках, отражает величину проницаемости каналов миграции [Spivak, Shuvakov, 2011]. На практике для оценки интенсивности газовых эманаций и величины проницаемости разломных зон удобно использовать данные по объемной активности R природного изотопа ^{222}Rn в подпочвенной атмосфере [Seminsky, Bobrov, 2013; Spivak, Kozhukhov, 2004].

Результаты регистрации величины R свидетельствуют о том, что в зонах разломов абсолютная интенсивность газовых эманаций, как правило, в 3–6 раз выше по сравнению с серединными участками структурных блоков (рис. 1) [Spivak *et al.*, 2009]. При этом

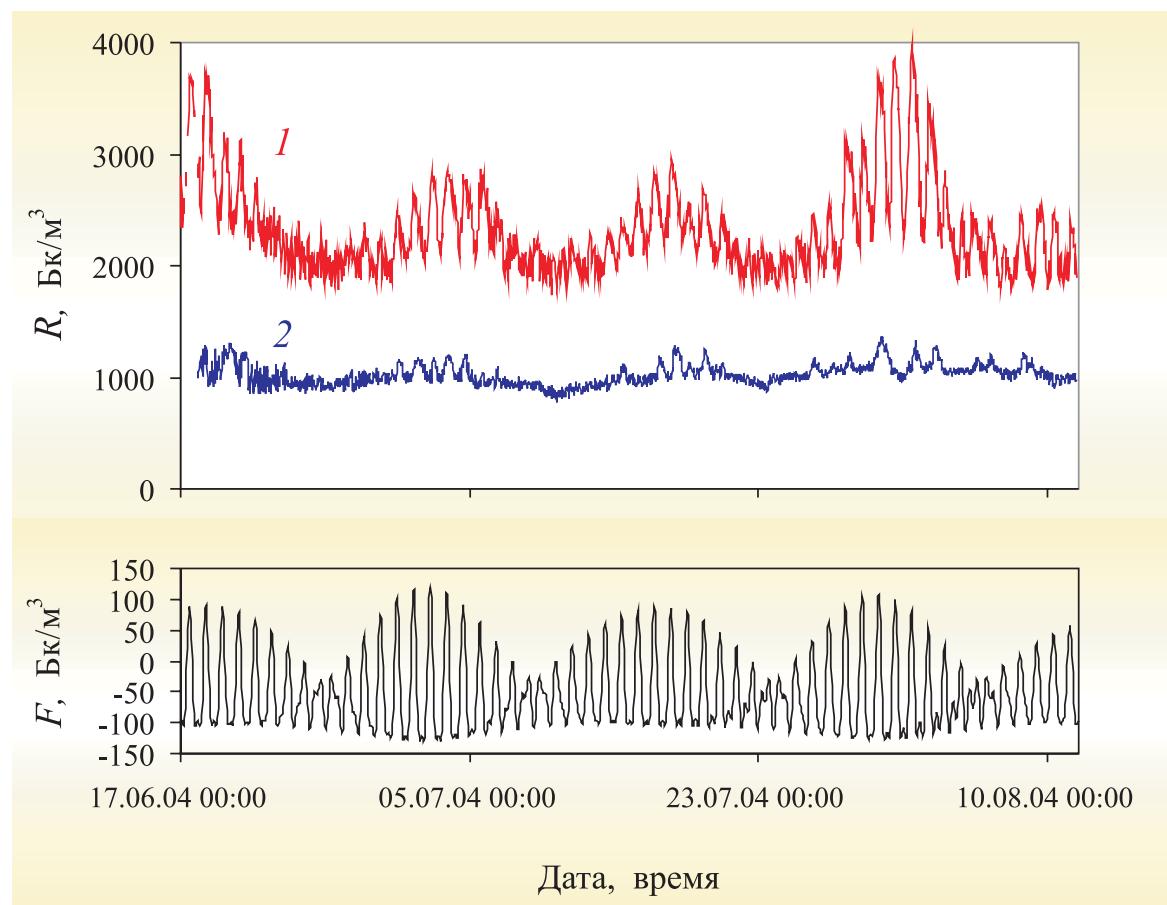


Рис. 2. Верхняя панель: вариации объемной активности подпочвенного радона в пунктах, расположенных на серединном участке разлома II порядка, оперяющего Нелидово-Рязанскую шовную зону, в период высокой стабильности метеоусловий (1) и на серединном участке примыкающего структурного блока (2).

Нижняя панель: вариации приливной силы.

Fig. 2. Top: Variations of volume activity of soil radon, R on sites located in the midmost segment of the 2nd order fault feathering the Nelidovo-Ryazan suture zone.

1 – data for the period of the high stability of weather conditions; 2 – data for the midmost segment of the neighboring structural block. Bottom – variations of the tidal force.

относительная величина эманационных аномалий по сравнению с фоновыми значениями объемной активности радона на конкретном участке земной коры может характеризовать степень контрастности разлома, т.е. величину отличия свойств материала-заполнителя разлома от свойств вмещающей среды. Пространственный размер зоны, в которой отмечаются повышенные значения радоновых эманаций, с известным приближением определяет зону влияния разлома.

Однако следует отметить, что повышенная эманация радона является необходимым, но далеко не достаточным условием наличия зоны повышенной проницаемости земной коры. Локальное повышение уровня радоновых эманаций может быть обусловлено не только наличием разломных зон, но также неравномерностью пространственного распределения интенсивности подземных источников радона и разной глубиной их залегания.

Для повышения достоверности картирования разломов необходимо привлекать данные о временных вариациях объемной активности подпочвенного радона, которые вызываются внешними возмущениями, например в виде твердоприливной деформации земной коры или барических вариаций в приземном слое атмосферы [Spivak, Shuvalov, 2011].

Действительно, как показывают результаты инструментальных наблюдений [Spivak *et al.*, 2009], повсеместно наблюдаются ярко выраженные временные вариации величины R . При этом указанные вариации характеризуются закономерными периодичностями и цикличностью, которые представлены в последовательном увеличении и уменьшении амплитуды вариаций.

В качестве примера на рис. 2 и 3 приведены результаты регистрации вариаций объемной активности под-

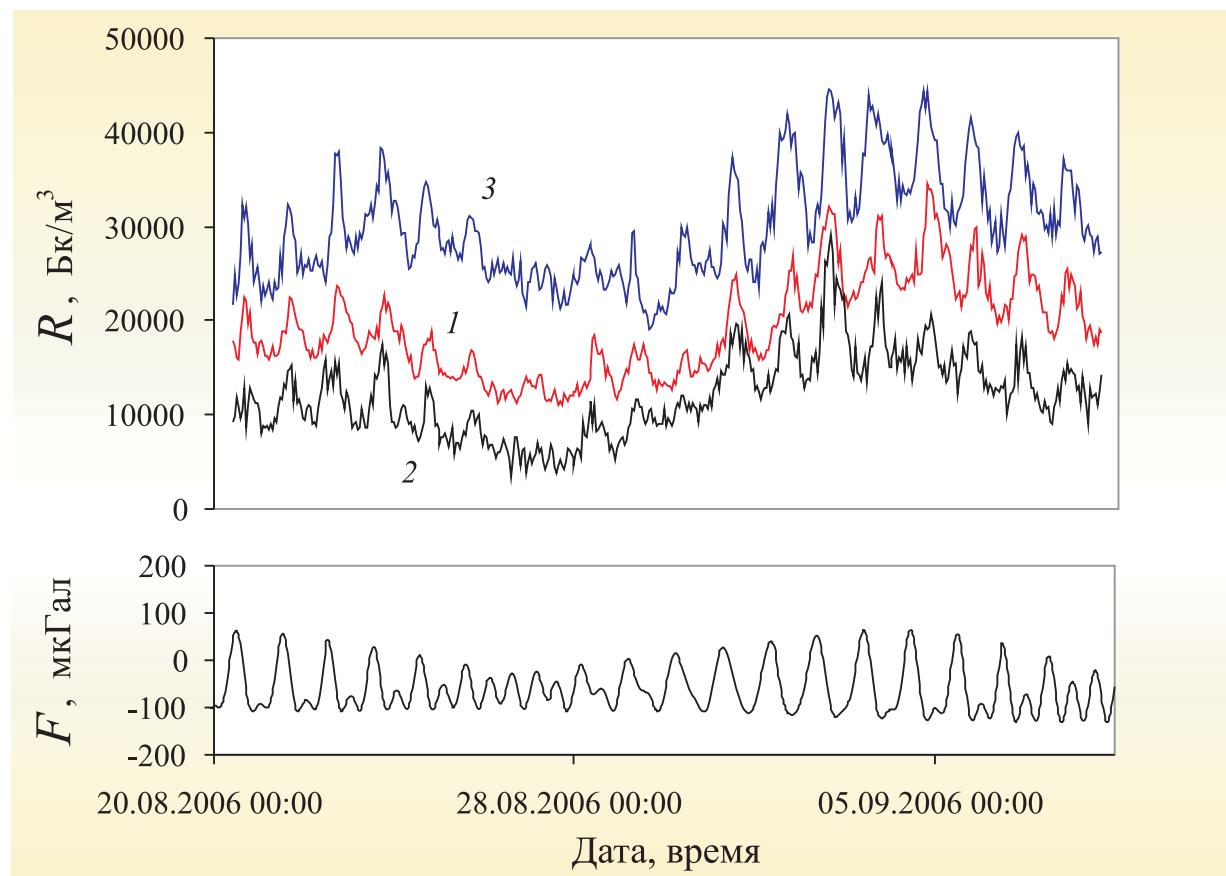


Рис. 3. Временные вариации объемной R в пунктах 1–3, расположенных на разных участках Ногинского разлома (на нижней панели приведена вариация приливной силы).

Fig. 3. Variations of volume activity of soil radon, R in time on sites 1, 2 and 3 in different segments of the Noginsky fault (bottom – variations of the tidal force).

почвенного радона для некоторых участков земной коры. В частности, на рис. 2 представлены уникальные результаты, полученные в период высокой долговременной стабильности метеоусловий, когда влияние барических вариаций в атмосфере на эманационный процесс можно исключить.

Наличие ярко выраженных периодичностей во временных вариациях объемной активности радона в подпочвенной атмосфере (рис. 2, 3) позволяет установить наиболее вероятную причину изменения проницаемости среды со временем. Полученные данные свидетельствуют о том, что во всех без исключения пунктах регистрации наблюдается околосуточная периодичность R , которая подтверждается повторными измерениями, выполненными через большой промежуток времени. При этом, околосуточные вариации объемной активности подпочвенного радона близки по характеру (как это видно из рис. 2, 3) к временным изменениям приливной силы F , правда, с некоторым запаздыванием ΔT , величина которого для разных пунктов может составлять от 1 до 10 час.

Одновременно с околосуточной периодичностью в

зонах влияния крупных тектонических структур отчетливо проявляется двухнедельная цикличность вариаций R , которая представлена последовательным увеличением и уменьшением амплитуды околосуточных вариаций, и так же хорошо согласуется с двухнедельными вариациями приливной силы F .

Повсеместное наличие околосуточных и двухнедельных вариаций R , а также их хорошая корреляция с вариациями приливной силы (коэффициент ранговой корреляции Спирмена с учетом сдвига на время запаздывания ΔT составляет для разных участков земной коры величину в диапазоне 0.68–0.82 при значимости 0.95) позволяют сделать заключение, что указанные периодичности временных вариаций объемной активности подпочвенного радона с высокой вероятностью связаны с приливными деформациями приповерхностного слоя земной коры. Это неудивительно, так как возможная величина приливных деформаций на каналах миграции газов в верхнем слое земной коры (в первую очередь это тектонические разломы) с учетом концентрации деформаций на тектонических нарушениях может достигать величины 10^{-7} , а в отдельных

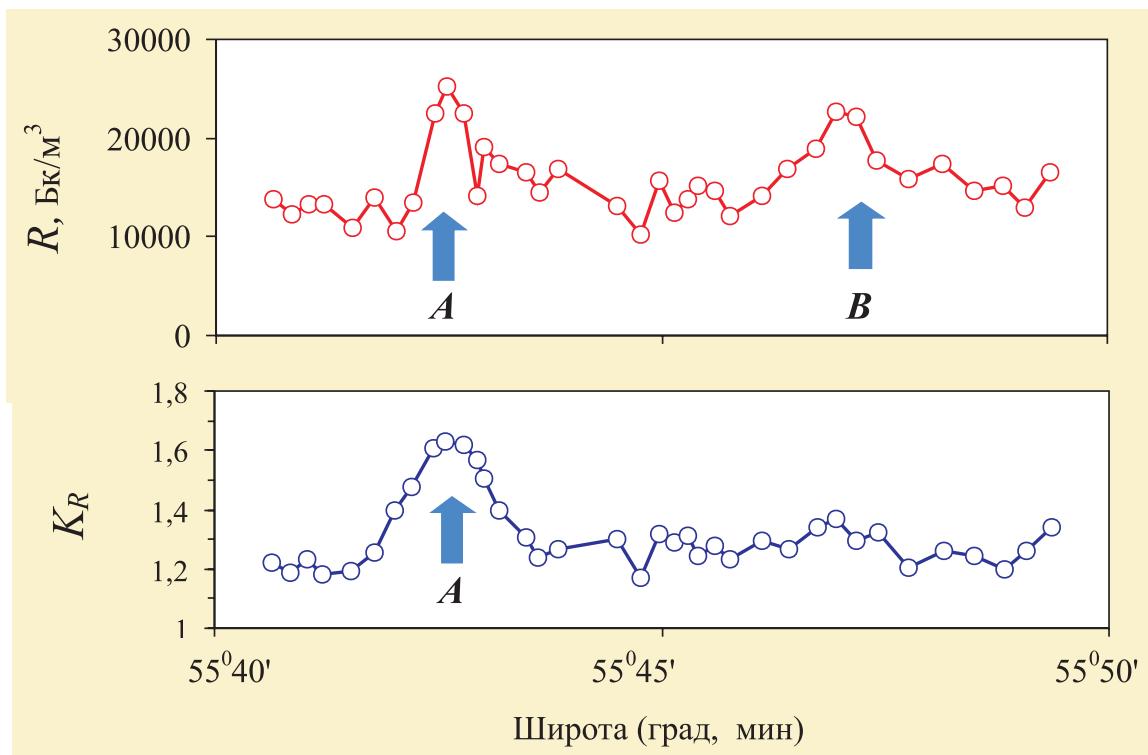


Рис. 4. Вариация объемной активности подпочвенного радона R и относительный коэффициент ее приращения K_R в приливной волне вдоль субмеридионального профиля, пересекающего Ногинский разлом.

Fig. 4. The variation of volume activity of soil radon, R and its relative increment factor, K_R in the tidal wave along the submeridional profile across the Noginsky fault.

случаях 10^{-6} [Adushkin, Spivak, 2007].

Данные рис. 2 и 3 свидетельствуют также о том, что не только абсолютная интенсивность эманаций, но также амплитуда временных вариаций в зонах влияния разломов существенно выше по сравнению с серединными участками структурных блоков.

Естественно предполагать, что зоны реально существующих разломов испытывают значительно большие деформации по сравнению с более консолидированными участками среды, расположенными вне зоны их влияния, вследствие чего в разломных зонах наблюдаются более интенсивные вариации радоновых эманаций. Это хорошо демонстрирует рис. 4, на котором совместно с пространственными вариациями объемной активности радона R приведена величина изменения интенсивности радоновых эманаций вследствие действия приливной силы, которую допустимо характеризовать коэффициентом приращения:

$$K_R = \frac{R_{\max}}{R_{\min}},$$

где R_{\max} и R_{\min} – соответственно максимальное и минимальное суточные значения объемной активности подпочвенного радона, зарегистрированные в конкретном пункте за вычетом тренда, связанного с вар-

иацией атмосферного давления.

Точка A на рис. 4 соответствует реальному расположению серединной линии разлома, максимум вариации R в точке B связан с повышенной интенсивностью источника радона (в точке B отсутствует необходимая реакция среды в виде ее разуплотнения в приливной волне, что является характерной особенностью структурных нарушений).

3. ПРОЯВЛЕНИЕ РАЗЛОМНЫХ ЗОН В ПОЛЕ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ

Разрывные нарушения земной коры оказывают существенное влияние на микросейсмический фон. Это связано с повышенной деформируемостью материала-заполнителя разломных зон по сравнению с горными породами, формирующими структурные блоки. В частности, пониженная жесткость тектонических нарушений [Kocharyan, Spivak, 2003; Spivak, 2011] и, как следствие, повышенная подвижность дробленой горной породы в теле разлома определяют специфически высокую реакцию самого разлома и среды, находящейся в зоне его влияния, на слабые внешние воздействия по сравнению с серединными участками структурных блоков. Результаты инструментальных наблю-

дений свидетельствуют, например, о том, что слабое возмущение земной коры в виде приливных деформаций вызывает повышенные вариации амплитуды отдельных (характерных для конкретного участка земной коры) спектральных составляющих микросейсмических колебаний, а также интенсивность релаксационных процессов как на самих разломах, так и на участках, расположенных в их окрестностях [Adushkin, Spivak, 2006; Spivak, Kishkina, 2004].

В качестве примера на рис. 5 приведены совместно вариации приливной силы F и среднеквадратической амплитуды микросейсмического фона A в диапазоне частот 7–10 Гц для пунктов, расположенных в разломной зоне и на серединном участке структурного блока. Данные свидетельствуют о том, что, во-первых, амплитудные вариации высокочастотной составляющей микросейсмического фона существенно выше в разломной зоне, а во-вторых, о достаточно высокой корреляции величин A и F (коэффициент линейной корреляции K составляет 0.71) при некотором опережении реакции микросейсмического фона на внешнее силовое воздействие (максимум амплитуды микросейсмического фона совпадает с максимумом производной F').

Влияние разломных зон на дискретную составляющую сейсмического фона. Существенное влияние оказывают разрывные нарушения на дискретную составляющую высокочастотного микросейсмического фона, представленную импульсами релаксационного типа (ИРТ), координаты очагов которых с достаточной для практических оценок точностью определяются сейсмическими методами [Spivak, Kishkina, 2004].

Анализ пространственного распределения очагов ИРТ свидетельствует об их высокой локализации в разломных зонах и, особенно, в зонах их сочленения. При этом разломные зоны маркируются наиболее крупными событиями. В качестве примера на рис. 6 приведены результаты сейсмических наблюдений, выполненных с помощью оперативных малоапertureных сейсмических групп на южной окраине Московской синеклизы [Adushkin *et al.*, 2006]. Из представленных данных, в частности, следует, что очаги ИРТ с энергией, превышающей ~ 10 Дж, группируются в разломных зонах как первого, так и более высокого порядка.

Представляется вполне правдоподобным, что локализация очагов более крупных по энергии ИРТ происходит в зонах динамического влияния активных разломов. Это подтверждается как результатами линеаментного анализа, так и прямыми исследованиями с использованием геологических методов [Ivanchenko, 2012]. Можно считать, что интенсивность релаксационных процессов (количество микросейсмических импульсов, их амплитудные и энергетические характеристики) отражает степень современной активности разломов.

Интересно отметить, что именно в разломных зонах (аналогично на участках земной коры, характеризую-

щихся высокой тектонической нарушенностью) наблюдается корреляция между амплитудными вариациями микросейсмического фона определенного диапазона частот и интенсивностью релаксационных процессов (количество N актов релаксации в единицу времени). В качестве примера на рис. 7 приведены результаты сейсмической регистрации, выполненной в зоне активной Курайской тектонической структуры (Горный Алтай). Коэффициент корреляции между временными вариациями среднеквадратической амплитуды микросейсмических колебаний и количеством актов релаксации составляет 0.75 при значимости $r=0.995$.

4. ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ЭНЕРГИИ МЕЖДУ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ПОЛЯМИ РАЗНОЙ ПРИРОДЫ

Тектонические нарушения выполняют роль активного посредника в процессах преобразования энергии между геофизическими полями разной природы. Например, интенсивные эманации радиоактивного радона, наблюдаемые в разломных зонах, оказывают сильное влияние на проводимость приземного слоя атмосферы, что, в свою очередь, приводит к вариациям электрического поля³. В качестве примера на рис. 8 приведены совместно усредненные за трое суток временные вариации объемной активности подпочвенно-го радона ΔR и вертикальной компоненты электрического поля в приземном слое атмосферы ΔE_z (регистрация в условиях «хорошей погоды»).

Из сравнения графиков, представленных на рис. 8, видно, что увеличение объемной активности подпочвенного радона вызывает уменьшение электрического поля и наоборот, что позволяет предполагать наличие обратной зависимости между рассматриваемыми величинами R и E_z . Сравнение графиков свидетельствует о достаточно высокой корреляции между радоновыми эманациями по разломной зоне и напряженностью электрического поля в приземном слое атмосферы (коэффициент ранговой корреляции Спирмена приближается к 0.9 при статистической значимости не менее 0.95).

Аналогичную зависимость между R и E_z демонстрируют результаты синхронных измерений, выполненных вдоль профилей, пересекающих Курайский разлом (рис. 9). Как это видно из данных рис. 9, пространственные вариации E_z и R находятся в противофазе. Здесь необходимо отметить пространственную немонотонность изменений величин E_z и R , что можно объяснить сложным внутренним строением рассматриваемой тектонической структуры (разлом шириной

³ Эффект редко наблюдается на серединных участках структурных блоков вследствие существенно более низких значений и вариаций объемной активности подпочвенного радона по сравнению с разломными зонами.

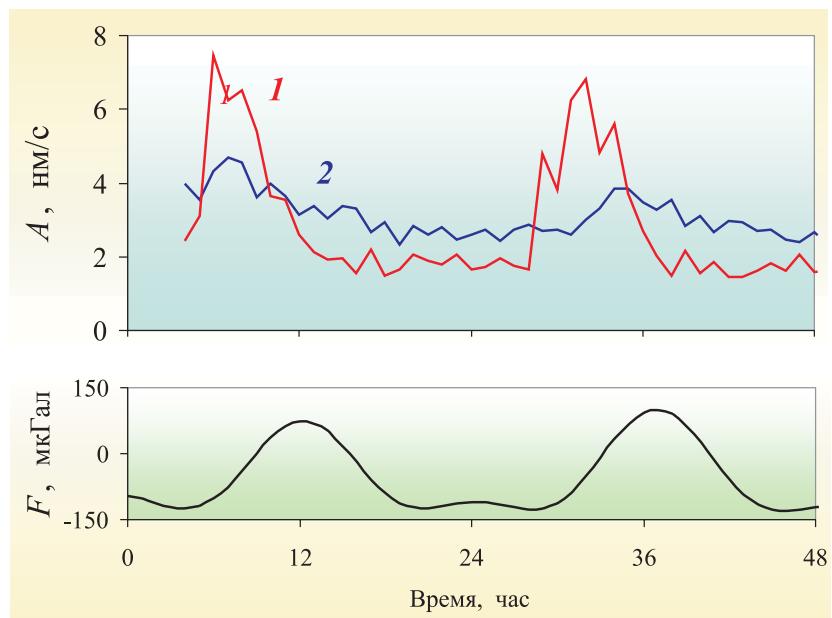


Рис. 5. Вариации среднеквадратической амплитуды микросейсмического фона в диапазоне частот 7–10 Гц в пунктах, расположенных на разломе II порядка относительно Нелидово-Рязанской шовной зоны (кривая 1 на верхней панели) и вне зоны его влияния (кривая 2 на верхней панели); нижняя панель – вертикальная составляющая приливной силы.

Fig. 5. Variations of the root-mean-square amplitude of the microseismic background in the frequency range from 7 to 10 hz on sites located at the fault of the 2nd order in relation to the Neliidovo-Ryazan suture zone (curve 1 in the top panel) and outside the zone of its impact (curve 2 in the top panel). Bottom – vertical component of the tidal force.

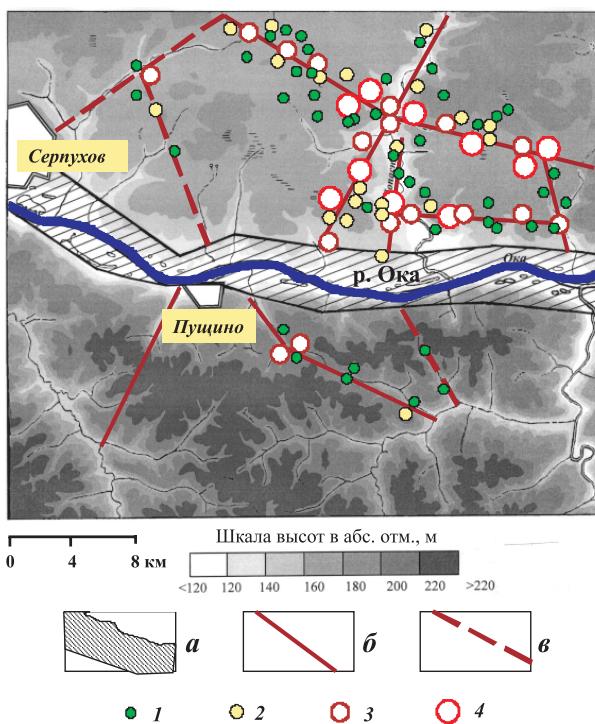


Рис. 6. Тектоническое строение и локализация очагов ИРТ, зарегистрированных в течение трех суток на Приокском участке Нелидово-Рязанской тектонической структуры (a); б и в – оперяющие тектонические нарушения соответственно II и III порядка; энергия ИРТ, Дж: 1 – менее 10; 2 – 10–20; 3 – 20–40; 4 – свыше 40.

Fig. 6. The tectonic structure and locations of relaxation impulse foci registered within three days in the Prioksky segment of the Neliidovo-Ryazan suture zone (a); б and в – feathering tectonic faults of the 2nd and 3rd orders, respectively; relaxation impulse energy, joule: 1 – below 10; 2 – 10 to 20; 3 – 20 to 40; 4 – above 40.

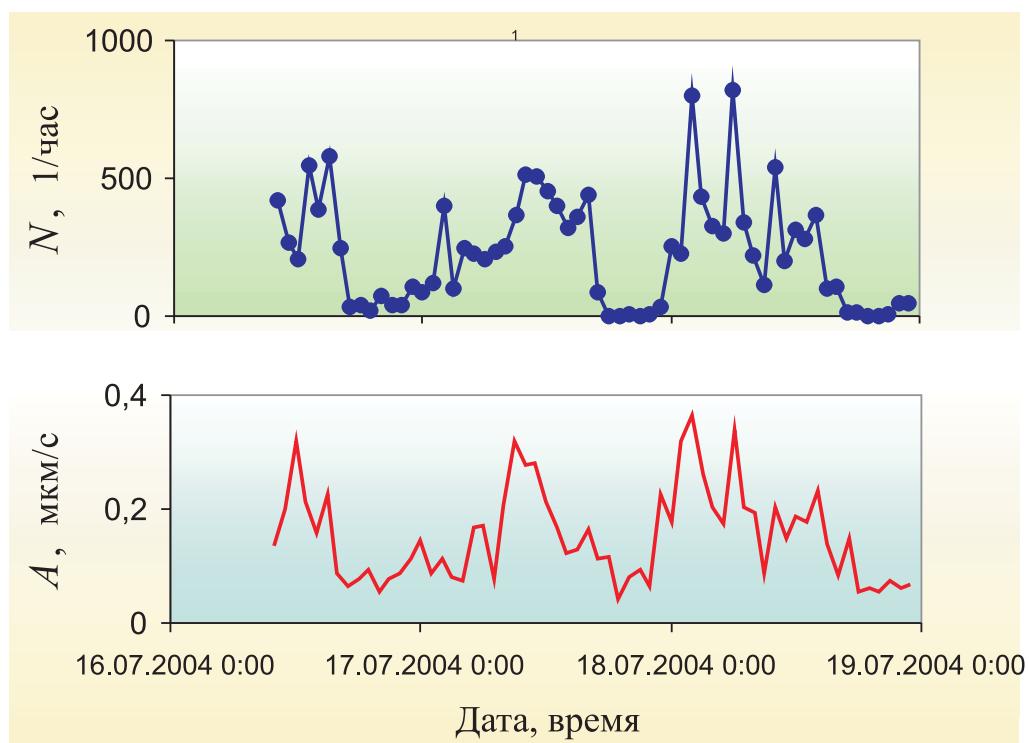


Рис. 7. Количество актов релаксации (верхняя панель) и сезонные вариации среднеквадратичной амплитуды сейсмического фона (нижняя панель) в зоне влияния Нелидово-Рязанской шовной зоны.

Fig. 7. The number of relaxation acts (top) and seasonal variations of the root-mean-square amplitude of the seismic background (bottom) in the zone influenced by the Neliidovo-Ryazan suture zone.

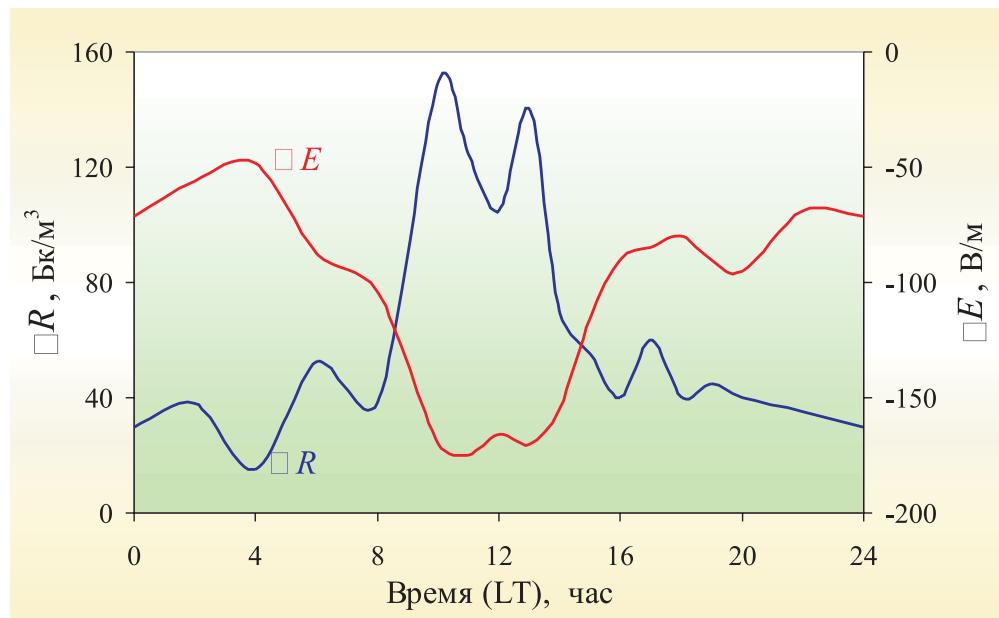


Рис. 8. Относительные вариации объемной активности подпочвенного радона ΔR и вертикальной компоненты электрического поля в приземном слое атмосферы ΔE в зоне влияния глубинного разлома.

Fig. 8. Relative variations of volume activity of soil radon, ΔR and the vertical component of the electric field in the near-soil atmospheric layer, ΔE in the zone influenced by the deep fault.

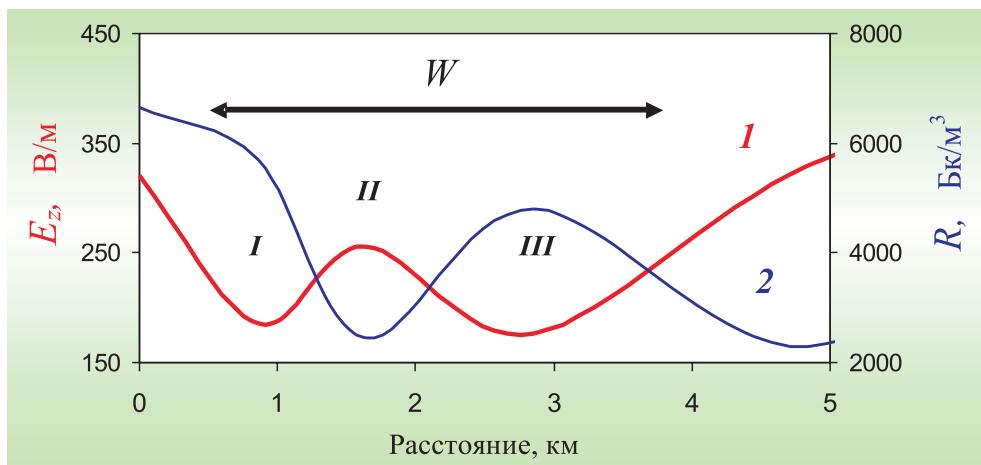


Рис. 9. Результаты синхронной регистрации вертикальной компоненты напряженности электрического поля в приземном слое атмосферы E_z (1) и объемной активности подпочвенного радона (2) вдоль профиля, пересекающего Курайскую разломную зону шириной W (Горный Алтай).

Немонотонность пространственного изменения E_z и R можно объяснить сложным строением зоны, представленной чередованием более рыхлых (I и III) и более плотных (II) зон.

Fig. 9. Results of synchronous registration of the vertical component of intensity of the electric field in the near-soil atmospheric layer, E_z (1) and volume activity of soil radon, R (2) along the profile across the Kurai fault zone in Gorny Altai (W – width of the zone).

Non-monotone spatial variations of E_z and R may be due to the structure of the zone containing sub-zones composed of loose (I and III) and dense (II) rocks.

W представлен чередованием менее и более плотных зон).

Значительное увеличение объема эманаций радиоактивного радона ^{222}Rn в разломных зонах может в отдельных случаях привести не только к падению абсолютной величины электрического поля в приземном слое атмосферы, но даже изменению его знака. В качестве примера на рис. 10 представлены результаты синхронных измерений объемной активности подпочвенного радона R и вертикальной компоненты электрического поля в приземном слое атмосферы E_z в Курайской разломной зоне в период ее высокой активизации, сопровождающейся интенсивным увеличением радоновых эманаций. Данные рис. 10 демонстрируют изменение знака электрического поля с положительно-го на отрицательный при достижении объемной активностью подпочвенного радона значений, превышающих $8500 \text{ Бк}/\text{м}^3$ (вертикальная компонента электрического поля на серединных участках структурных блоков варьируется в рассматриваемый период времени в диапазоне $150\text{--}220 \text{ В}/\text{м}$).

Связь между R и E_z демонстрируют также данные, полученные при инструментальных наблюдениях в Тункинской долине (Байкальская рифтовая зона). В частности, на рис. 11 представлены результаты инструментальных наблюдений, выполненных вдоль одного из субмеридиональных профилей, пересекающих

Тункинскую рифтовую зону. Приведенные на рис. 11 результаты измерений показывают обратную зависимость между объемной активностью подпочвенного радона и величиной электрического поля в приземном слое атмосферы (пространственные вариации E_z и R находятся в противофазе: поступление радиоактивного радона вызывает уменьшение напряженности вертикальной составляющей электрического поля).

Необходимо отметить, что резкое повышение объемной активности подпочвенного радона на северной окраине Тункинского рифта определяется наличием здесь Тункинского разлома.

Преобразование механической энергии сейсмических колебаний в энергию электромагнитного поля. Повышенная раздробленность вещества и, как следствие, имеющиеся возможности для дифференциальных движений отдельностей определяют специфические трибоэффекты в пределах разломной зоны при ее деформировании, например во время прохождения сейсмической волны. В качестве примера на рис. 12 приведены результаты синхронной регистрации сейсмических колебаний (массовый взрыв на Щуровском карьере в 64 км от места регистрации), электрического и магнитного полей в зоне влияния тектонического нарушения II порядка относительно Нелидово-Рязанской тектонической структуры. Данные рис. 12 демонстрируют, что в период прохождения группы поперечных

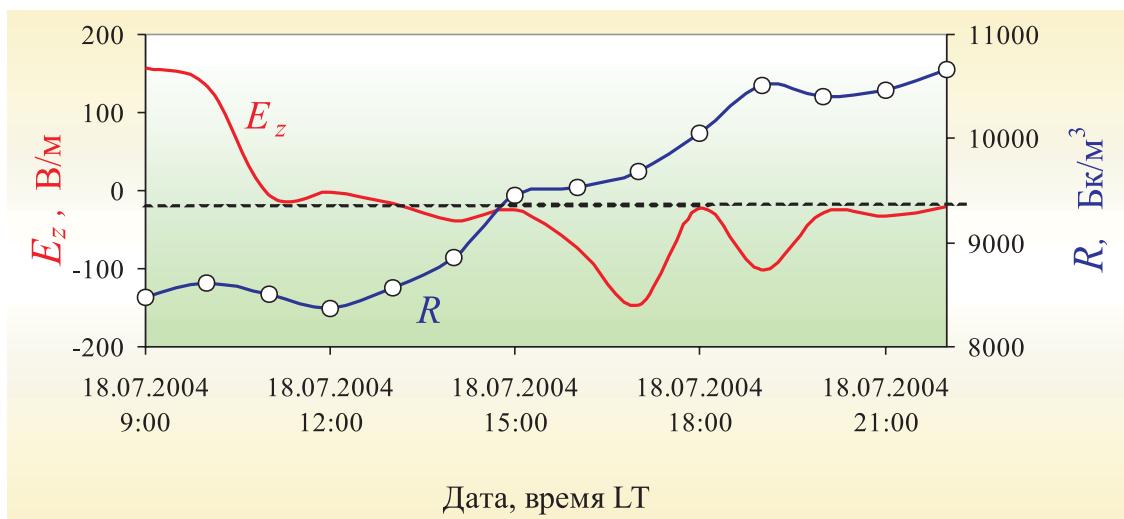


Рис. 10. Временные вариации объемной активности подпочвенного радона R и вертикальной составляющей электрического поля E_z в приземном слое атмосферы в зоне Курайской тектонической структуры.

Fig. 10. Variations of volume activity of soil radon, R and the vertical component of intensity of the electric field, E_z in time in the near-soil atmospheric layer in the zone influenced by the Kurai fault.

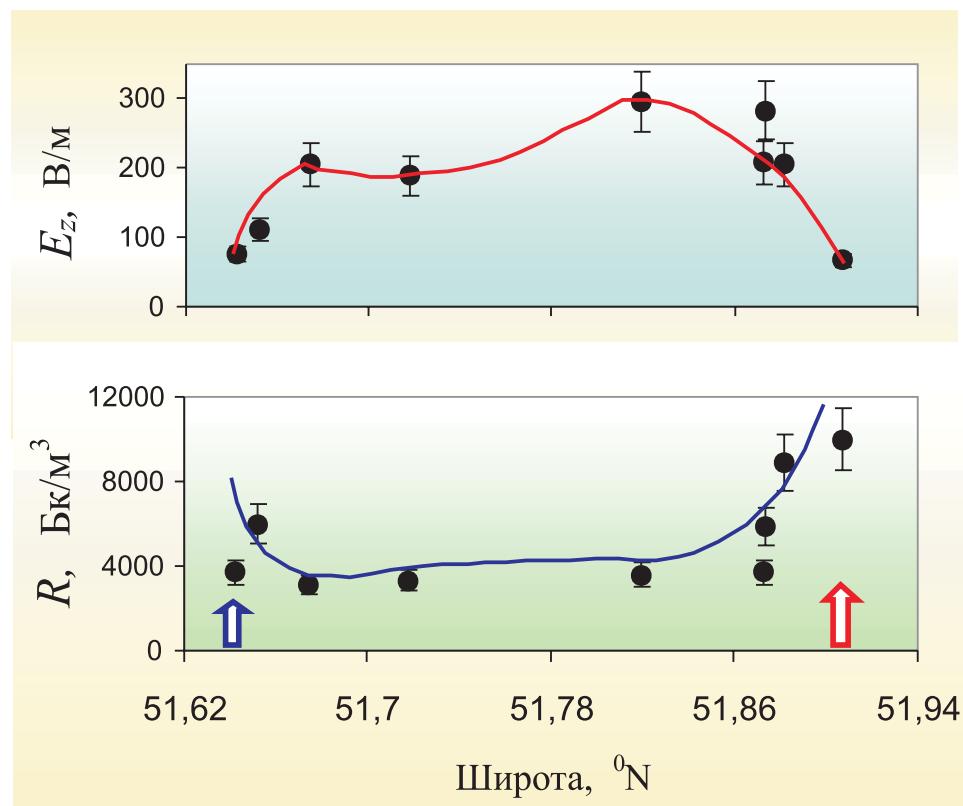


Рис. 11. Результаты синхронной регистрации вертикальной компоненты электрического поля в приземном слое атмосферы E_z и объемной активности подпочвенного радона R вдоль профиля, пересекающего Тункинскую долину в направлении Ю–С (вертикальными стрелками обозначены разломы, окаймляющие Тункинский rift; красная стрелка обозначает положение Тункинского разлома).

Fig. 11. Results of synchronous registration of the vertical component of intensity of the electric field in the near-soil atmospheric layer, E_z and volume activity of soil radon, R (2) along the profile across the Tunka valley (south to north) (vertical arrows – faults bordering the Tunka rift; red arrow – position of the Tunka fault).

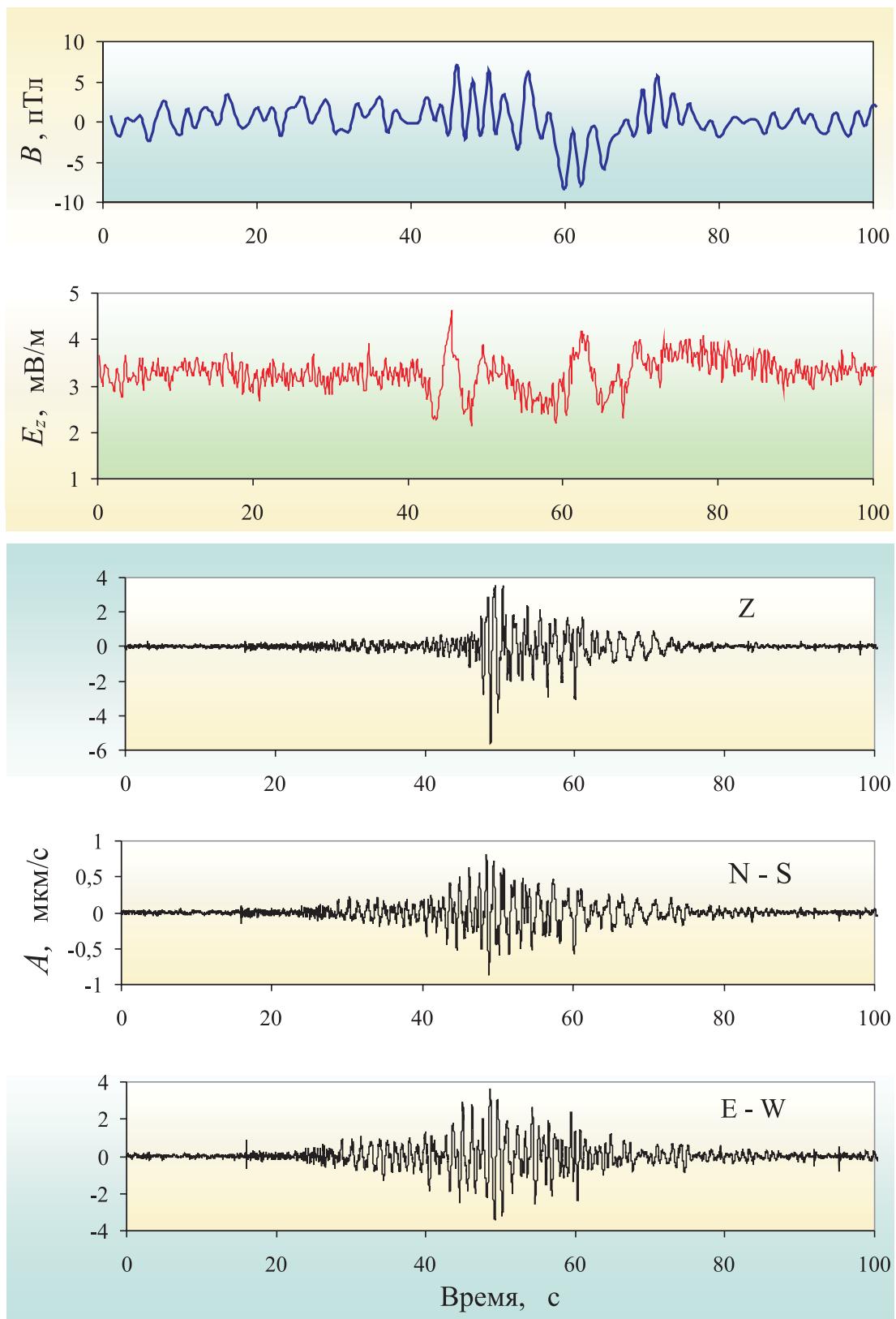


Рис. 12. Результаты синхронной регистрации вариаций вертикальной компоненты электрического поля E_z и геомагнитных вариаций (вариаций магнитной индукции B) при распространении сейсмических волн, вызванных массовым взрывом на Щуровском карьере (амплитуда сейсмического сигнала A представлена в виде трех компонент: вертикальной Z , север – юг (N – S) и восток – запад (E – W) на трех нижних панелях).

Fig. 12. Results of synchronous registration of variations of the vertical component of intensity of the electric field, E_z and magnetic induction variations, B due to propagation of seismic waves from the major blast in the Shchurovsky quarry (three bottom panels – three components of seismic signal amplitude, A : Z – vertical, N – S – north – south, and E – W – east – west).

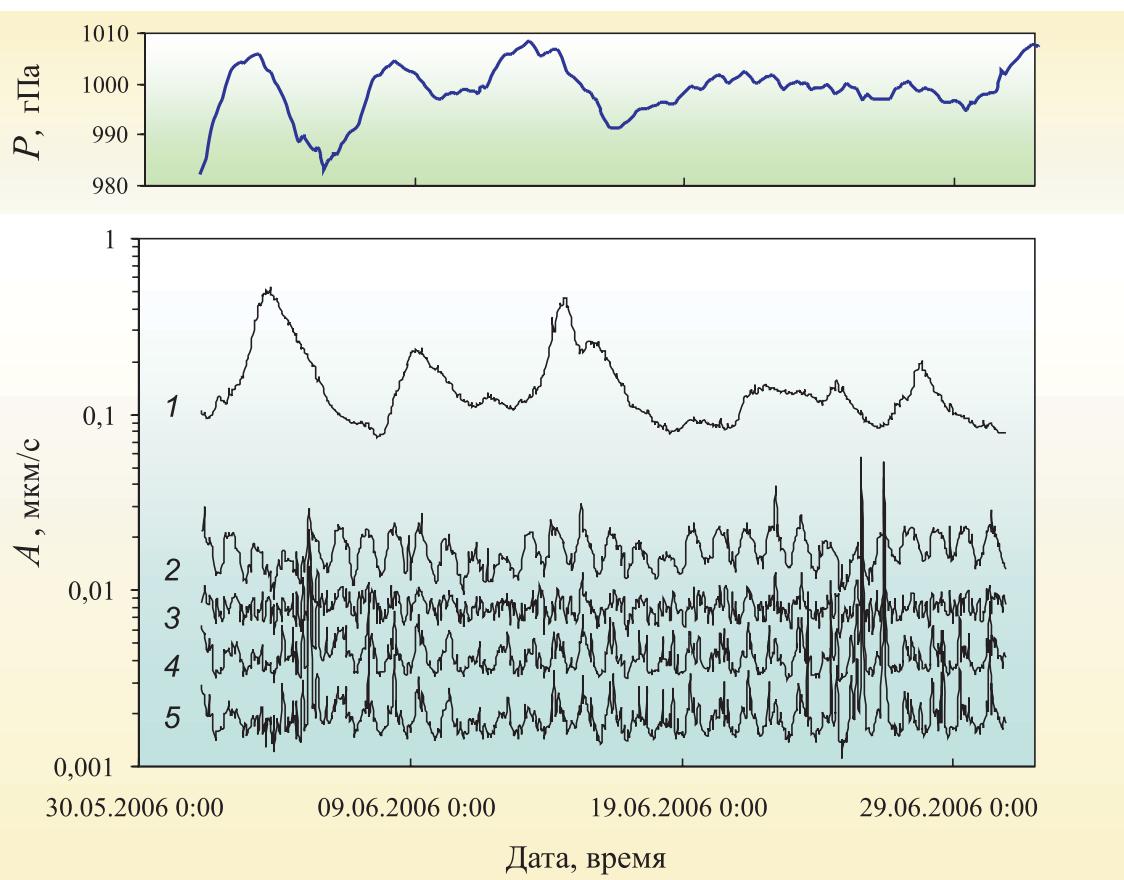


Рис. 13. Вариации амплитуды сейсмического фона в разных диапазонах частот (нижняя панель) в период интенсивных вариаций атмосферного давления (верхняя панель).

Диапазон частот, Гц: 1 – 0.1–1; 2 – 1–2; 3 – 2–4; 4 – 4–6; 5 – 6–8.

Fig. 13. Variations of seismic background amplitudes in various frequency ranges (bottom) in the period of intensive atmospheric pressure variations (top).

Frequency range (hertz): 1 – 0.1 to 1; 2 – 1 to 2; 3 – 2 to 4; 4 – 4 to 6; 5 – 6 to 8.

волн наблюдаются ярко выраженные вариации индукции магнитного поля и вертикальной компоненты электрического поля в приземном слое атмосферы. Указанный эффект устойчиво регистрируется при амплитудах сейсмического сигнала выше 5–10 мкм/с вне зависимости от источника (карьерные взрывы, крупные ИРТ). По мере снижения амплитуды сейсмического сигнала вероятность возникновения амплитудных вариаций электромагнитного поля существенно уменьшается и определяется свойствами конкретного участка разлома.

Характерной особенностью электрического поля в грунте (горизонтальная компонента) является наличие импульсных колебаний на участках земной коры, прилегающих к зонам тектонических разломов. При этом количество и амплитуды регистрируемых импульсов зависят от современной активности тектонической структуры. Для примера: если в зоне активной на современном этапе Курской тектонической структуры

(Горный Алтай) регистрируется до 200 импульсов в час, то в зоне Нелидово-Рязанской тектонической структуры, расположенной в районе слабой тектонической активности, таких импульсов регистрируется не более 10 в час [Adushkin *et al.*, 2006].

Инструментальные наблюдения, выполненные в разных регионах, свидетельствуют о наличии в земной коре большого количества электрических и микросейсмических сигналов импульсного типа, которые в подавляющем большинстве случаев локализуются в зонах влияния разломов. В значительном количестве случаев электрические и сейсмические импульсы сопутствуют друг другу (рис. 13), причем электрические импульсы опережают по времени вступление микросейсмических импульсов. Отмечается сходство статистических показателей [Soloviev, Spivak, 2009] и хорошее совпадение азимутов распространения электрических и микросейсмических сигналов в этой группе. Существенно также то, что расстояния до источника,

определяемые, с одной стороны, по результатам измерений с помощью сейсмической группы, а с другой – по времени запаздывания сейсмического сигнала относительно электрического t_d , близки между собой. Все это позволяет предполагать, что с большой вероятностью сейсмические и электрические сигналы генерируются одним источником.

Как показано ранее [Loseva *et al.*, 2012; Soloviev, Spivak, 2009], в качестве одного из возможных механизмов синхронной генерации микросейсмических и электрических импульсов в слaboобводненной среде допустимо рассматривать скачкообразную деформацию активных структурных блоков земной коры в стесненных условиях в процессе их разгрузки (релаксации). В этом случае амплитуда дифференциальной подвижки активного блока напрямую определяет амплитуду сейсмического сигнала. Параметры же электрического сигнала определяются механизмом разделения электрических зарядов либо изменением токовых систем при деформировании активного блока или материала-заполнителя межблоковых промежутков в процессе релаксации блока (наиболее вероятным представляется механизм, связанный с электрической поляризацией необводненных горных пород при резком изменении напряженно-деформированного состояния [Soloviev, Spivak, 2009]).

Здесь следует отметить, что наиболее благоприятные условия для разгрузки структурных блоков существуют в зоне влияния разлома. Это определяет повышенную интенсивность релаксационных процессов в разломной зоне и, как следствие, выраженную локализацию в ней источников микросейсмических и электрических сигналов.

5. Отклик на слабые возмущения среды

Выше отмечалось, что отличительные особенности механических свойств дробленых горных пород, заполняющих тело разлома, определяют его повышенную реакцию на слабые внешние воздействия. Данные инструментальных наблюдений свидетельствуют о том, что, помимо рассмотренных модуляций объемной активности подпочвенного радона и отдельных спектральных составляющих микросейсмических колебаний твердым приливом, в разломных зонах и на участках земной коры, характеризующихся высокой тектонической нарушенностью (наличие достаточно плотной сети разломов), наблюдаются эффекты, связанные с реакцией микросейсмического и эманационного поля на барические возмущения атмосферы в месте проведения инструментальных наблюдений. При этом эффект от воздействия барических возмущений атмосферы значительно сильнее в разломных зонах.

На основе анализа отклика земной коры на барические воздействия можно оценивать степень нарушенности ее конкретных участков, картировать разломные

зоны, выявлять неоднородности строения, а также организовывать контроль за изменениями свойств твердой среды в результате воздействий природного и техногенного происхождения.

Атмосфера, как газовая оболочка Земли, характеризуется значительными пространственными и временными вариациями давления. В качестве источников барических вариаций в атмосфере выступают как глобальные, так и локальные явления и процессы. Естественно, что разные источники вызывают барические возмущения разной интенсивности и в разных диапазонах частот. Для сравнительного анализа представляет интерес рассмотрение основных, наиболее мощных по проявлению характерных периодичностей изменения атмосферного давления. Это крупномасштабные барические возмущения атмосферы, связанные циклоническими явлениями и распространением атмосферных фронтов.

Совместный анализ результатов сейсмической регистрации и барических вариаций разной периодичности показывает, что вариации атмосферного давления вызывают заметные изменения характеристик микросейсмических колебаний как в длиннопериодной, так, что весьма важно, и в высокочастотной области. При этом нужно отметить, что вариации атмосферного давления вызывают не только изменения характеристик микросейсмического фона, но также характеристик импульсных микросейсмических сигналов релаксационного типа.

Реакция микросейсмического поля на циклонические процессы. Анализ микросейсмического шума показывает, что вариации атмосферного давления, вызванные циклонами и антициклонами, оказывают влияние в основном на длиннопериодную составляющую фоновых колебаний. В качестве примера на рис. 13 приведены совместно вариации атмосферного давления и временные вариации среднеквадратической амплитуды микросейсмического фона в разных частотных диапазонах в период, характеризующийся интенсивными циклоническими явлениями (использованы данные сейсмостанции МНВ (54.96° N, 37.77° E), расположенной в зоне влияния Нелидово-Рязанской тектонической структуры и оперяющих разломов II порядка [Adushkin *et al.*, 2006]).

Не останавливаясь на анализе механизма влияния атмосферного давления на геодинамические процессы в земной коре, отметим, что данные рис. 15 демонстрируют значимую корреляцию между циклоническими вариациями атмосферного давления и амплитудой фоновых микроколебаний в диапазоне частот 0.03–1.00 Гц ($K = 0.65$ при значимости 0.95). Характерно то, что на частотах, превышающих 1 Гц, реакция микросейсмического фона на вариации атмосферного давления, вызванные циклонической деятельностью, не наблюдается. Также не наблюдается корреляции между вариациями атмосферного давления и интенсивностью релаксационных процессов.

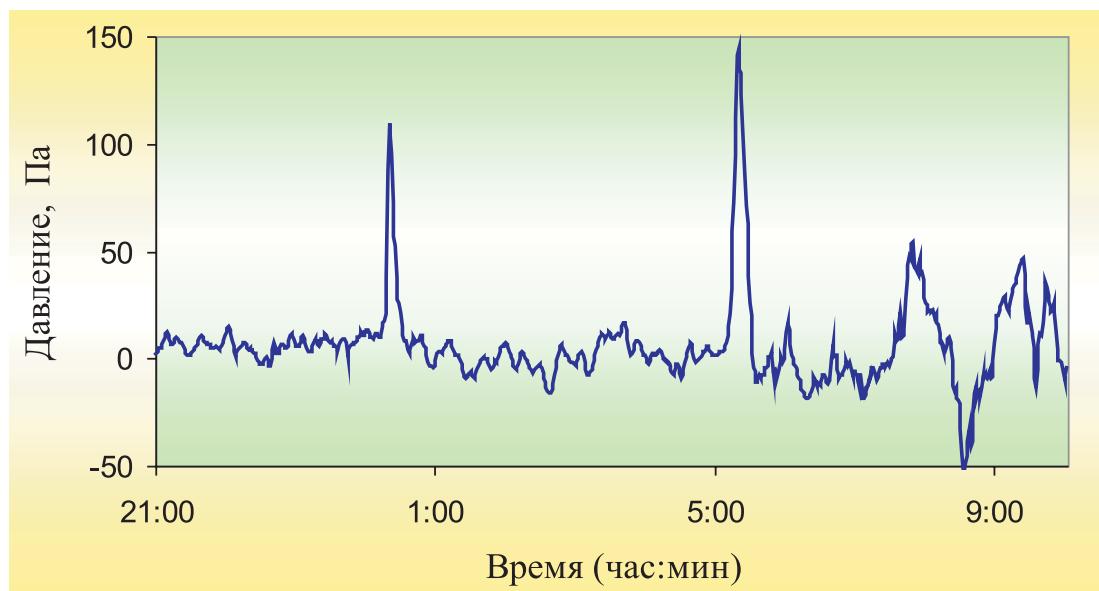


Рис. 14. Пример микробарических вариаций в атмосфере в период прохождения атмосферных фронтов 04–05 июня 2006 г. на сейсмической станции МНВ.

Fig. 14. Micro-baric variations in the atmosphere during frontal passages on June 04 and 05, 2006 according to observations at the MHV seismic station.

Реакция на микробарические вариации. Микробарические вариации в приземной атмосфере связаны в основном с перемещением атмосферных (как правило, холодных) фронтов. Согласно наблюдениям, представленным в настоящей работе, их длительность составляет от 8 до 35 мин, а амплитуда вариаций давления находится в интервале 30–200 Па (рис. 14).

Результаты наблюдений, выполненных в зонах влияния разломов, свидетельствуют о существенном влиянии слабых и достаточно кратковременных вариаций атмосферного давления, вызванных прохождением атмосферных фронтов, на амплитудные и спектральные характеристики микросейсмических колебаний. В качестве примера на рис. 15 приведены вариации амплитуды, а на рис. 16 – вариации спектров микросейсмического фона в период прохождения холодного атмосферного фронта в зоне Нелидово-Рязанской тектонической структуры.

Представленные на рис. 15 и 16 данные свидетельствуют о повышении амплитуды микросейсмического фона в период распространения атмосферного фронта. При этом максимальный отклик микросейсмического поля на микробарические вариации наблюдается в диапазоне частот 4–8 Гц.

Изменение интенсивности релаксационных процессов в земной коре при микробарических вариациях в атмосфере. Анализ результатов синхронных наблюдений за барическими вариациями в атмосфере и сейсмическим фоном показывает, что более слабые по амплитуде и значительно менее длительные по срав-

нению с циклонами микробарические вариации вызывают значительное увеличение интенсивности релаксационных процессов в земной коре, что проявляется, в первую очередь, в увеличении количества актов релаксации (количества ИРТ) сразу после прохождения атмосферных фронтов. В качестве примера на рис. 17 приведены совместно вариации атмосферного давления и количество ИРТ. Стрелками отмечены времена прохождения атмосферных фронтов через разломную зону. Из данных, представленных на рис. 17, хорошо видно, что именно в период прохождения атмосферного фронта наблюдается существенное увеличение интенсивности релаксационных процессов. В этом смысле показательным является период, обозначенный на рис. 17 незалитой стрелкой, когда отсутствуют длиннопериодные барические вариации.

6. Выводы

Результаты исследований свидетельствуют о существенной роли разломных зон в формировании пространственных и временных вариаций геофизических полей. Зоны влияния крупных разломов характеризуются повышенной интенсивностью релаксационных процессов, а также эманацией подземных газов. В разломных зонах и на участках земной коры с повышенной тектонической нарушенностью наблюдается более сильное влияние слабых воздействий в виде приливной деформации и барических вариаций в атмосфере

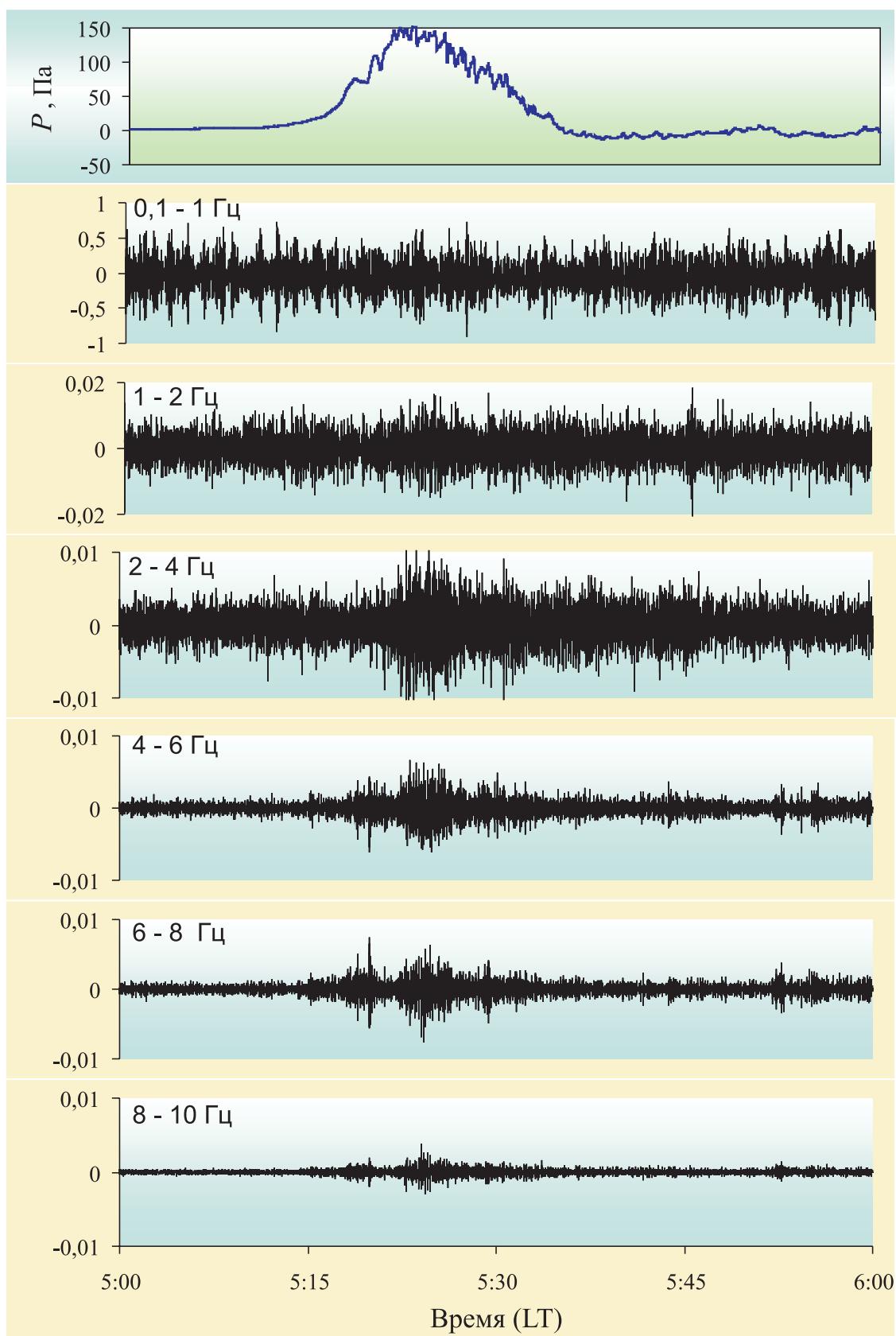


Рис. 15. Вариация сейсмического фона в мкм/с в разных частотных диапазонах (диапазон частот приведен в поле рисунков на шести нижних панелях) в период прохождения атмосферного фронта (вариация атмосферного давления P приведена на верхней панели).

Fig. 15. Seismic background variations (mcm/sec) in various frequency ranges during frontal passages (top – variations of atmospheric pressure, P ; six bottom panels – frequency ranges).

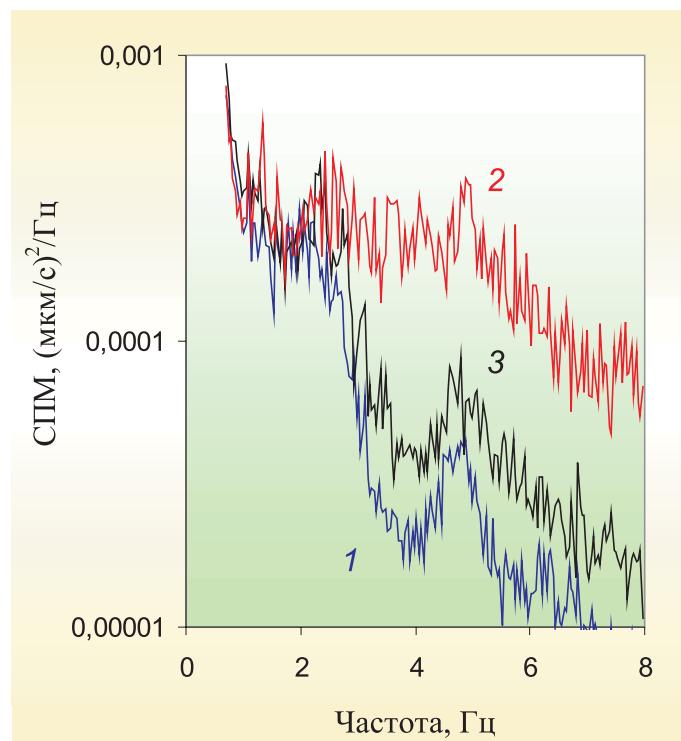


Рис. 16. Спектральная плотность мощности (СПМ) сейсмического фона до (1), в период (2) и спустя 15 мин после прохождения атмосферного фронта (3).

Fig. 16. Power spectral density of the seismic background before (1), during (2) and 15 min. after (3) the frontal passage.

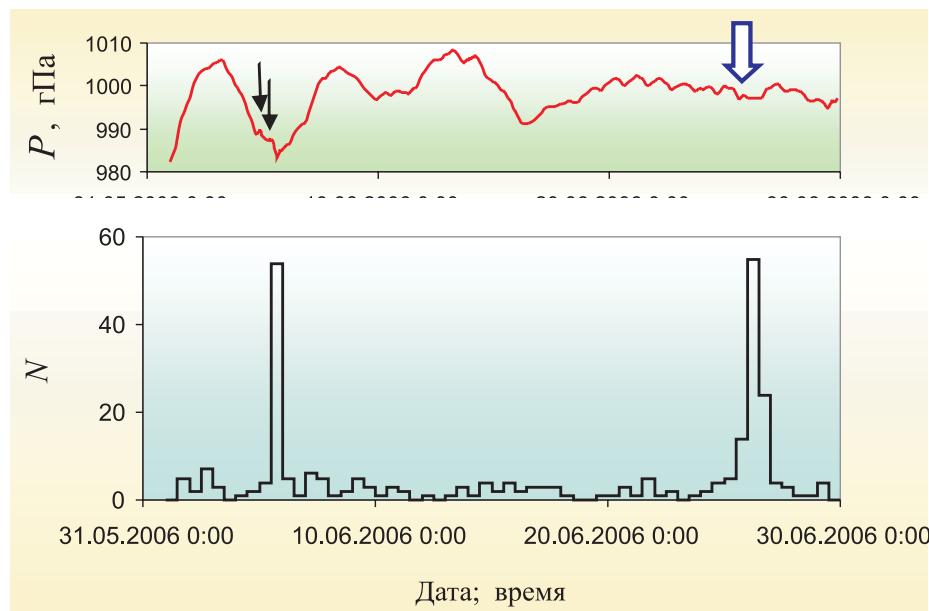


Рис. 17. Вариация интенсивности релаксационных процессов (нижняя панель: количество актов релаксации N за период 6 час) в период прохождения атмосферного фронта (верхняя панель: вариация атмосферного давления P).

Стрелками обозначены времена прохождения атмосферных фронтов (незалипая стрелка – прохождение атмосферного фронта в период отсутствия циклонических процессов).

Fig. 17. Relaxation intensity variations during frontal passages. Top – variations of atmospheric pressure, P . Bottom – number of relaxation acts in the 6-hour period.

Arrows – time of frontal passages; white arrow – frontal passage in the absence of cyclonic processes.

на амплитудные характеристики геофизических полей и их временные вариации.

В разломных зонах более ярко по сравнению с серединными участками структурных блоков земной коры проявляются процессы, связанные с обменом энергии между полями разной природы: эманационного поля радиоактивного радона – в электрическое поле приземного слоя атмосферы, а также барических вариаций в атмосфере – в микросейсмические колебания.

Специфическая внутренняя структура разломных зон, характеризующаяся повышенной раздробленностью горных пород и повышенной деформируемостью, определяет повышенную интенсивность преобразова-

ния энергии между механическими колебаниями и электрическим и магнитным полями. В частности, нелинейные эффекты, сопровождающие распространение сейсмических волн через разломные зоны, приводят к преобразованию энергии сейсмических волн в энергию электромагнитных колебаний.

Полученные количественные зависимости можно рассматривать в качестве основы для установления природы и конкретных механизмов влияния разломных зон на геофизические поля разной природы.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 14-05-00073).

7. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Adushkin V.V., Spivak A.A., 2006. Microseismicity and intensity of relaxation processes in the Earth's crust. *Doklady Earth Science* 408 (1), 671–673. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X06040362>.
- Adushkin V.V., Spivak A.A., 2007. Underground explosions. Publishing House “NAUKA”, Moscow, 576 p. (in Russian) [Адушкин В.В., Спивак А.А. Подземные взрывы. М.: Наука, 2007. 567 с.].
- Adushkin V.V. Spivak A.A., Kishkina S.B., Loktev D.N., Solov'ev S.P., 2006. Dynamic processes in the system of interacting geospheres at the Earth's crust-atmosphere boundary. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 42 (7), 567–584. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351306070044>.
- Anisimova O.V., Koronovsky N.V., 2007. Lineaments in the central part of the Moscow synclise and their relations to faults in the basement. *Geotectonics* 41 (4), 315–332. <http://dx.doi.org/10.1134/S001685210704005X>.
- Gokhberg M.B., Morgunov V.A., Pokhotelov O.A., 1988. Seismo-electromagnetic phenomena. Publishing House “NAUKA”, Moscow, 174 p. (in Russian) [Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Покотелов О.А. Сейсмоэлектромагнитные явления. М.: Наука, 1988. 174 с.].
- Gorbunova E.M., Ivanchenko G.N., Spivak A.A., 2002. Choice of the object for complex investigations of geodynamic and geophysical anomalies in zones of fault influence. In: Non-stationary processes in the upper and lower geospheres of the Earth. Publishing House of IDG RAS, Moscow, p. 114–129 (in Russian) [Горбунова Э.М., Иванченко Г.Н., Спивак А.А. Выбор объекта для проведения комплексных исследований геодинамических и геофизических аномалий в зонах влияния тектонических структур // Нестационарные процессы в верхних и нижних геосферах Земли. М.: ИДГ РАН, 2002. С. 114–129].
- Ivanchenko G.N., 2012. Interpretation of the results of automated deciphering of the data of remote sensing for estimation of the modern geodynamic situation. Candidate's dissertation (Ph&Mth). Institute of geospheres dynamics of RAS, Moscow, 130 p. (in Russian) [Иванченко Г.Н. Интерпретация результатов автоматизированного дешифрирования данных дистанционного зондирования при оценке современной геодинамической обстановки. Дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: ИДГ РАН, 2012. 130 с.].
- Kocharyan G.G., Spivak A.A., 2003. The dynamics of rock deformation. Publishing House “Akademkniga”, Moscow, 423 p. (in Russian) [Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: Академкнига, 2003. 423 с.].
- Loseva T.V., Spivak A.A., Kuz'micheva M.Yu., 2012. A dipole model of generating electric pulses in relaxation processes in the Earth's Crust. *Doklady Earth Science* 442 (1), 159–162. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X12010278>.
- Makarov V.I., Dorozhko A.L., Makarova N.V., Makeev V.M., 2007. Modern geodynamically active platform zones. *Geocologya* (2), 99–100 (in Russian) [Макаров В.И., Дорожко А.Л., Макарова Н.В., Макеев В.М. Современные геодинамически активные зоны платформ // Геоэкология. 2007. № 2. С. 99–110].
- Nesmeyanov S.A., 2004. Engineering geotectonics. Publishing House “NAUKA”, Moscow, 780 p. (in Russian) [Несмейанов С.А. Инженерная геотектоника. М.: Наука, 2004. 780 с.].
- Nikolaev V.G., Garetskii R.G., Aizberg R.E., Kovkhuto A.M., 2002. Faults of the Moscow synclise. *Geotectonics* 36 (6), 463–468.
- Novik O.B., Ershov S.V., 2001. Electromagnetic and thermal signals from the depth. Publishing House “Krugly God”, Moscow, 288 p. (in Russian) [Новик О.Б., Ершов С.В. Электромагнитные и тепловые сигналы из недр Земли. М.: «Круглый год», 2001. 288 с.].
- Seminsky K.Zh., 2003. Internal structure of continental faults. Publishing House of SB RAS, GEO Branch, Novosibirsk, 293 p. (in Russian) [Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2003. 293 с.].

- Seminsky K.Zh., 2012. Internal structure of fault zones: spatial and temporal evolution studies on clay models. *Geodynamics & Tectonophysics* 3 (3), 183–194. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-3-0070>.
- Seminsky K.Zh., Bobrov A.A., 2013. The first results of studies of temporary variations in soil-radon activity of faults in Western Pribaikalie. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (1), 1–12. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2013-4-1-0088>.
- Sobolev G.A., 1993. Foundations of earthquake's prediction. Publishing House "NAUKA", Moscow. 312 p. (in Russian) [Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 312 с.].
- Sobolev G.A., Demin V.M., 1980. Mechanoelectrical phenomena in the Earth. Publishing House "NAUKA", Moscow. 215 p. (in Russian) [Соболев Г.А., Демин В.М. Механоэлектрические явления в Земле. М.: Наука, 1980. 215 с.].
- Soloviev S.P., Spivak A.A., 2009. Electromagnetic signals generated by the electric polarization during the constrained deformation of rocks. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 45 (4), 347–355. http://dx.doi.org/10.1134/S1069351309040_077.
- Spivak A.A., 2008. Structure of the faults as zones with heightened intensity of interactions between geospheres. In: Geophysics of the interactions between geospheres. Publishing Houses "GEOS", Moscow, p. 23–28 (in Russian) [Спивак А.А. Структура тектонических нарушений как зон повышенной интенсивности межгеосферных взаимодействий // Геофизика межгеосферных взаимодействий. М.: ГЕОС, 2008. С. 23–28].
- Spivak A.A., 2010. The specific features of geophysical fields in the fault zones. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 46 (4), 327–338. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351310040051>.
- Spivak A.A., 2011. Rigidity of the fault zones in the Earth's crust estimated from seismic data. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 47 (7), 600–609. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351311060061>.
- Spivak A.A., Kishkina S.B., 2004. The use of microseismic background for the identification of active geotectonic structure and determination of geodynamic characteristics. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 40 (7), 573–586.
- Spivak A.A., Kozhukhov S.A., 2004. Spatiotemporal nature radon variations in the subsoil atmosphere. *Doklady Earth Science* 395 (2), 223–225.
- Spivak A.A., Kozhukhov S.A., Sukhorukov M.V., Kharlamov V.A., 2009. Radon emanation as an indicator of the intensity of intergeospheric interactions at the Earth's crust-atmosphere interface. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 45 (2), 118–133. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351309020037>.
- Spivak A.A., Shuvalov V.V., 2011. Variations of the fault filtration properties during solid tide. In: Local and global manifestations of influence on the geospheres. Publishing House "GEOS", Moscow, p. 30–42 (in Russian) [Спивак А.А., Шувалов В.В. Вариации фильтрационных свойств тектонических нарушений в результате твердого прилива // Локальные и глобальные проявления воздействий на геосферы. М.: ГЕОС, 2008. С. 30–42].
- Spivak A.S., Tzvetkov V.M., 2009. A new model of the zonal structure of fractures. *Doklady Earth Science* 424 (1), 151–154. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X09010322>.
- Yudakhin F.N., Schukin Yu.K., Makarov V.I., 2003. Depth structure and modern geodynamic processes in lithosphere of Eastern-European platform. Publishing House of UralB RAS, Ekaterinburg, 299 p. (in Russian) [Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УроРАН, 2003. 299 с.].



Спивак Александр Александрович, докт. физ.-мат. наук, профессор
 Институт динамики геосфер РАН
 119334, Москва, Ленинский проспект, 38, корпус 1, Россия
 Тел.: 89168474199; e-mail: spivak@idg.chph.ras.ru, Aaspivak100@gmail.com
 Профессор кафедры теоретической и экспериментальной физики геосистем
 Московского физико-технического института (государственного университета)

Spivak, Alexander A., Doctor of Physics and Mathematics, Professor
 Institute of Geosphere Dynamics RAS
 Building 1, 38 Leninsky Prospect, Moscow 119334, Russia
 Tel.: 89168474199; e-mail: spivak@idg.chph.ras.ru, Aaspivak100@gmail.com
 Professor of the Chair of Theoretical and Experimental Physics of Geosystems,
 Moscow Physics and Technology Institute (State University)



GEODYNAMIC ACTIVITY OF THE LITHOSPHERE AND PROBLEMS OF TECTONOPHYSICS – OUTLOOK AFTER 35 YEARS

K. G. Levi

Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract: Reviewed are aspects of modern geodynamics and methods of mapping of geodynamic processes which have been developed since 1960s in the Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS (specifically since 1980s by the Laboratory of Tectonophysics and now jointly with the Laboratory of Recent Geodynamics). Achievements and prospects of the studies are discussed. The publication is devoted to the 35th anniversary of the Laboratory of Tectonophysics and its main achievements in geodynamics.

Key words: geodynamics, tectonophysics, statistical analysis, seismicity, faulting, lithosphere, crust, forecasting, earthquake prediction.

Recommended by E.V. Sklyarov

Citation: Levi K.G. 2014. Geodynamic activity of the lithosphere and problems of tectonophysics – outlook after 35 years. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (2), 527–546. doi:10.5800/GT-2014-5-2-0139.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНОФИЗИКИ – ВЗГЛЯД ЧЕРЕЗ 35 ЛЕТ

К. Г. Леви

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация: Рассматриваются некоторые аспекты современной геодинамики, картографирования геодинамических процессов, развивавшиеся с середины 60-х годов прошлого века в ИЗК СО РАН (с начала 80-х гг. в лаборатории тектонофизики, а затем и совместно с лабораторией современной геодинамики). Рассмотрена история вопроса, достигнутые результаты развития идей и перспективы дальнейших исследований в этой области. Статья посвящается 35-летию лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН и ее достижениям, главным образом, в области геодинамики.

Ключевые слова: геодинамика, тектонофизика, статистический анализ, сейсмичность, разломообразование, литосфера, земная кора, прогноз, предсказание землетрясений.

«... Не следует множить сущее без необходимости ...»
У. Оккам (1285–1349 гг.)

«... В любой науке столько истины, сколько в ней математики ...»
И. Кант (1724–1804 гг.)

1. ВВЕДЕНИЕ

В этом году исполняется 35 лет лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН, поэтому в статье будут освещены некоторые достижения в области новейшей и современной геодинамики. Надо отметить, что ядро лаборатории начало формироваться в середине 70-х годов прошлого века внутри лаборатории неотектоники и геоморфологии ИЗК, которой в те годы руководил академик Н.А. Логачев. В самостоятельное подразделение она оформилась в 1979 г. и стала быстро расширяться за счет молодых аспирантов. В 1993 г. из нее выделился новый коллектив кабинета современной геодинамики, который в 1998 г. был преобразован в лабораторию современной геодинамики. В настоящее время лаборатория тектонофизики и лаборатория современной геодинамики продолжают тесно сотрудничать. В связи с этим имеет смысл проиллюстрировать развитие геодинамических исследований, выполнявшихся в разные годы совместно обеими лабораториями.

Мы не случайно в начале статьи поместили в виде эпиграфов слова Уильяма Оккама и Иммануила Канта, которые не утратили своей значимости и по сей день. Рассмотрим в рамках этих философских высказываний вопрос, вынесенный в заголовок. Действительно, в естественноисторических и гуманитарных науках, описательных по существу, эти принципы часто нарушаются, причем так, что превращают достоверные факты в знание типа «*Science fiction*». Именно статистические методы, которые стали проникать в геологию (фундаментальную и прикладную) в конце 40-х годов, а особенно в 60-х годах прошлого века, позволили ограничить «полет фантазий» и сделали эту науку строже в своих выводах.

Первые шаги по пути «математизации» геологических знаний были сделаны лишь в 50–60-х годах прошлого века [Gzovsky, 1959, 1975; Belousov, Gzovsky, 1964]. Сначала статистический анализ проник в структурную геологию, а затем и в структурную геоморфологию [Devdariani, 1967; Filosofov, 1975; Levi, 1995]. Решались задачи, связанные с геометрией геологической среды. Одновременно исследователи пошли по пути анализа временных рядов [Devdariani, 1974], что позволило решать задачи периодичности геологических процессов. Результаты фундаментальных исследований в области разломной тектоники в ИЗК СО АН СССР были опубликованы [Sherman, 1977] и стали отправным моментом для целого ряда исследований в области новейшей и современной геодинамики. В этой

монографии были изложены основные физические закономерности развития разломов в земной коре, иерархические свойства во взаимодействии разломов, выяснены реологические свойства геологической среды и связь сейсмичности с развитием разломов. Все статистические исследования в этой области тормозились лишь тем, что из описательных образов геологических объектов необходимо было извлечь такие числовые характеристики или создать такие числовые параметры, которые объективно отражали бы те или иные свойства этих объектов.

2. ГЕОДИНАМИКА И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ

Поскольку лаборатория тектонофизики формировалась еще до момента ее официального появления в 1979 г., в ней одновременно сложилось два относительно самостоятельных направления – тектонофизика и экспериментальная геотектоника; новейшая геодинамика. Именно это и отражается в ее современной структуре. В конце 70-х годов С.И. Шерман и К.Г. Леви активно участвовали в обсуждении идей тогда еще «новой глобальной тектоники» применительно к анализу новейшей тектоники Байкальской рифтовой зоны. С.И. Шерманом и автором была выдвинута гипотеза о существовании в этом регионе трансформных разломов, обеспечивших раскрытие Байкальской впадины (рис. 1). Первая публикация по этой теме была опубликована в 1978 г. [Sherman, Levi, 1978], а подробно история развития этих идей изложена в работе [Levi et al., 2012]. Впоследствии велись морские геофизические исследования на акватории оз. Байкал и структурно-геологическая съемка активных разломов на его берегах. Надо отметить, что активные разломы в днище озерной ванны были неизвестны, а представления о его неотектонической структуре строились на основе государственной геологической съемки. Комплекс международных геолого-геофизических исследований в рамках проектов Байкальского международного центра экологических исследований СО РАН позволил в конечном итоге составить карту активных разломов Байкальской впадины (рис. 2) [Levi et al., 1997].

В свете развивавшихся в эти годы плитотектонических концепций «раскрытия» Байкальской впадины К.Г. Леви с соавторами [Levi et al., 1993] высказывали мысль о том, что если подлитосферные процессы, способствующие раскрытию рифта кардинально не изменятся, а северо-восточный трансформный разлом про-

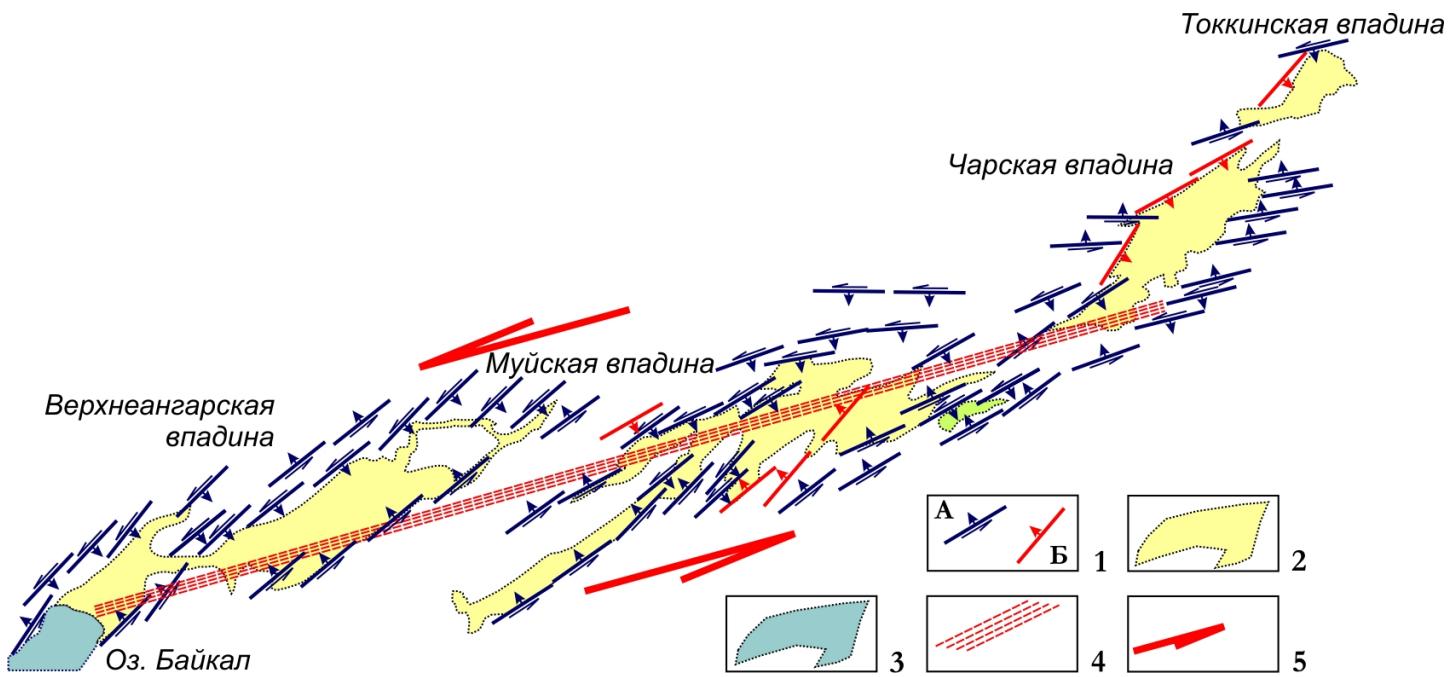


Рис. 1. Внутренняя структура зарождающейся на континентальной литосфере Муйско-Чарской трансформной межплитной границы (северо-восточный фланг Байкальской рифтовой зоны).

1 – активные разломы: А – сбросо-сдвиги, Б – сбросы; 2 – суходольные рифтогенные впадины; 3 – озерные рифтогенные впадины; 4 – трансформная межплитная граница; 5 – направление перемещения вдоль трансформной границы [Sherman, Levi, 1978].

Fig. 1. The internal structure of the Muya-Chara transform inter-plate boundary developing in the continental lithosphere (NE flank of the Baikal rift zone).

1 – active faults: A – shear faults with normal component, Б – normal faults; 2 – upland riftogenic basins; 3 – lacustrine riftogenic basins; 4 – transform inter-plate boundary; 5 – direction of displacement along the transform boundary [Sherman, Levi, 1978].

должит свое развитие, то со временем, в геологическом его понимании, Байкальская рифтовая впадина превратится в океанский бассейн и в него хлынут воды Охотского моря. Эта идея вызвала большой интерес и обсуждалась в журнале «Наука в России».

В начале 80-х годов прошлого века исследования в области новейшей и современной геодинамики расширились как по тематике, так и по числу исследователей, все больше склонявшихся к статистическому анализу геологических процессов и структур [Sherman, Lobatskaya, 1981; Levi, 1981]. Стало очевидным, что дальнейшие исследования в этой области практически невозможны без применения системного анализа и учета иерархии структурных элементов земной коры, а также особенностей их временных соотношений [Levi, 1985]. Важным в этом смысле являлось то, что при переходе с одного иерархического уровня на другой приходилось конструировать новые параметры с учетом эмерджентности или подменять их заведомо эмерджентными характеристиками.

Совокупность всего сказанного выше, наличие различных статистических закономерностей в развитии геологических структур и процессов обусловили необходимость картографирования геодинамической ак-

тивности литосферы на основе нескольких характеристик (табл. 1, рис. 3). Таблица 1, по существу, является пояснительной частью к карте рис. 3.

Тогда, в конце 80-х годов, это можно было сделать лишь на полукачественной основе, хотя между шестью главными параметрами уже тогда были установлены парные корреляционные зависимости. Интегральный показатель геодинамической активности литосферы был выражен в относительных единицах – баллах, неплохо отражавших общее состояние литосферы на юге Восточной Сибири. Покажем глубинную сущность взаимодействия между процессами, определяющими взаимоотношения между некоторыми параметрами.

3. СТАТИСТИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗЛОМНОЙ ТЕКТОНИКИ И СЕЙСМИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

На рис. 4 приведена фундаментальная зависимость между заданными природой длинами разломов L , km , и расстояниями между ними M , km [Sherman, 1977]. Из анализа кривых следует, что чем короче разрывные элементы земной коры, тем ближе они располагаются

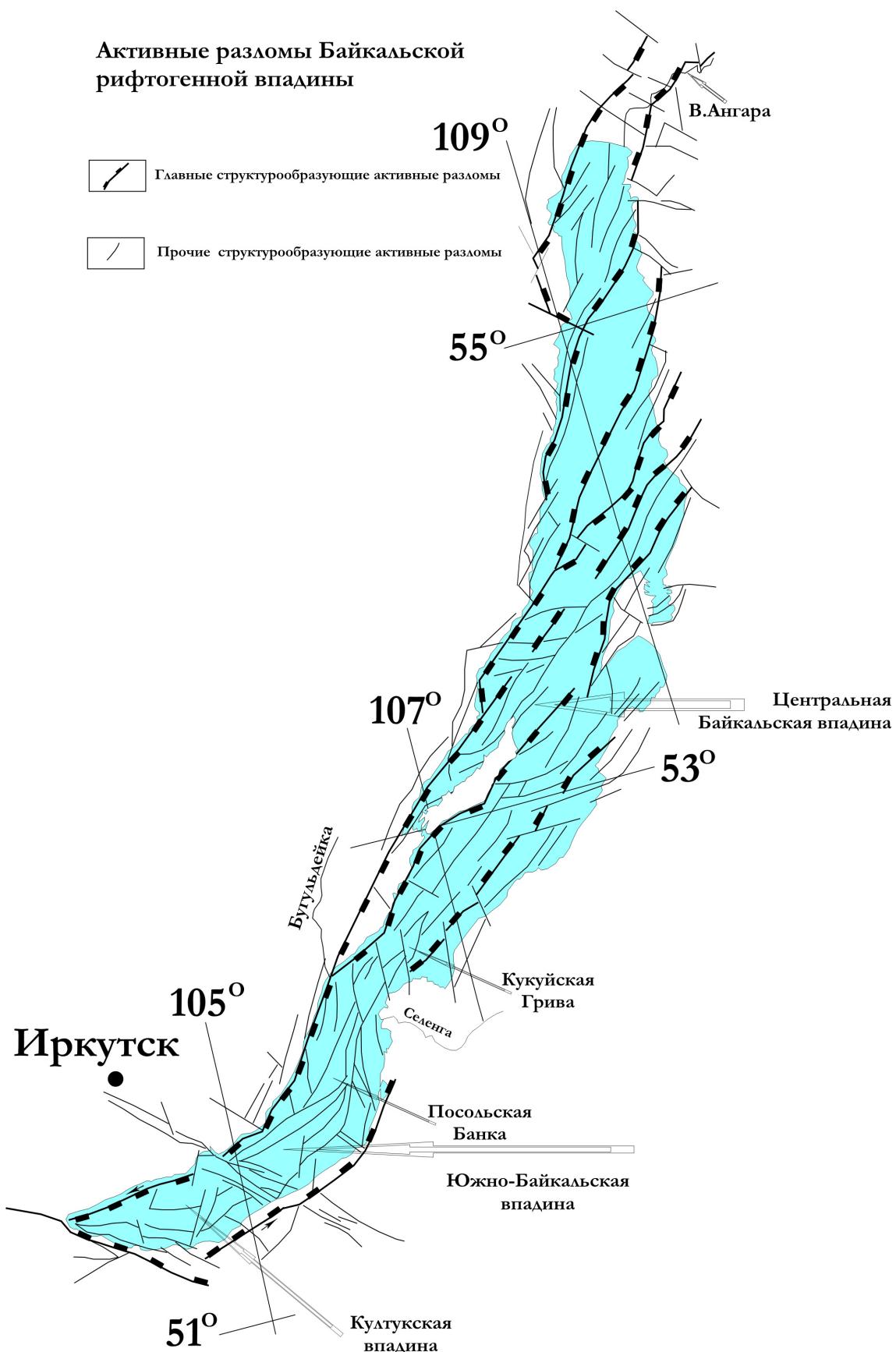


Рис. 2. Карта активных разломов Байкальской впадины, построенная по материалам непрерывного сейсмического профилирования на озере Байкал и структурно-геологических исследований на его берегах [Levi et al., 1997].

Fig. 2. Map of active faults of the Baikal basin which is based on data from continuous seismic profiling of Lake Baikal and structural geological studies of its shores [Levi et al., 1997].

Т а б л и ц а 1. Главные геолого-геофизические показатели геодинамической активности литосферы

Table 1. Main geological and geophysical indicators of geodynamic activity of the lithosphere

Интегральный показатель геодинамической активности литосферы	Амплитуды вертикальных неотектонических движений, м	Амплитуды горизонтальных неотектонических движений, м	Сейсмический потенциал (M_{\max} землетрясений)	Площадь распространения кайнозойских магматических образований, %	Плотность теплового потока, mBt/m^2	Мощность литосферы, км
1 – очень низкая	≤ 250	10^0	?	–	≤ 30	≥ 200
2 – низкая	250–500	10^1	?	–	30–50	200–150
3 – средняя	500–1000	10^2	≤ 4	≤ 1 (редкие вулканы)	50–70	150–100
4 – высокая	1000–2000	10^3	4–6	1–10	70–90	100–70
5 – очень высокая	≥ 2000	10^4	≥ 6	≥ 10	≥ 90	$\leq 70^* \text{ или } 150^{**}$

П р и м е ч а н и е. Прочерки – отсутствие данных; ? – данные неизвестны; * – как правило, при нормальном развитии литосферы; ** – при сдвоении литосферы в зонах континентальной коллизии.

Notes. Dash – no data; ? – unknown; * – typically, in case of normal development of the lithosphere; ** – in case of lithosphere reduplication in zones of continental collision.

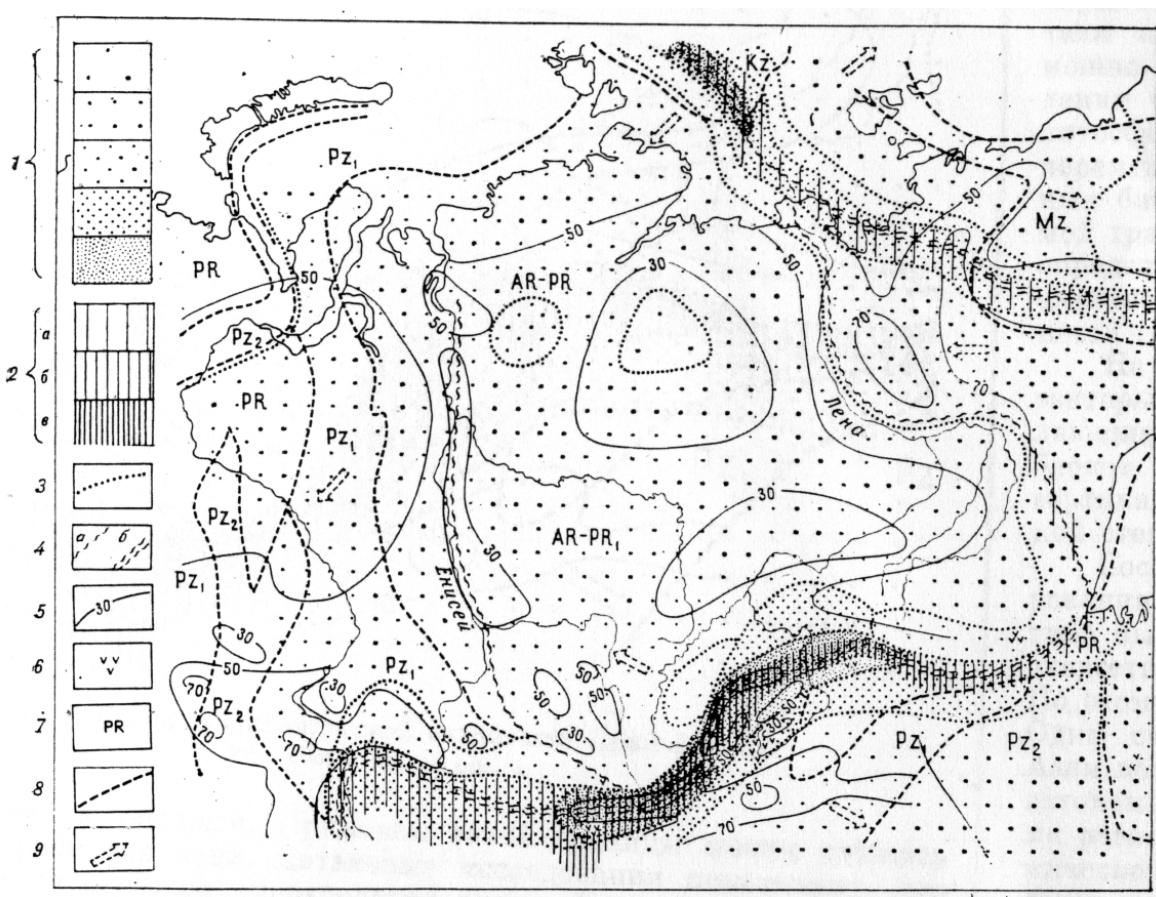


Рис. 3. Карта геодинамической активности литосферы Сибири [Logatchev et al., 1986, 1987a, 1987b, 1987c].

1 – области с различной геодинамической активностью литосферы (сверху вниз соответственно таблице 2 – 1, 2, 3, 4, 5); 2 – зоны, в которых зарегистрированы землетрясения с магнитудой M : а – $M \leq 4$; б – M от 4 до 6; в – $M \geq 6$; 3 – границы областей с разной степенью активности литосферы; 4 – границы литосферных блоков: слабоактивные (а) и высокоактивные (б); 5 – изолинии плотности теплового потока, mW/m^2 ; 6 – области проявления кайнозойского магматизма; 7 – геологический возраст земной коры; 8 – границы участков земной коры с различным возрастом; 9 – предполагаемое направление относительного горизонтального перемещения литосферных блоков.

Fig. 3. Map of geodynamic activity of the lithosphere in Siberia [Logatchev et al., 1986, 1987a, 1987b, 1987c].

1 – regions differing in degrees of geodynamic activity of the lithosphere (top to bottom as per Table 2 – 1, 2, 3, 4, 5); 2 – zones wherein earthquakes were registered: a – $M \leq 4$, б – M from 4 to 6, в – $M \geq 6$; 3 – boundaries of regions differing in degrees of geodynamic activity of the lithosphere; 4 – boundaries of lithospheric blocks: a – low activity, б – high activity; 5 – heat flow density isolines in mW/m^2 ; 6 – Cenozoic magmatism areas; 7 – geological age of the crust; 8 – boundaries of crustal segments differing in age; 9 – hypothetic direction of relative horizontal movement of lithospheric blocks.

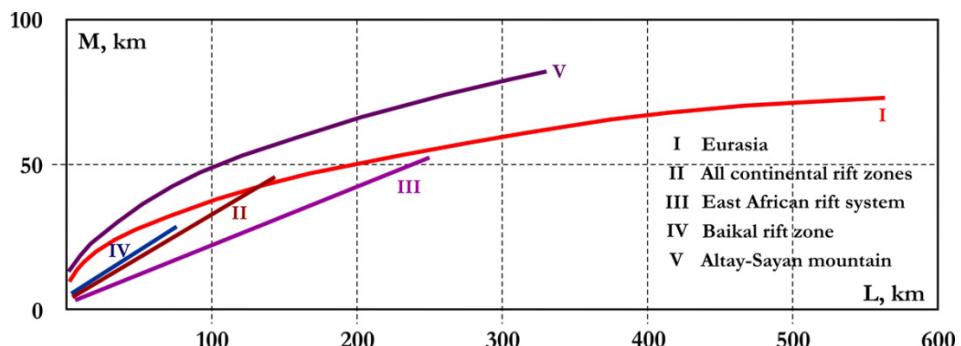


Рис. 4. Изменение расстояния между разломами M , км, в зависимости от их длины L , км [Sherman, 1977].

Эти кривые отражают не только закономерности формирования разломных структур в земной коре, но и реологию среды, в которой разломы формируются.

Fig. 4. Distance between faults, M (km) versus fault length, L (km) [Sherman, 1977].

The curves show regularities of faulting in the crust and also the rheology of the geological medium wherein the faults occur.

друг к другу, тем самым понижая квазивязкость деформируемой среды, вмещающей разломы. Впоследствии эта зависимость стала прародительницей целого комплекса зависимостей, характеризующих особенности разломной тектоники и роль последней в эволюции литосферы.

Рис. 5 поясняет тезис о роли разломов в формировании реологических свойств литосферы. Кривая показывает, что по мере уменьшения квазивязкости

литосферы $\lg \eta$ число разрывов N в элементарной ячейке возрастает по нелинейному закону. При этом выделяются два комплекса геологических объектов: с повышенной и пониженной квазивязкостью (табл. 2). Последние присущи тектонически подвижным поясам, в которых активно развиваются сейсмический и вулканический процессы. Сами по себе разломы являются проводящими структурными элементами литосферы, отводящими избыточное глубинное тепло из недр. Но

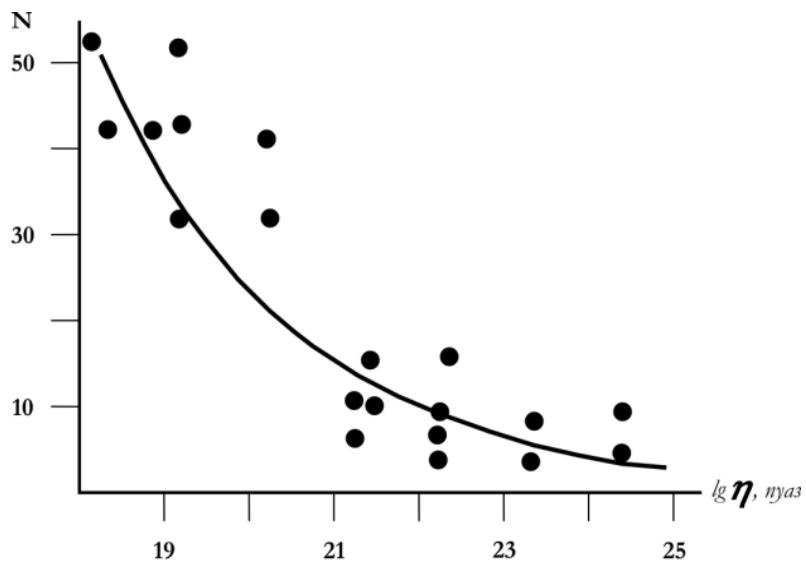


Рис. 5. Изменение плотности активных разломов N в континентальной литосфере в зависимости от ее квазивязкости $\lg \eta$. [Levi, 1991].

Очевидно, что высокая плотность разломов понижает значения квазивязкости среды, а уменьшение плотности ведет к повышению квазивязкости. Разрыв в поле точек говорит о том, что переход между подвижными тектоническими поясами и кратонами происходит резко, а не плавно, как этого, может быть, хотелось.

Fig. 5. Density of active faults, N in the continental lithosphere versus its quasi viscosity ($\lg \eta$) [Levi, 1991].

It is evident that a higher density of faults results in a lower quasi viscosity of the medium and vice versa. A gap in the data field shows that the transition between mobile tectonic belts and cratons takes place abruptly, rather than gradually as it might seem reasonable.

Т а б л и ц а 2. Соотношение параметров N , $|\text{grad } V|$ и η с учетом разброса данныхT a b l e 2. Ratios between parameters N , $|\text{grad } V|$ and η with regard to the data scatter

Параметр	Неотектонические комплексы	
	Подвижные пояса	Кратонические области
N	30–50	≤ 10
$ \text{grad } V $	$1.0\text{--}3.0 \cdot 10^{-10}/\text{год}$	$\leq 0.5 \cdot 10^{-10}/\text{год}$
η	$10^{18}\text{--}10^{20}$	$\geq 10^{22}\text{--}10^{24}$

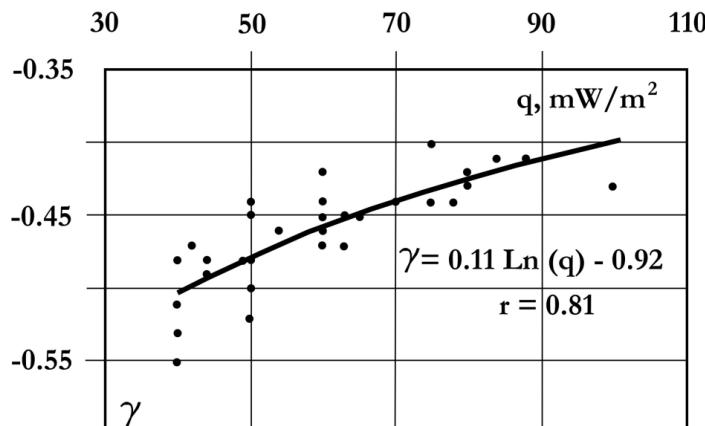


Рис. 6. Зависимость угла наклона графиков повторяемости землетрясений заданных классов γ от плотности теплового потока q , mW/m^2 .

Кривая иллюстрирует изменение реологических свойств сейсмоактивной среды под действием глубинного тепла.

Fig. 6. Inclination angles of curves showing recurrence of earthquakes of the given categories (γ) versus heat flow density, q (mW/m^2).

The curve illustrates changes of rheological properties of the seismically active medium under the impact of deep heat.

появляется вопрос о том, как объяснить возникновение сильных землетрясений в подобных условиях. Посмотрим, как меняется наклон графиков повторяемости землетрясений γ на территориях с различными значениями плотности глубинного теплового потока q , mW/m^2 (рис. 6). Из рис. 6 следует, что величина γ отражает реологические свойства сейсмоактивной среды. В объемах литосферах с повышенной квазивязкостью возникает большое количество слабых землетрясений, а мощные – крайне редки. В областях же с пониженной квазивязкостью чаще возникают мощные землетрясения.

Анализ повторяемости землетрясений, вулканических извержений и возникновения цунами (рис. 7), с одной стороны, отражает реологические свойства среды, в которой они проявляются, а с другой – поясняет причины несовпадения по времени активизаций упомянутых явлений. Если для возникновения землетрясений необходимо наличие высокотрещиноватой среды, при деформации которой прорастают большие разломы, порождающие сильные землетрясения, то для извержений вулканов необходимы другие условия. Вулканизм предпочитает условия хорошо термостати-

рованных недр, что способствует формированию магматических очагов, а разломы в это время играют отрицательную роль, отводя к поверхности избыточное тепло недр. Цунами же в водной среде вообще возникают редко, поскольку генерируются мощными подводными землетрясениями $M \geq 7$ с глубинами гипоцентров до 30–60 км, вулканическими извержениями, крупными обвалами, оползнями и супертайфунами.

В процессе изучения неотектонических движений в сейсмоактивных зонах литосфера [Levi, Lysak, 1986; Levi, 1991; Levi, Sherman, 1995] были установлены тесные связи между толщиной «сейсмической» литосферы $L(q)$, км, и плотностью теплового потока q , mW/m^2 (рис. 8), оценены пространственные вариации показателя $|\text{grad } V| \cdot 10^{-10}/\text{год}^{-1}$, относительного показателя скорости неотектонических деформаций (рис. 9) [Gzovsky *et al.*, 1959] и плотности активных разломов N (рис. 10), рассчитанной по методике [Sherman, 1977]. Из сравнения перечисленных рисунков следует, что пояса высокоразогретой и тонкой литосферы максимально подвержены интенсивному разломообразованию и тектоническим деформациям.

Вторая половина 70-х – первая половина 80-х годов

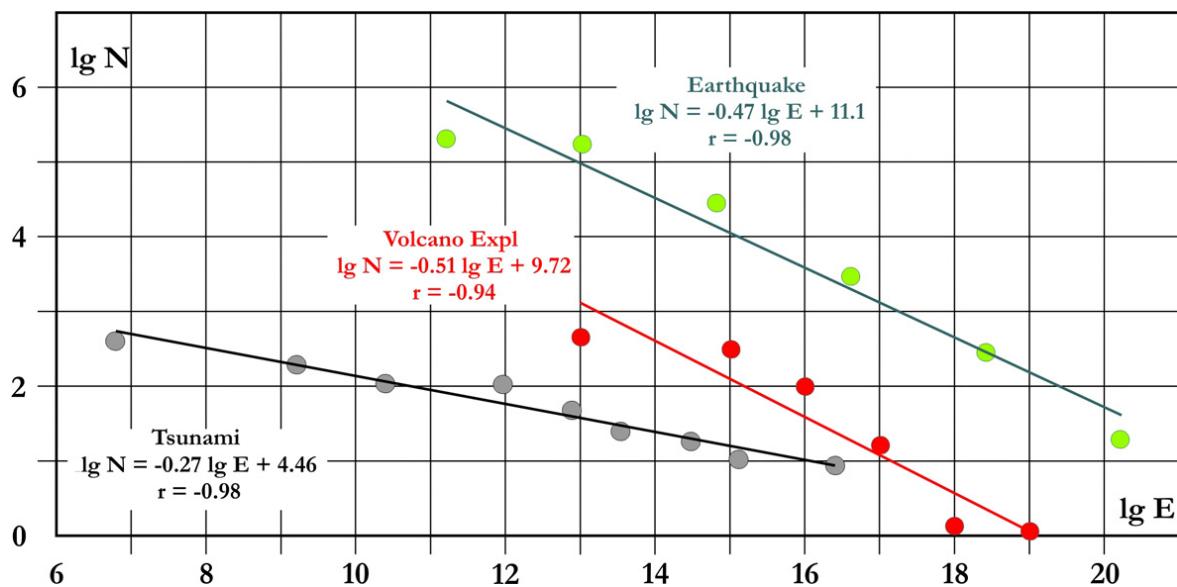


Рис. 7. Изменение наклонов графиков повторяемости землетрясений, вулканических извержений и цунами в исторически обозримом прошлом.

Fig. 7. Changes of inclination of curves showing recurrence of earthquakes, volcanic eruptions and tsunami in the history.

прошлого века охарактеризовались стремлением исследователей к поиску статистических зависимостей между геометрическими параметрами геологических структур и сейсмическим процессом. К сожалению, эти поиски не увенчались успехами, и стало казаться, что такой путь не приведет к прогнозу землетрясений. В 1986 г. автору этих строк, вооруженному к тому времени основами системного анализа, пришла мысль о том, что сейсмологи изучают землетрясения как суть развития сейсмического процесса и их материалы характеризуют именно процесс в его параметрах, но не геометрию среды, в которой этот процесс развивается. Отсюда следовало, что для создания основ прогноза землетрясений необходимо выполнить геометризацию среды, порождающей землетрясения, и все встало на свои места. Новые зависимости стали более строгими и однозначными [Levi, 1987, 1988].

Высокая концентрация «коротких разломов» в литосфере и приуроченность к этим областям очагов сильных землетрясений показали, что сейсмоактивная среда структурирована и в ней следует выделять ряд соподчиненных структурных элементов (рис. 11), а на рис. 12 приведен пример сейсмических структур в зоне Бенюофа под Курильским архипелагом. Анализ объемов «сейсмических» структур в связи с магнитудами землетрясений показал, что эти параметры связаны между собой нелинейно и что структуры больших объемов порождают наиболее сильные землетрясения (рис. 13). Вообще анализ сейсмических структур литосферы позволяет выполнить общее сейсмическое районирование не на традиционной основе, как это делается часто, а на базе статистических сопоставлений

толщин упругой литосферы L_e , км, и сейсмоактивного слоя L_s , км, с максимально возможными магнитудами землетрясений M_{max} . Вариант подобной мелкомасштабной карты мы помещаем на рис. 14. Таким образом, углубленный анализ геодинамических обстановок с точки зрения количественного подхода дал весьма интересные результаты для картографирования геодинамической активности литосферы, но на более высоком уровне, чем тот, который был достигнут в 1986–1988 гг.

Приведенные на рис. 4, 5, 6 и 13 количественные зависимости между параметрами разломной тектоники и сейсмичности вкупе с углубленным тектонофизическим анализом развития разломов в литосфере позволили, в конечном итоге, С.И. Шерману построить стационарную и нестационарную модели разломов [Sherman, 2012] (рис. 15).

Сами по себе эти модели подсказали ему, что сейсмические очаги располагаются в областях динамического влияния разломов [Sherman et al., 1983] – читай сейсмических структурах литосферы [Levi, 1987, 1988], а временной анализ возникновения инструментально зарегистрированных землетрясений позволил выйти на динамику их возникновения и, следовательно, временную последовательность активизации разломов в реальном времени. Странно, что параллель между областями динамического влияния разломов и сейсмическими структурами литосферы ни С.И. Шерман, ни К.Г. Леви не догадались провести еще тогда, в 80-х годах прошлого века.

В 80-х годах в рамках тектонофизических исследований под руководством С.И. Шермана В.А. Санько-

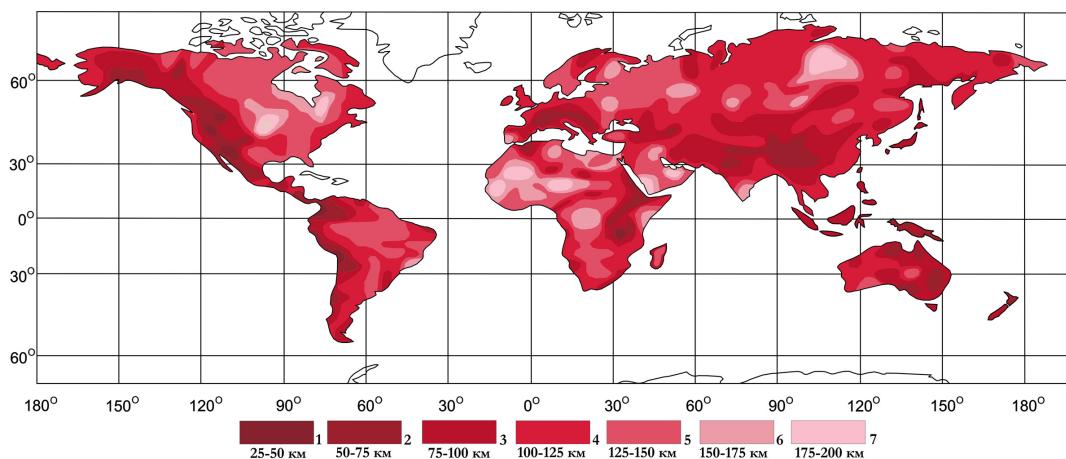


Рис. 8. Вариации толщины континентальной литосферы $L(q)$, рассчитанные как функция теплового потока q , mW/m^2 .

Fig. 8. Variations of continental lithosphere thickness, $L(q)$ calculated as the function of heat flow (mW/m^2).

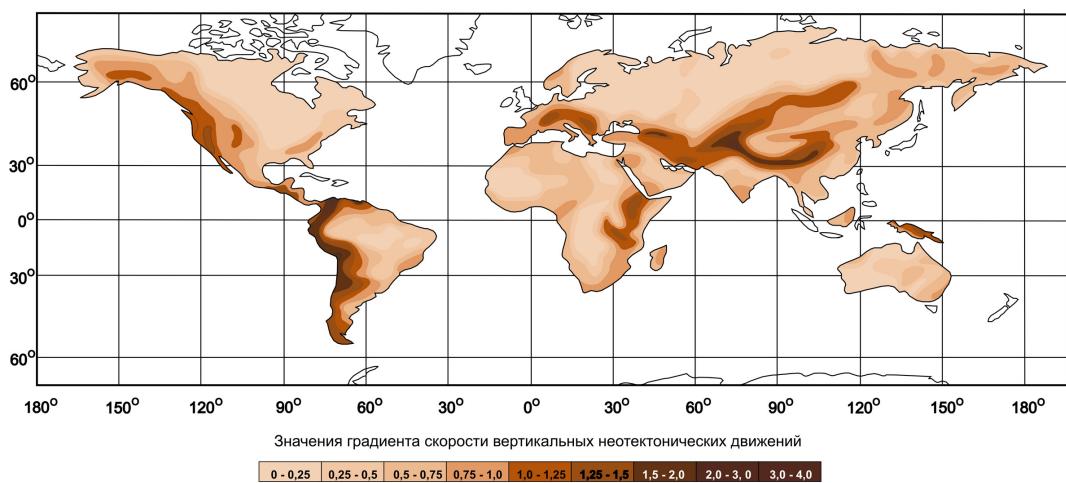


Рис. 9. Пространственные вариации градиента скорости вертикальных неотектонических движений $|\text{grad } V| \cdot 10^{-10} / \text{год}^{-1}$.

Fig. 9. Spatial variations of velocity gradient of vertical neotectonic deformation, $|\text{grad } V| \cdot 10^{-10} / \text{year}^{-1}$.

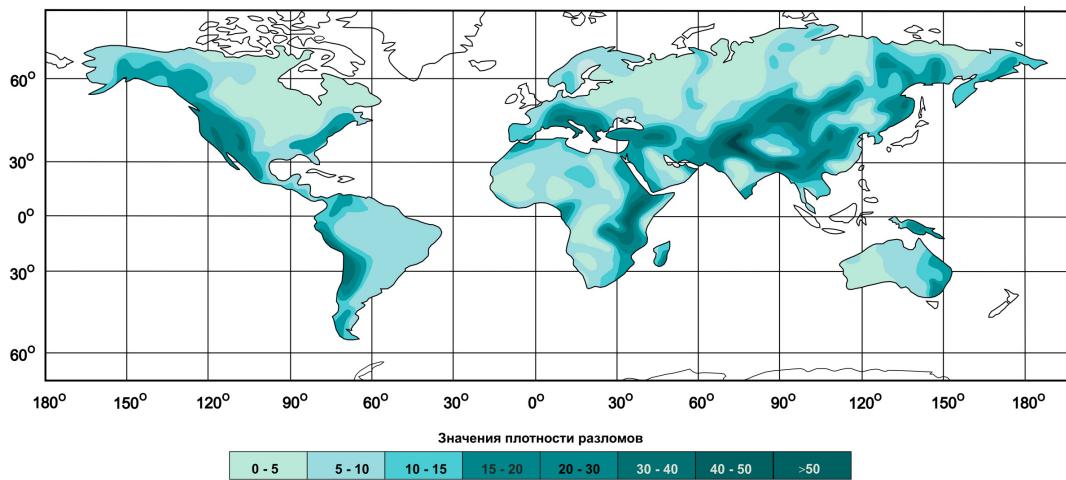


Рис. 10. Пространственные вариации плотности активных разломов N .

Fig. 10. Spatial variations of density of active faults, N .



Рис. 11. Иерархическая соподчиненность сейсмических структур литосферы [Levi, 1988].

Fig. 11. The hierarchy of seismic structures of the lithosphere [Levi, 1988].

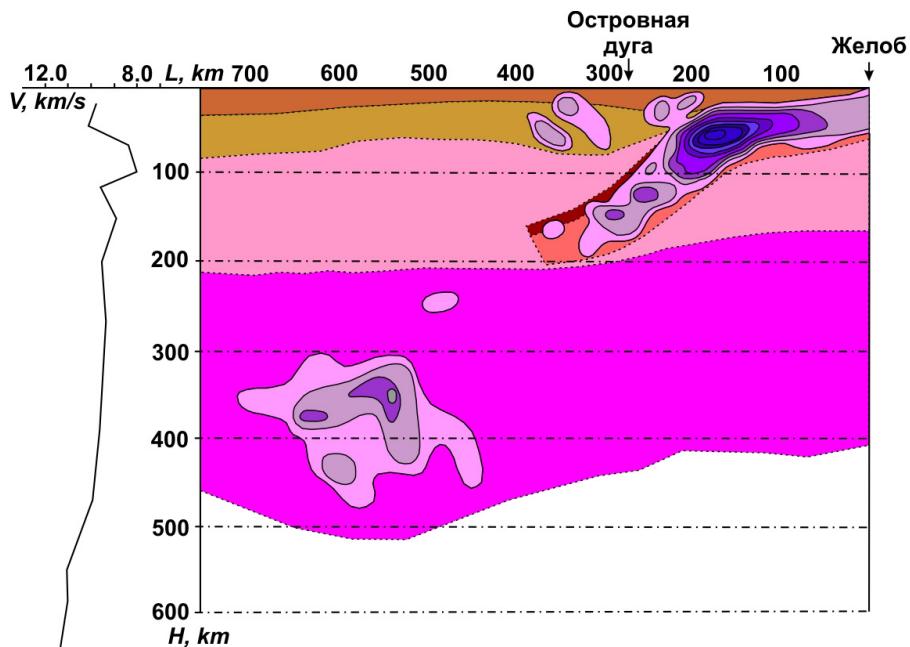


Рис. 12. Пример сейсмических структур в зоне Беньоффа в р-не Курильской островной дуги.

Слева – график изменения скорости прохождения сейсмических волн с глубиной. Справа – обобщенный разрез литосферы и верхней мантии. Слои сверху вниз: земная кора (континентальная слева и океанская справа); литосферная мантия; астеносфера и верхняя мантия. Видно, что сейсмические структуры успешно развиваются как в континентальной, так и в океанской литосфере и связаны с их деформациями в зоне поддвига. Сейсмоактивный объем на глубинах 300–500 км, вероятно, обусловлен спонтанным переходом минеральных ассоциаций верхней мантии в более устойчивое состояние при свойственных этим глубинам условиям давлений и температур.

Fig. 12. Seismic structures in the Benioff zone near the Kuril island arc.

Left – seismic wave velocity versus depth. Right – a general profile of the lithosphere and the upper mantle. Layers (top to bottom): crust (left – continental, right – oceanic), lithospheric mantle, asthenosphere and upper mantle. Seismic structures are well developed both in the continental and oceanic lithosphere and associated with lithosphere deformation in the subsidence zone. The seismically active volume at depths from 300 to 500 km may be caused by spontaneous transition of mineral associations of the upper mantle to a more stable state under specific pressure and temperature conditions at such depths.

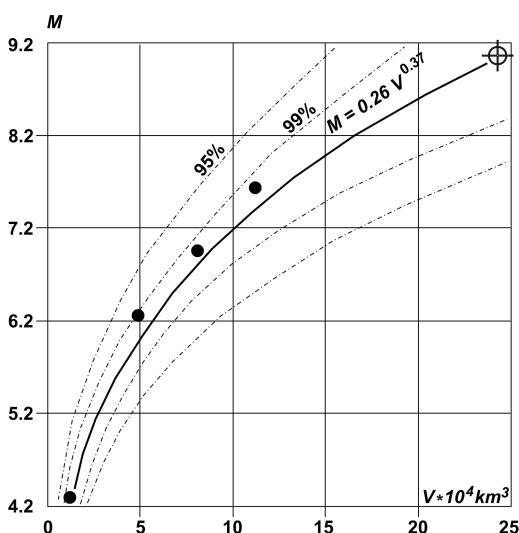


Рис. 13. Зависимость магнитуды M от объема очага V , км^3 , для Байкальского региона.

Fig. 13. Magnitude, M versus focus volume, V (km^3) for the Baikal region.

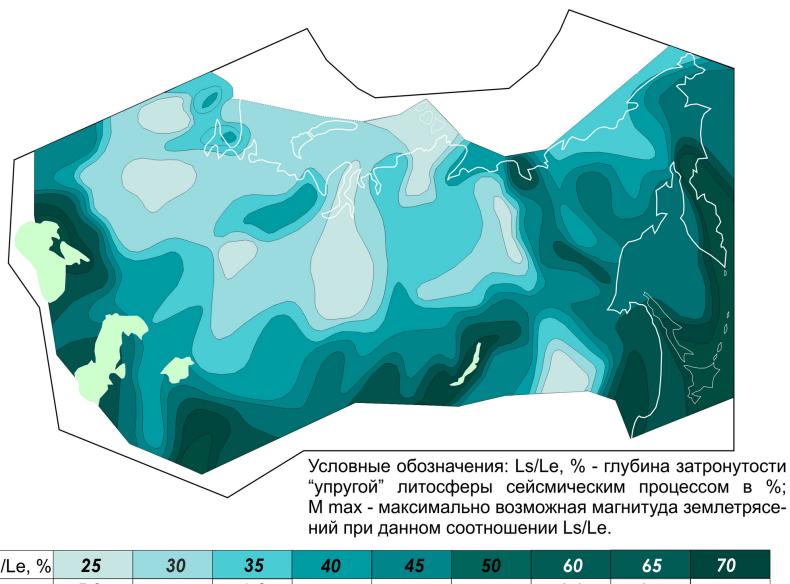


Рис. 14. Пример нетрадиционного общего сейсмического районирования территории Северной Евразии на базе согласования параметров L_s/L_e и M_{\max} .

Fig. 14. An example of unconventional general seismic zonation of the territory of Northern Eurasia on the basis of correlations between parameters L_s/L_e and M_{\max} .

вым с учетом условий подобия была проведена серия модельных экспериментов по оценке глубины проникновения разломов и выполнен тектонофизический анализ условий возникновения и развития Ангараканского роя землетрясений в районе Северо-Муйского тоннеля БАМ [San'kov *et al.*, 1991]. В те же годы К.Г. Леви, исследуя разломно-блочные структуры в континентальной литосфере, показал, что конфигурация и среднегеометрические размеры блоков зависят от толщины слоя, в котором они заложены, и существенно различаются в кратонных областях и подвижных поясах (рис. 16). Блочные структуры кратонических областей всегда более изометричные, а в подвижных областях – узкие и протяженные и описываются нелинейными уравнениями.

Все показанное выше позволяет сделать некое генеральное тектонофизическое заключение о том, что источником сильных колебаний поверхности является

тектоническое дробление сейсмоактивной среды в неких объемах и прорастание в ней протяженных разломов. Сами очаги землетрясений образуют относительно изолированные объекты с высокой плотностью трещиноватости, которые можно в мегамасштабе представить в виде своеобразных «сит», пропускающих через себя мантийные флюиды и гидротермы. Оба глубинных потока осаждают на стенах трещин полезные компоненты, способствуя формированию месторождений типа штокверков (рис. 17). Сравнение рисунка 17 с рис. 12, 13 подсказывает нам, что детальное изучение месторождений таких типов может лежать в основу восстановления сейсмических условий в подвижных поясах далекого геологического прошлого. В свою очередь размеры объектов позволяют оценить энергетику сейсмических событий, а те, соответственно, – глубину возникновения сейсмических очагов и одновременно величину денудационного среза,

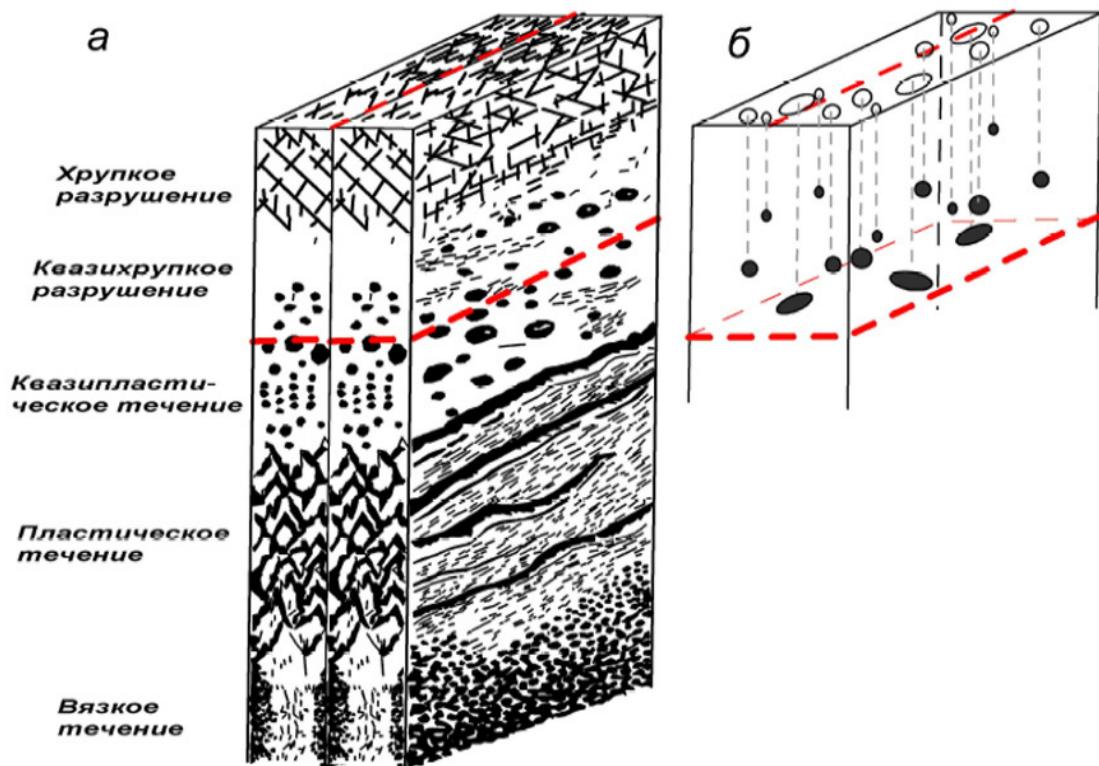


Рис. 15. Стационарная (а) и нестационарная (б) модели разломов.

На стационарной модели отражен вертикальный реологический разрез литосферы, на котором глубины горизонтальных границ между формами локальных структурных образований изменяются в зависимости от типа напряженного состояния литосферы. На нестационарной, изменяющейся во времени модели разломов показаны очаги землетрясений, разновременно зарождающиеся в различных по сечению и простиранию местах разрыва, отражающие временные вариации различных физических полей околовразломной среды [Sherman, 2012].

Fig. 15. Stationary (a) and non-stationary (b) models of faults.

In the stationary model, the vertical rheological profile of the lithosphere is shown; depths of horizontal boundaries between the local structures vary with regard to types of the state of stresses of the lithosphere. The non-stationary (changeable with time) model shows earthquake foci that occur at different moments of time on sites of different cross-sections and strike along the fault, which reflect temporary variations of various physical fields in the near-fault medium [Sherman, 2012].

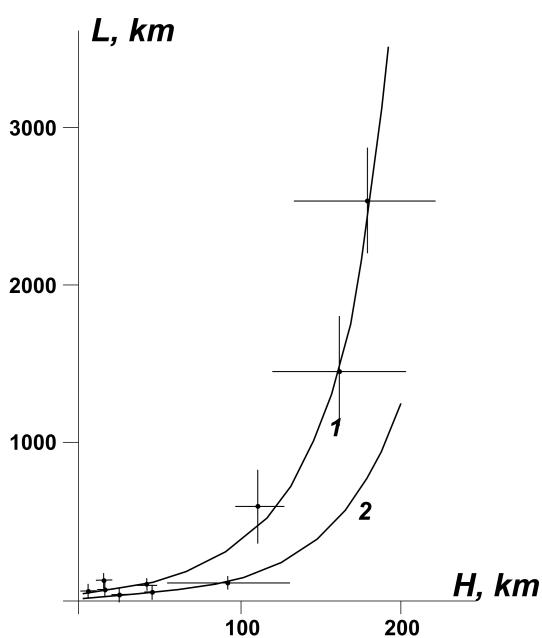


Рис. 16. Зависимость среднегеометрических размеров тектонических блоков литосферы от толщины слоя, в котором они заложены: 1 – кратонические области, 2 – подвижные и сейсмоактивные пояса [Levi, 1991].

Fig. 16. Mean geometrical dimensions of tectonic blocks of the lithosphere versus thickness of layers wherein such blocks are formed: 1 – craton areas, 2 – mobile and seismically active belts [Levi, 1991].

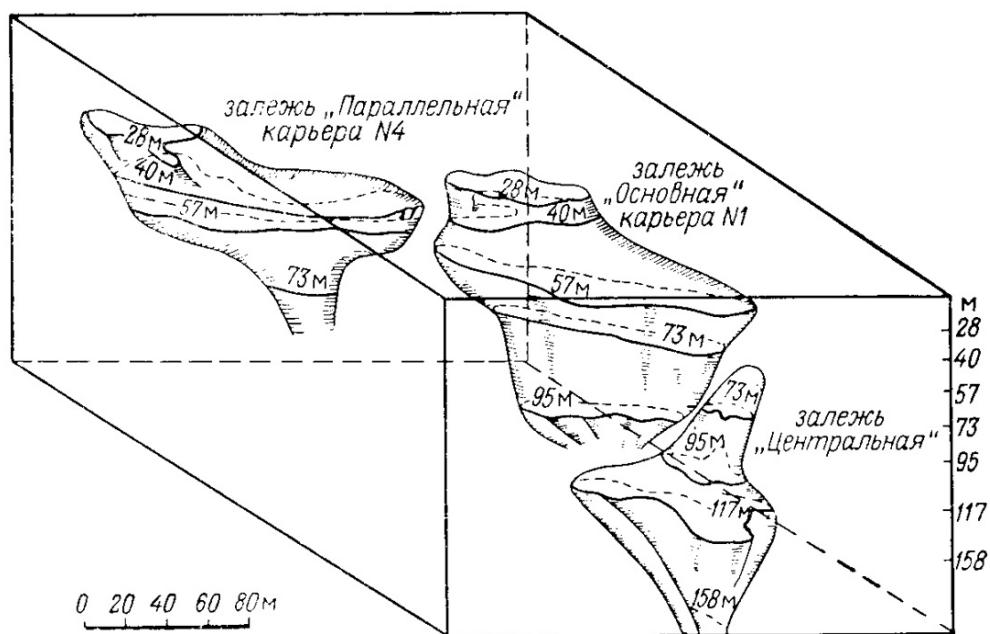


Рис. 17. Схема штокверка [Structures..., 2014. <http://znanie.podelise.ru/docs/91418/index-1736.html>].

Fig. 17. The scheme of a stockwork [Structures..., 2014. <http://znanie.podelise.ru/docs/91418/index-1736.html>].

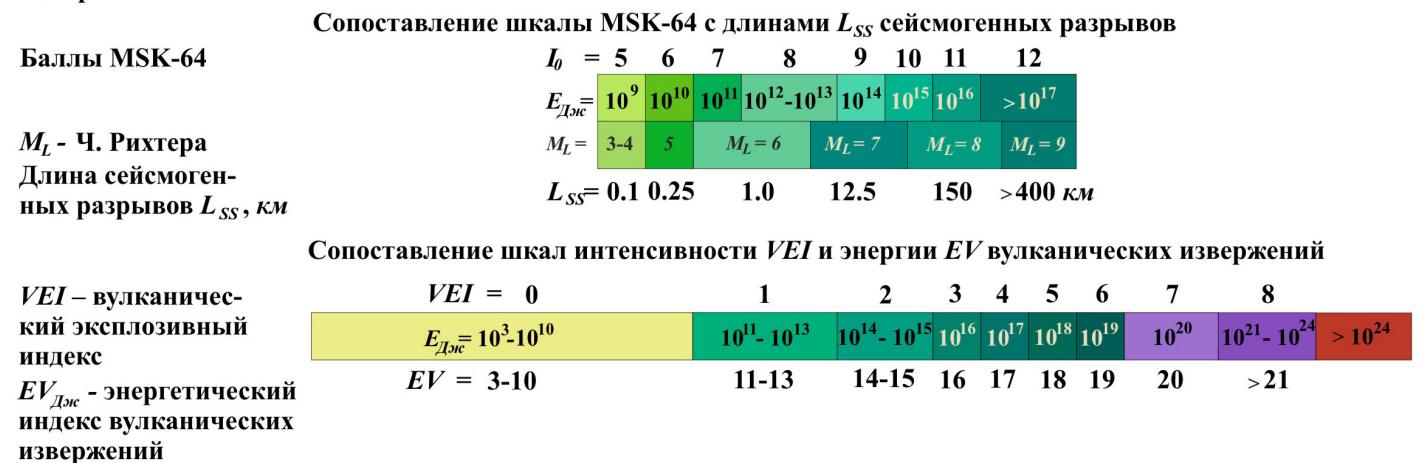


Рис. 18. Фрагмент сопоставления эмпирических и энергетических шкал [Zadonina et al., 2004].

Fig. 18. The empirical and energy scales in comparison [Zadonina et al., 2004].

поскольку эти объекты сегодня уже выведены на поверхность, то есть решить задачи палеореконструкций обстановок далекого геологического прошлого.

4. ТЕКТОНОФИЗИКА В КАРТОГРАФИИ И ПРОГНОСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

За 20-летний период исследований в области «математизации» геологических знаний был накоплен

обширный статистический материал о количественных взаимоотношениях между геолого-геофизическими параметрами, и стало возможным вновь вернуться к картографированию объектов геодинамической активности литосферы на новом уровне. При этом следовало отойти от представлений полукачественного плана и перейти к оценке энергии различных геолого-геофизических процессов. Такая попытка была предпринята в работе [Zadonina et al., 2004] (рис. 18), представляет лишь фрагмент разработанных тогда шкал,

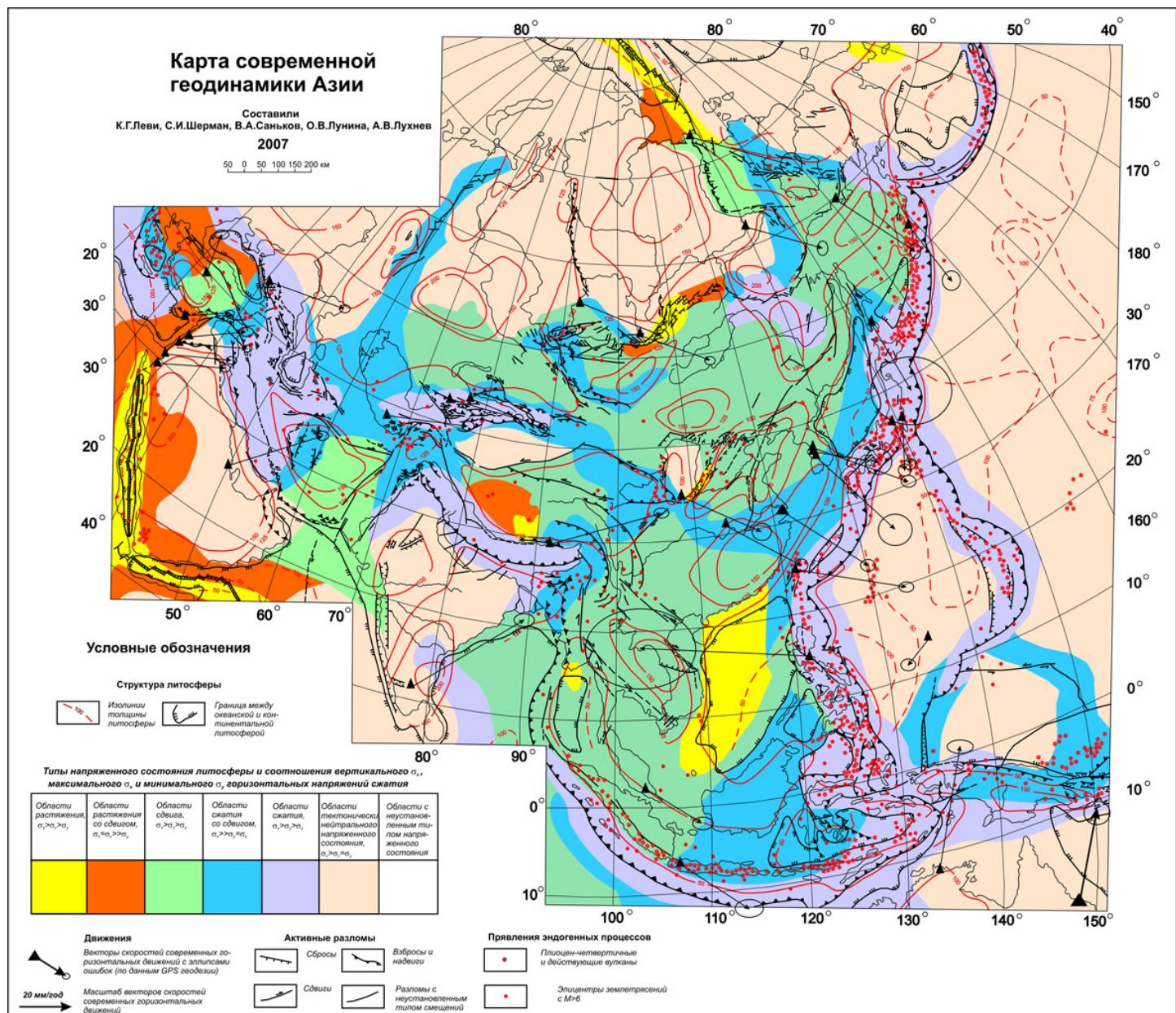


Рис. 19. Карта современной геодинамики Азии.

Fig. 19. The recent geodynamics map of Asia.

которые не претерпели изменений к 2014 г.

К 2007 г. созрела мысль о создании карты современной геодинамики Азии, которая отразила бы на себе все новейшие наработки в количественной неотектонике и современной геодинамике [Recent Geodynamics..., 2007; Levi et al., 2009]. На карте нашли отражение напряженно-деформированное состояние литосферы континента, толщина континентальной литосферы, активные разломы, вулканизм, сейсмичность и скорости современных перемещений больших литосферных блоков по данным GPS-геодезических измерений (рис. 19).

Следом за Картаю современной геодинамики Азии

вышла Карта неотектоники северо-восточного сектора Азии (рис. 20) [Neotectonics map..., 2008], составленная на принципиально новой основе. Для ее построения и отсчета амплитуд неотектонических движений был восстановлен рельеф земной поверхности, существовавшей до начала неотектонической активизации, учтен возраст начала проявления неотектонических движений, сконцентрированы сведения о разломно-блоковой структуре литосферы этого региона и ряд других новшеств, не применявшимся ранее.

Пока создавались Карта современной геодинамики Азии и Карта неотектоники северо-восточного сектора Азии, авторы данной статьи углубились в вопросы

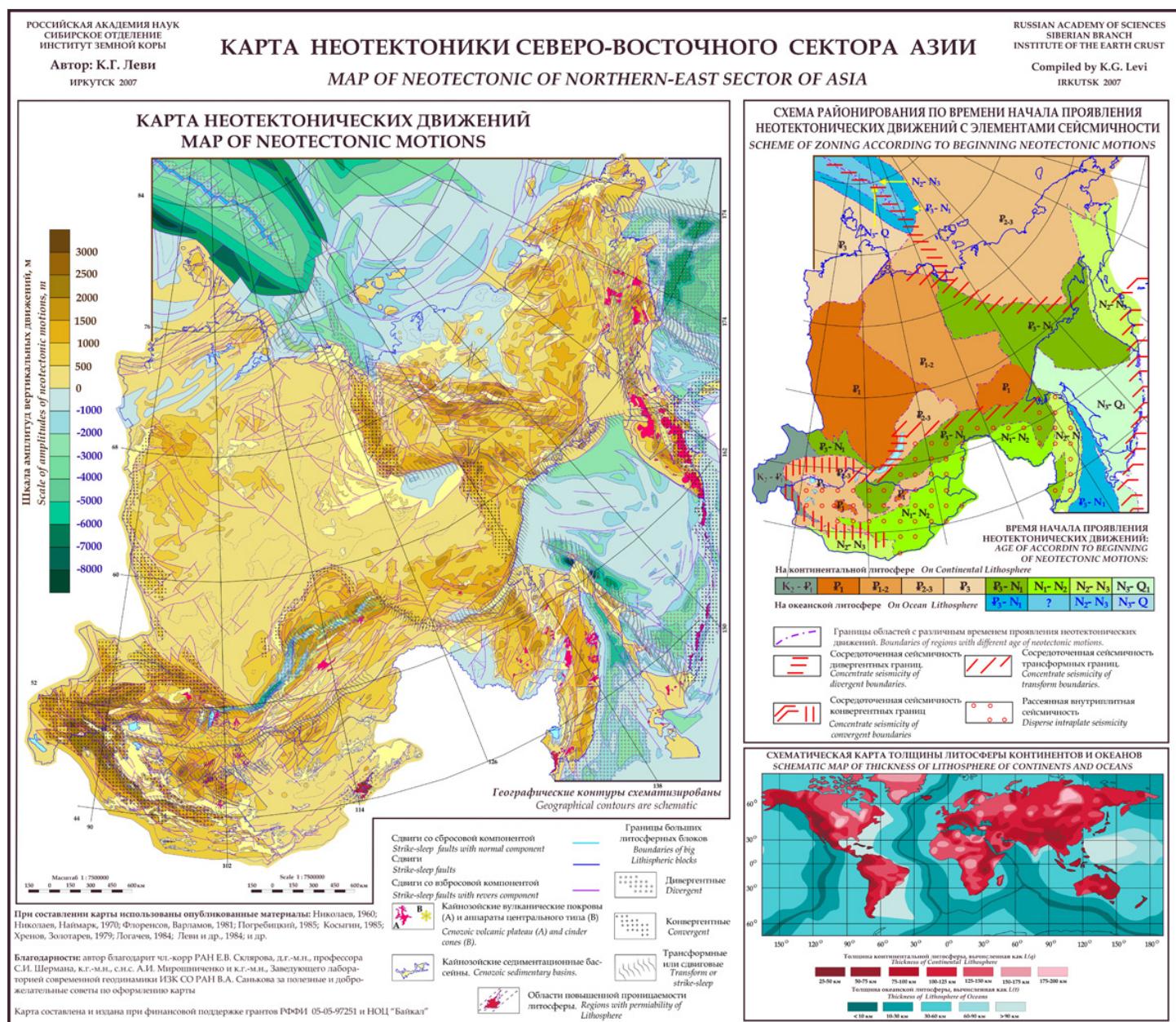


Рис. 20. Карта неотектоники северо-восточного сектора Азии.

Fig. 20. The neotectonics map of the NE sector of Asia.

современной геодинамики: С.И. Шерман – в разработку количественных индексов сейсмической активности (учитывая положение гипоцентров землетрясений в зонах динамического влияния разломов) [Sherman, 2005, 2012; Sherman, Savitsky, 2006; Sherman, Gorbunova, 2008]; а К.Г. Леви – в оценку временных вариаций опасных природных процессов [Zadonina *et al.*, 2007; Zadonina, Levi, 2008, 2009; Levi *et al.*, 2010; и др.]. Все эти исследования имели уже явный прогностический уклон. Справедливости ради отметим, что в этой области знания участвовали сотрудники ИЗК СО РАН, работавшие в разное время в лаборатории тектонофизики, – С.И. Шерман, В.В. Ружич, Е.А. Левина и

К.Г. Леви, которых объединяла лишь идея прогноза землетрясений и прочих опасных явлений, но пути достижения цели были различными.

Так, В.В. Ружич и Е.А. Левина с середины 90-х годов прошлого века разрабатывают идею изучения сейсмического режима [Ruzhich, 1997], базирующуюся на анализе размеров и длительности существования «сейсмических окон, или брешей». В большинстве случаев достоверность прогнозов по месту, энергии и времени ожидаемого сейсмического события оценивается авторами на уровне 70 % [Ruzhich, Levina, 2013]. Сегодня эти исследования вышли далеко за пределы Байкало-Монгольского сейсмического пояса.

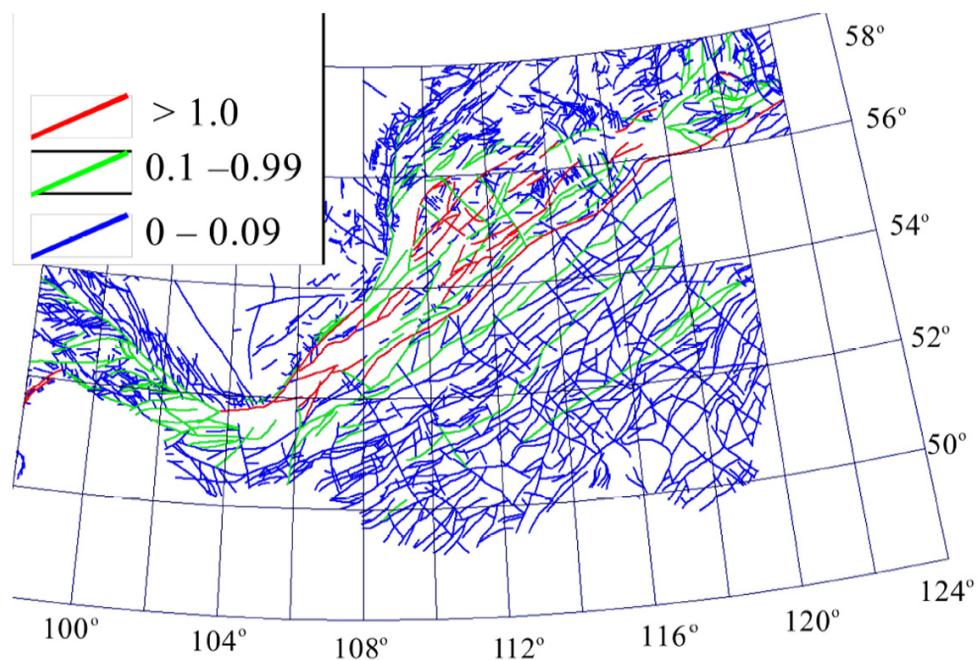


Рис. 21. Вариации количественного индекса сейсмической активности (КИСА) разломов Байкальской рифтовой системы за последние 50 лет [Sherman, 2013].

На врезке значения КИСА, рассчитанные за 50-летний период.

Fig. 21. Variations of the quantitative index of seismic activity (QISA) of faults of the Baikal rift zone in the past 50 years [Sherman, 2013].

QISA values calculated for the past 50 years are shown in the insert.

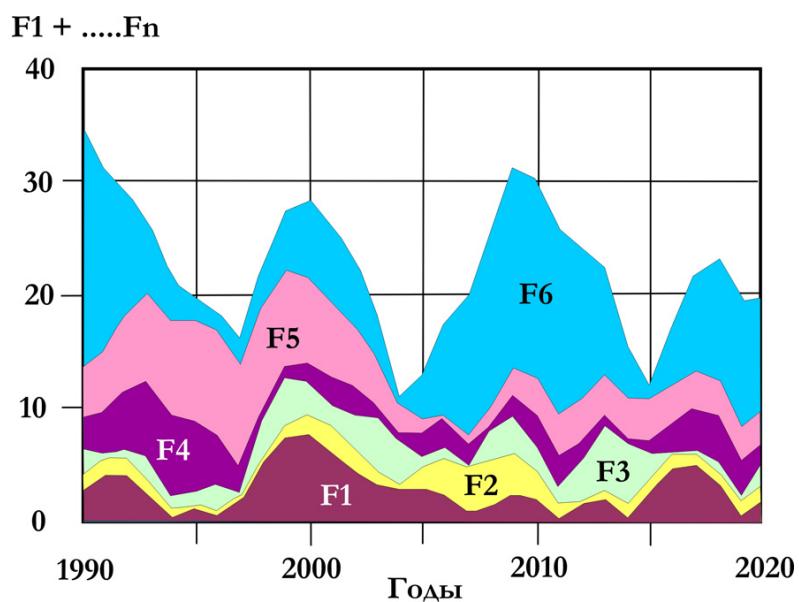


Рис. 22. Совмещенные фрагменты прогнозных кривых, построенные с накоплением значений факторов F (F1 – вариации солнечной активности; F2 – вариации числа сейсмических событий; F3 – вариации сейсмического энергопотока; F4 – вариации числа вулканических извержений; F5 – вариации интенсивности экзогенных гравитационных процессов; F6 – изменение турбулентности атмосферы) [Levi et al., 2012].

Fig. 22. Concurrent fragments of forecasted curves constructed with reference to accumulated values of factors F (variations of solar activity – F1, number of seismic events – F1, seismic energy flow – F3, number of volcanic eruptions – F4, intensity of exogenous gravity processes – F5, changes of atmosphere turbulence – F6) [Levi et al., 2012].

Среднесрочное прогностическое исследование С.И. Шермана базируется на моделях количественного индекса сейсмической активности (рис. 21) [Sherman, Gorbunova, 2008; Sherman et al., 2012].

Автор статьи в своих прогностических исследованиях опирается на анализ временных рядов различных природных опасностей, учитывая при этом те процессы, которые предшествуют «страховому» событию, сопровождают его или следуют за ним. Вариант такого поликомпонентного анализа приведен на рис. 22 [Levi et al., 2012].

Конечно же, прогностические исследования пока все еще остаются в начале пути. Это вызвано объективными причинами – недостатком необходимых данных и их несовершенством, относительной короткостью временных рядов наблюдений, схематическим описанием некоторых последствий проявления тех или иных процессов, особенно в исторических хрониках. Тем не менее эти поисковые исследования должны продолжаться, чтобы обеспечить появление положительных решений в будущем. Сегодня трудно уверенно обозначить, какой из прогностических путей наиболее рационален, но можно утверждать, что краткосрочного прогноза опасных явлений еще долгое время не будет. Однако такое утверждение не означает, что исследования в этом направлении следует приостановить. Они, во всяком случае, необходимы для расширения имеющихся знаний о развитии опасных процессов, а остальное нас ждет впереди.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, мы проследили временную эволюцию взглядов на современную геодинамику в ИЗК СО РАН. Перечислим, прежде всего, достигнутые результаты:

- внесен значительный вклад в изучение активной разломной тектоники Прибайкалья, Забайкалья и Монголии;
- установлены основные количественные закономерности развития геолого-геофизической среды Центральной Азии в связи с сейсмичностью региона;

7. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Belousov V.V., Gzovsky M.V., 1964. Experimental Tectonics. Nedra, Moscow, 119 p. (in Russian) [Белоусов В.В., Гзовский М.В. Экспериментальная тектоника. М.: Недра, 1964. 119 с.].
- Devdariani A.S., 1967. Mathematical Analysis in Geomorphology. Nedra, Moscow, 155 p. (in Russian) [Девдариани А.С. Математический анализ в геоморфологии. М.: Недра, 1967. 155 с.].
- Devdariani A.S., 1974. Signals from the Earth's Interior and Its Geological Past. Nedra, Moscow, 104 p. (in Russian) [Девдариани А.С. Сигналы из глубин Земли и ее геологического прошлого. М.: Недра, 1974. 104 с.].
- Filosofov V.P., 1975. Fundamentals of the Morphometric Method for Detection of Tectonic Structures. Saratov Publishing House of the Saratov University, Saratov, 232 p. (in Russian) [Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1975. 232 с.].
- Gzovsky M.V., 1959. Main Aspects of Tectonophysics and Tectonics of the Baidzhansai Anticlinorium. Volumes I and II.

– сделано генеральное тектонофизическое заключение о том, что источником сильных колебаний поверхности является тектоническое дробление сейсмически активной среды в неких объемах и прорастание в ней протяженных разломов;

– построены карты активных разломов Байкальской riftогенной впадины, современной геодинамики Азии, неотектоники северо-восточного сектора Азии;

– начаты работы по прогнозу землетрясений в Байкальском регионе.

Подводя итог историческому обзору развития тектонофизических и геодинамических исследований в лаборатории тектонофизики и Институте земной коры СО РАН, отметим, что в перспективе необходимо развернуть исследования в области оценок энергетики природных процессов с целью более полного перехода от полукачественных моделей взаимодействия природных процессов к их количественному отображению. Это, вероятно, правильный путь к оценке геодинамической активности литосферы, ее картографированию на принципиально новой основе и изучению взаимодействия параметров природных процессов.

Следующим моментом может являться углубленный анализ месторождений полезных ископаемых, возникших в отдаленном геологическом прошлом в подвижных поясах Земли, с целью ретроспективного воспроизведения развития сейсмического процесса в прошлые геодинамические эпохи и оценки темпов денудации земной поверхности комплексом экзогеодинамических процессов.

Еще одним направлением этих исследований должно стать изучение взаимодействия геосфер между собой и в связи с вариациями солнечной активности. В рамках таких исследований открываются перспективы восстановления природно-климатических обстановок прошлого и прогноза их эволюции в будущем для обеспечения устойчивого развития нынешней цивилизации.

Всех проблем, конечно, не удастся решить, но стремиться к этому следует, помня высказывание И. Канта, помещенное в эпиграфе. И не приумножайте сущностей сверх необходимого.

- Publishing House of the USSR Acad. Sci., Moscow, 256 p. (in Russian) [Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байкальского антиклинария. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Ч. I и II. 256 с.].
- Gzovsky M.V., 1975. Fundamentals of Tectonophysics. Nauka, Moscow, 536 p. (in Russian) [Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.].
- Gzovsky M.V., Krestnikov V.I., Reisner G.I., 1959. Geological methods for estimation of average tectonic movement velocity gradients and results of their application. *Izvestiya AN SSSR* 8, 1147–1156 (in Russian) [Гзовский М.В., Крестников В.И., Рейснер Г.И. Геологические методы определения средней величины градиента скорости тектонических движений и результаты их применения // Известия АН СССР. Серия геофизическая. 1959. № 8. С. 1147–1156].
- Levi K.G., 1981. Vertical movements of the crust in the Baikal rift zone. In: *Problems of Fault Tectonics*. Nauka, Novosibirsk, p. 142–170 (in Russian) [Леви К.Г. Вертикальные движения земной коры в Байкальской рифтовой зоне // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С. 142–170].
- Levi K.G., 1985. The system approach as a methodological basis for quantitative analysis of geological information. In: *Quantitative analysis of geological phenomena. Book II*, Irkutsk, p. 229–240 (in Russian) [Леви К.Г. Системный подход – методологическая основа количественного анализа геологической информации // Количественный анализ геологических явлений. Иркутск, 1985. Сб. II. С. 229–240].
- Levi K.G., 1987. 'Seismic structures' of the lithosphere and tectonics movements. In: *Topic problems of recent geodynamics and the deep structure of the USSR Territory. Abstracts of the 20th All-Union Tectonic Meeting*, Moscow, p. 9 (in Russian) [Леви К.Г. «Сейсмические структуры» литосфера и тектонические движения // Актуальные проблемы современной геодинамики и глубинного строения территории СССР: Тез. докл. XX Всес. тектонич. совещ. М., 1987. С. 9].
- Levi K.G., 1988. Tectonic movements, seismically active and seismicity-generating layers of the continental lithosphere. *Doklady AN SSSR* 300 (6), 1424–1426 (in Russian) [Леви К.Г. Тектонические движения, сейсмоактивный и сейсмогенерирующий слой континентальной литосфера // Доклады АН СССР. 1988. Т. 300. № 6. С. 1424–1426].
- Levi K.G., 1991. Neotectonic Movements in Seismically Active Zones of the Lithosphere. Nauka, Novosibirsk, 166 p. (in Russian) [Леви К.Г. Неотектонические движения в сейсмоактивных зонах литосфера. Новосибирск: Наука, 1991. 166 с.].
- Levi K.G., 1995. Application of Quantitative Methods to Geomorphology. Guidebook. Publishing House of the Irkutsk State University, Irkutsk, 52 p. (in Russian) [Леви К.Г. Применение количественных методов в геоморфологии. Методическое пособие. Иркутск: Изд-во ИГУ, 1995. 52 с.].
- Levi K.G., Lysak S.V., 1986. Thermal evolution and thickness of the continental lithosphere. In: *Major problems of seismotectonics*. Nauka, Moscow, p. 69–78 (in Russian) [Леви К.Г. Лысак С.В. Термальная эволюция и мощность литосферы континентов // Основные проблемы сейсмотектоники. М.: Наука, 1986. С. 69–78].
- Levi K.G., Miroshnichenko A.I., San'kov V.A., Babushkin S.M., Larkin G.V., Badardinov A.A., Wong H.K., Colman S., Delvaux D., 1997. Active faults of the Baikall depression. *Bulletin du Centre de recherches Elf Exploration Production* 21 (2), 399–434.
- Levi K.G., Sherman S.I., 1995. Applied Geodynamic Analysis. Musee Royal de L'Afrique Centrale. Tervuren. Belgique annales. Sciences Geologiques, V. 100, 133 p.
- Levi K.G., Sherman S.I., Plyusnina L.V., 1993. Neotectonics. In: *Atlas of Lake Baikal. Federal Survey of Geodesy and Cartography of Russia*, Moscow, p. 26–27 (in Russian) [Леви К.Г., Шерман С.И., Плюснина Л.В. Новейшая тектоника // Атлас Байкала. Москва: Федеральная служба геодезии и картографии России, 1993. С. 26–27].
- Levi K.G., Sherman S.I., San'kov V.A., 2009. Recent geodynamics of Asia: Map, principles of its compilation, and geodynamic analysis. *Geotectonics* 43 (2), 152–165. <http://dx.doi.org/10.1134/S001685210902006X>.
- Levi K.G., Zadonina N.V., Yazev S.A., 2010. Radio-Carbon Dating of Natural and Social Phenomena in the Northern Hemisphere. Publishing House of the Irkutsk State University, Irkutsk, 718 p. (in Russian) [Леви К.Г., Задонина Н.В., Язев С.А. Радиоуглеродная хронология природных и социальных феноменов Северного полушария. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2010. 718 с.].
- Levi K.G., Zadonina N.V., Yazev S.A., Voronin V.I., 2012. Recent Geodynamics and Heliogeodynamics. Textbook. Publishing House of the Irkutsk State University, Irkutsk, 539 p. (in Russian) [Леви К.Г., Задонина Н.В., Язев С.А., Воронин В.И. Современная геодинамика и гелиогеодинамика: Учебное пособие. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2012. 539 с.].
- Logatchev N.A., Sherman S.I., Levi K.G., 1986. Geodynamic activity of the lithosphere in the territory of Siberia in the Cenozoic // *Doklady AN SSSR* 289 (6), 1458–1462 (in Russian) [Логачев Н.А., Шерман С.И., Леви К.Г. Геодинамическая активность литосферы территории Сибири в кайнозое // Доклады АН СССР. 1986. Т. 289. № 6. С. 1458–1462].
- Logatchev N.A., Sherman S.I., Levi K.G., 1987a. Geodynamic activity of the lithosphere, its integral assessment and relation to seismicity. In: *Recent tectonic activity of the Earth and seismicity. Abstracts of the 19th All-Union Tectonic Meeting*. Nauka, Moscow, p. 14–16 (in Russian) [Логачев Н.А., Шерман С.И., Леви К.Г. Геодинамическая активность литосферы, ее интегральная оценка и связь с сейсмичностью // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность: Тез. докл. XIX Всес. тектонич. совещ. М.: Наука, 1987а. С. 14–16].
- Logatchev N.A., Sherman S.I., Levi K.G., 1987b. Geodynamic activity of the lithosphere in Siberia in the Cenozoic. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 8, 3–10 (in Russian) [Логачев Н.А., Шерман С.И., Леви К.Г. Геодинамическая активность литосферы Сибири в кайнозое // Геология и геофизика. 1987б. № 8. С. 3–10].
- Logatchev N.A., Sherman S.I., Levi K.G., 1987c. Geodynamic regimes and factors of geodynamic activity of the lithosphere.

- In: *Intracontinental mountainous regions: Geological and geophysical aspects. International Symposium. Irkutsk, p. 326–329 (in Russian)* [Логачев Н.А., Шерман С.И., Леви К.Г. Геодинамические режимы и факторы геодинамической активности литосферы // Внутриконтинентальные горные области: геологические и геофизические аспекты. Международный симпозиум. Иркутск, 1987в. С. 326–329].
- Neotectonics Map of the North-Eastern Sector of Asia*, 2008. Scale 1:75,000,000. Author: K.G. Levi. VSAGP, Irkutsk (in Russian) [Карта неотектоники северо-восточного сектора Азии. М-б 1:75000000. Автор: К.Г. Леви. – Иркутск: ВСАГП, 2008].
- Recent Geodynamics Map of Asia*, 2007. Scale 1:25,000,000. Authors: K.G. Levi, S.I. Sherman, V.A. San'kov et al. VSAGP, Irkutsk (in Russian) [Карта современной геодинамики Азии. М-б 1:25000000. Авторы: К.Г. Леви, С.И. Шерман, В.А. Саньков и др. Иркутск: ВСАГП, 2007].
- Ruzhich V.V., 1997. *Seismotectonic Destruction of the Earth's Crust in the Baikal Rift Zone*. Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 144 p. (in Russian) [Ружич В.В. Сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 144 с.].
- Ruzhich V.V., Levina E.A., 2013. Results and problems of earthquake forecasting in the Baikal rift zone. In: *Physics and forecasting of rock destruction. Abstract of the 9th International Workshop. September 2–6, 2013. Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, p. 76 (in Russian)* [Ружич В.В., Левина Е.А. Результаты и проблемы прогноза землетрясений в Байкальской рифтовой зоне // Физические основы прогнозирования разрушения горных пород: Тез. докл. IX международной школы-семинара. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 76].
- San'kov V.A., Dneprovsky Yu.I., Kovalenko S.N. et al., 1991. *Faults and Seismicity of the Northern Muya Geodynamic Polygon*. Nauka, Novosibirsk, 111 p. (in Russian) [Саньков В.А., Днепровский Ю.И., Коваленко С.Н. и др. Разломы и сейсмичность Северо-Муйского геодинамического полигона. Новосибирск: Наука, 1991. 111 с.].
- Sherman S.I., 1977. *Physical Regularities of Faulting in the Earth's Crust*. Nauka, Novosibirsk, 102 p. (in Russian) [Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.].
- Sherman S.I., 2005. Tectonophysical analysis of the seismic process in zones of active faults in the lithosphere and the problem of medium-term forecasting of earthquakes // *Geofizichesky Zhurnal (Geophysical Journal)* 27(1), 20–38 (in Russian) [Шерман С.И. Тектонофизический анализ сейсмического процесса в зонах активных разломов литосферы и проблема среднесрочного прогноза землетрясений // Геофизический журнал. 2005. Т. 27. № 1. С. 20–38].
- Sherman S.I., 2012. Destruction of the lithosphere: Fault-block divisibility and its tectonophysical regularities. *Geodynamics & Tectonophysics* 3 (4), 315–344. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-4-0077>.
- Sherman S.I., 2012. Destructive zones of the lithosphere in Central Asia and their activation at the recent geodynamic stage. In: *Recent geodynamics of Central Asia. The All-Russia Meeting. September 23–29, 2012, Irkutsk. Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, p. 91–93 (in Russian)* [Шерман С.И. Деструктивные зоны литосферы Центральной Азии и их активизация на современном геодинамическом этапе // Современная геодинамика Центральной Азии: Всерос. совещ. 23–29 сентября 2012 г., г. Иркутск. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. С. 91–93].
- Sherman S.I., 2013. Deformation waves as a trigger mechanism of seismic activity in seismic zones of the continental lithosphere. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (2), 83–117. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2013-4-2-0093>.
- Sherman S.I., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., Gromin V.I., 1983. *Areas of Dynamic Influence of Faults: Modelling Results*. Nauka, Novosibirsk, 110 p. (in Russian) [Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю., В.И Громин. Области динамического влияния разломов: результаты моделирования. Новосибирск: Наука, 1983. 110 с.].
- Sherman S.I., Gorbunova E.A., 2008. The wave nature of fault activation in Central Asia according to seismic monitoring // *Fizicheskaya Mezomekhanika (Physical Mesomechanics)* 11 (1), 115–122 (in Russian) [Шерман С.И., Горбунова Е.А. Волновая природа активизации разломов Центральной Азии на базе сейсмического мониторинга // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 1. С. 115–122].
- Sherman S.I., Levi K.G., 1978. Transform faults of the Baikal rift zone and seismicity of its flanks. In: *Tectonics and seismicity of continental rift zones*. Nauka, Moscow, p. 7–18 (in Russian) [Шерман С.И., Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 7–18].
- Sherman S.I., Lobatskaya R.M., 1981. *The Method of Study and Experiences of Application of Quantitative Parameters of Faults to Geological Studies*. VostSibNIIGGiMS, Irkutsk, 42 p. (in Russian) [Шерман С.И., Лобацкая Р.М. Методика изучения и опыт использования количественных параметров разрывов при геологических исследованиях. Иркутск: ВостСибНИГиМС, 1981. 42 с.].
- Sherman S.I., Lysak S.V., Gorbunova E.A., 2012. A tectonophysical model of the Baikal seismic zone: testing and implications for medium-term earthquake prediction. *Russian Geology and Geophysics* 53 (4), 392–405. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2012.03.003>.
- Sherman S.I., Savitsky V.A., 2006. New data on quasi-periodical regularities in activation of fractures in real time based on monitoring of magnitudes of seismic events: Case study of the Baikal rift system. *Doklady Earth sciences* 408 (1), 640–644. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X06040295>.
- Structures of non-stratified geological bodies*, 2014. Electronic resource (in Russian) [Структуры нестратифицированных геологических тел. 2014. Электронный ресурс: код доступа <http://znanie.podelise.ru/docs/91418/index-1736.html>].

- Zadonina N.V., Levi K.G., 2008. The Chronology of Natural and Social Phenomena in Siberia and Mongolia. Publishing House of Irkutsk State University, Irkutsk. 760 p. (in Russian) [Задонина Н.В., Леви К.Г. Хронология природных и социальных феноменов в Сибири и Монголии. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2008. 760 с.].
- Zadonina N.V., Levi K.G., 2009. The Chronology of Natural and Social Phenomena in the Global Civilization History. Publishing House of Irkutsk State University, Irkutsk, 864 p. (in Russian) [Задонина Н.В., Леви К.Г. Хронология природных и социальных феноменов в истории мировой цивилизации. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2009. 864 с.].
- Zadonina N.V., Levi K.G., Yazev S.A., 2007. Space Hazard in Geology and History of the Earth. Institute of the Earth's Crust, Irkutsk, 77 p. (in Russian) [Задонина Н.В., Леви К.Г., Язев С.А. Космические опасности геологического и исторического прошлого Земли. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. 77 с.].
- Zadonina N.V., San'kov V.A., Levi K.G., 2004. Recent Geodynamics and Heliogeodynamics. Natural Catastrophes and Organization of Preventive Actions in Case of Emergencies. Book 4. Publishing House of the Irkutsk State Technical University, Irkutsk, 86 p. (in Russian) [Задонина Н.В., Саньков В.А., Леви К.Г. Современная геодинамика и гелиогеодинамика. Природные катастрофы и организация превентивных мероприятий при чрезвычайных ситуациях. Книга 4. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2004. 86 с.].



Леви Кирилл Георгиевич, докт. геол.-мин. наук, профессор, зам. директора института по науке
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. (3952)424562; e-mail: levi@crust.irk.ru

Levi, Kirill G., Doctor of Geology and Mineralogy, Professor, Deputy Director
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel. +7(3952)424562; e-mail: levi@crust.irk.ru



THE FAULT-BLOCK STRUCTURE OF THE BAIKAL-YENISEI FAULT IN THE REGION OF OPERATING NUCLEAR ENERGY FACILITIES

R. M. Lobatskaya*National Research Irkutsk State Technical University, Irkutsk, Russia*

Abstract: The article reviews specific features of its fault-block structure of the Baikal-Yenisei fault in view of safe operations of nuclear energy facilities in the Krasnoyarsk region, Russia. The fault is located at the junction of the Siberian platform and the West Siberian plate. Velocities of neotectonic movements in the fault zone and adjacent territories are estimated from data on the current positions of fluvial terraces of the Yenisei river valley, peneplanation planes varying in ages and erosional incision depths. It is revealed that maximum gradients of recent movement velocities vary not higher than 10^{-8} to 10^{-9} . Average velocities of relative displacements amount to 0.1–0.2 mm per year for intra-fault blocks bounded by regional faults and do not exceed 0.02–0.03 mm per year for intra-fault blocks bordered by local faults. There are grounds to conclude that recent geodynamic activity in the zone of the Baikal-Yenisei fault zone is weak and thus does not affect the safety of nuclear energy facilities operating in the region, including FGUP GKhK (Mining and Chemical Combine).

Key words: fault, blocks, fault pattern, peneplanation plane, weathering crust, fluvial terraces.

Recommended by V.S. Imaev

Citation: Lobatskaya R.M. 2014. The fault-block structure of the Baikal-Yenisei fault in the region of operating nuclear energy facilities. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (2), 547–562. doi:10.5800/GT-2014-5-2-0140.

РАЗЛОМНО-БЛОКОВАЯ СТРУКТУРА БАЙКАЛО-ЕНИСЕЙСКОГО РАЗЛОМА В РАЙОНЕ ЭКСПЛУАТАЦИИ ОБЪЕКТОВ ЯДЕРНОЙ ЭНЕРГЕТИКИ

Р. М. Лобацкая*Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет,
Иркутск, Россия*

Аннотация: Рассмотрены специфические черты разломно-блокового строения Байкало-Енисейского разлома, расположенного в области сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты с целью анализа безопасной эксплуатации объектов ядерной энергетики Красноярского края. На основе современного положения террас р. Енисея, поверхностей выравнивания разного возраста и глубины эрозионного вреза оценены скорости неотектонических движений в зоне Байкало-Енисейского разлома и на сопредельных территориях. Показано, что максимальные градиенты скоростей современных движений не превышают порядка 10^{-8} – 10^{-9} . Скорости относительных перемещений внутриразломных блоков, ограниченных региональными разломами, составляют в среднем 0.1–0.2 мм/год, а локальными – 0.02–0.03 мм/год, что дает основание оценивать современную геодинамическую активность в зоне Байкало-Енисейского разлома как слабую, не влияющую на безопасную эксплуатацию объектов ФГУП «ГХК» (Горно-химический комбинат).

Ключевые слова: разлом, блоки, разломно-блоковые структуры, кора выветривания, террасы.

1. ВВЕДЕНИЕ

Необходимость детального рассмотрения инфраструктуры крупных разломных зон в районах эксплуатации важных промышленных объектов общеизвестна и не требует дополнительного обоснования. По этой причине изучение разломов в зоне сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты в районе Енисейского кряжа в непосредственной близости от объектов ядерной энергетики ФГУП «ГХК» Красноярского края с разной степенью детальности предпринималось неоднократно, в том числе в течение многих лет и автором данной работы [Lobatskaya, 2005; Lobatskaya *et al.*, 2014a; Lobatskaya *et al.*, 2014b].

Разломная сеть исследуемой территории сформировалась непосредственно на стыке краевых структур древней и молодой платформ. Наиболее существенную роль в их разграничении сыграла система докембрийских структур краевого шва Сибирской платформы в южной части Енисейского кряжа, выделяемая в качестве Байкало-Енисейского разлома [Nikolaev, 1988]. Начиная с триаса, западное крыло краевого шва по серии тектонических ступеней неизменно погружается, а над ним вплоть до голоцене формируются чехольные образования молодой Западно-Сибирской плиты; восточное крыло, напротив, с позднего докембрая до кайнозоя стабильно находится в поднятом состоянии.

Анализ структур восточного крыла Байкало-Енисейского разлома показывает, что его подъем за мезокайнозой далеко не пропорционален погружениям западного крыла ни по амплитудам, ни по скоростям движений, а их достаточно слабая контрастность не обеспечивает заметной неотектонической активности территории. Именно низкая активность рассматриваемой системы разломов юга Енисейского кряжа в свое время явилась весомым аргументом при выборе площадки для строительства ядерных объектов.

Тем не менее вопросы, связанные с реальной, в том числе и количественной, оценкой разломно-блочных структур этой территории, остаются актуальными, требующими специального изучения, которому на протяжении ряда лет были посвящены работы автора и его коллег [Lobatskaya, 2005; Lobatskaya *et al.*, 2014a; Lobatskaya *et al.*, 2014b], позволившие собрать фактический материал и сформулировать главные задачи, рассматриваемые в данной работе. К ним, прежде всего, относится необходимость охарактеризовать инфраструктуру Байкало-Енисейской разломной зоны, определить амплитуды и скорости неотектонических смещений блоков, выполнить ретроспективный тектонический анализ, на основе изучения локальных разломов оценить тенденции современной геодинамической активности и возможности безопасной эксплуатации зданий и сооружений ФГУП «ГХК».

При проведении анализа были использованы литературные данные и материал полевых исследований по

характеру осадочных, вулканогенно-осадочных толщ, прежде всего мезокайнозойских, молодых разновозрастных кор выветривания, полученные при проходке магистральных канав, разноглубинных скважин по геофизическим исследованиям, геохимическим анализам; изучены особенности современного рельефа и его эволюции, принят во внимание материал предшественников, изложенный в геологических отчетах. Карты разломов и неотектоники, которые будут обсуждаться ниже, были выполнены с помощью ГИС-технологий в программах ArcGis и MapInfo и использованием цифровой модели рельефа Global Mapper.

2. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЙКАЛО-ЕНИСЕЙСКОГО РАЗЛОМА

Байкало-Енисейский разлом – крупная дизъюнктивная структура близмеридионального простирания – протягивается с севера на юг вдоль западной окраины Енисейского кряжа до северных отрогов Восточного Саяна более чем на 1000 км. Ширина зоны динамического влияния этой дизъюнктивной структуры составляет не менее 25–30 км. В пределах исследуемой территории вблизи Нижнеканского гранитоидного массива Байкало-Енисейская разломная зона отчетливо проявлена хорошо проработанной полосой крупных региональных разломов, таких как Муратовский, Атамановский, Правобережный, Итатский, Канско-Енисейский, и рядом более мелких локальных разломов в ее восточном, поднятом, крыле (правобережье р. Енисея), и аналогичной полосой разломов, подобных Суханово-Сухобузимскому, Минжуль-Седельниковскому, Первому Красноярскому и другим, – в западном, опущенном, крыле (левобережье р. Енисея). Последняя группа разломов рассекает фундамент Западно-Сибирской плиты и в чехольных образованиях проявлена чрезвычайно слабо. В то же время разломы восточного крыла создают хорошо выраженный в рельефе ансамбль разломно-блочных локальных и региональных структур, представляющих максимальный теоретический и практический интерес для анализа.

Система близмеридиональных локальных и региональных разломных структур правобережья р. Енисей протягивается в виде широкой (до 25–35 км) полосы взбросо-надвиговых структур, для которых характерны существенные изменения угла падения плоскости сместителя (от 20–25° до 75–80°), а нередко даже шарнирный характер, обеспечивающий изменение азимута падения по простирианию. Эта особенность связана как с литологией вмещающих толщ, так и со спецификой наследования более древнего структурного плана территории.

Ярким примером служит Муратовский разлом протяженностью более 50 км в западном латеральном ограничении зоны Байкало-Енисейского разлома. Он разграничивает блоки, выполненные архейскими и

раннепротерозойскими образованиями, вблизи южного окончания и в центральной части падает к востоку в сторону развития архейской толщи. Угол падения не выдержан и изменяется от крутого (75 – 80°) в верхних частях эрозионно-денудационного среза до относительно пологого (45 – 55°) в пределах более глубоких частей эрозионно-денудационного среза, а в северной части его падение меняется на восточное.

Аналогичные вариации изменения наклонов смесятелей характерны и для системы кулисообразных близмеридиональных региональных разрывных структур, отслеживающихся в бассейнах рек Бол. Итат, Мал. Тель, Бол. Веснина, для Канско-Енисейского разлома вдоль приустьевой части р. Кан. По кинематическому типу Канская кулисная система представлена надвигами и взбросами с плоскостями смесятелей, пологопадающими (от 12 – 15° до 40 – 45°) к востоку или имеющими шарнирный характер. В вещественном отношении плоскости смесятелей представлены зонами тонкого рассланцевания, милонитами и ультрамилонитами, иногда линейной корой выветривания. Согласно с падением плоскостей смесятелей нередко встречаются структуры будинажа, причем завальцованные будины можно встретить как в гранитоидах, так и в коре выветривания или в «короподобном» материале, что свидетельствует о постпалеогеновых надвиговых смещениях. Нередко взбросовый характер перемещений по разломам этой системы повторяется и в микромасштабе по небольшим трещинам.

О голоценовых смещениях по упомянутым кулисным структурам свидетельствуют приспособливающиеся к ним долины большей части рек в бассейне Енисея, крутые петли его крупного правого притока – Кана и невысокие пороги типа Большого. В то же время рельефообразующая роль разломных кулис в инфраструктуре зоны Енисейского разлома существенно иная, чем у Муратовского, выраженного крупным тектоническим уступом. У Канской кулисной системы приразломный рельеф представлен серповидными увалами в ограничении запрокинутых блоков и в целом имеет достаточно размытые контуры, за которыми строго следуют долины вышеупомянутых рек. Наиболее типичная картина формирования «надвигового» рельефа наблюдается в правом борту р. Бол. Тель.

В целом внутреннее строение зоны Байкало-Енисейского разлома определяется густой сетью локальных близмеридиональных и север-северо-восточных надвиговых и сбросовых структур, имеющих, как правило, восточное падение. Углы падения плоскостей смесятелей этих разломов варьируются в широких пределах: от 20 – 25° у надвигов до 65 – 75° у взбросов и сбросов. Система упомянутых локальных разломов выкалывает серию микроблоков, вытянутых в близмеридиональном или северо-восточном направлении. Ширина микроблоков изменчива и колеблется от 2 до 6–8 км. Плоскости смесятелей локальных разломов нередко представлены зонами рассланцевания и по-

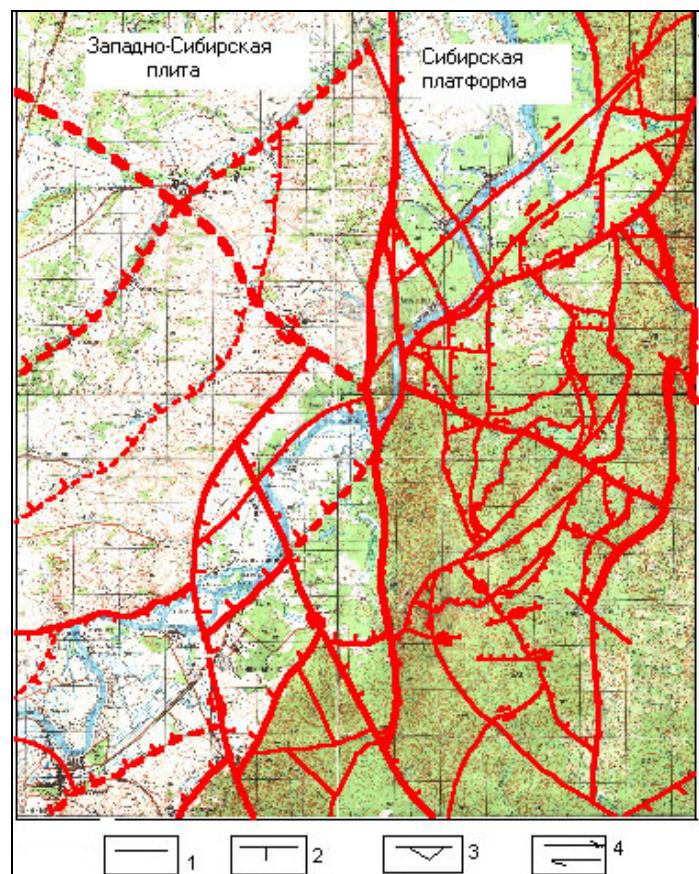


Рис. 1. Схема региональных и локальных разломов (1) в интраструктуре Байкало-Енисейской разломной зоны вдоль области сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты в нижнем течении р. Кан (Канский массив) и их кинематический тип: сбросы (2), взбросы и надвиги (3), сдвиги (4).

Fig. 1. A schematic map showing regional and local faults (1) in the internal structure of the Baikal-Yenisei fault zone along the junction zone of the Siberian platform and the West Siberian plate in the area downstream the Kan river (Kansky massif). Kinematic types of faults: normal (2), reverse and thrust (3), strike-slip (4).

вышенной трещиноватости. Часто по ним выработаны долины водотоков высоких порядков. Характерной чертой этих водотоков является резко выраженная асимметрия бортов, один из которых обычно на много круче другого даже в случае не слишком глубокого эрозионного вреза долины. Расстояние между внутренними близмеридиональными разломами Байкало-Енисейской зоны достаточно выдержанное и составляет 4–5 км между региональными структурами и около 2 км между локальными (рис. 1).

Зона динамического влияния Байкало-Енисейского разлома рассекается двумя более молодыми диагональными системами разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простириания. Обе системы представлены региональными и локальными

сдвигами: первая – с преобладанием левосдвиговой, вторая – правосдвиговой компоненты. Вблизи сдвигов общая раздробленность территории резко возрастает. Плоскости сместителей той и другой систем, как правило, имеют крутое северное падение под углами до 75–80°. Они рассекают рассматриваемую территорию на несколько макроблоков. Кинематика смещений по этим разломам отчетливо прослеживается по смещениям разрывных нарушений зоны Байкало-Енисейского разлома, а в ряде случаев по направлению штрихов на зеркалах скольжения, например в обнажениях, в верхнем течении р. Кантат и нижнем течении р. Кан вблизи с. Подпорог.

Молодой возраст сдвиговых смещений по разломам диагональной системы подчеркивается и тем обстоятельством, что практически повсеместно вблизи зон их сместителей встречаются многочисленные открытые микросдвиговые трещины, правые или левые в соответствии с простиранием трещин и типом смещений по основному сместителю. Кроме того, для этих зон не характерны милонитизация и катаклаз, обычные для унаследованных дизъюнктивов. Их сместители представлены зонами интенсивного дробления, тонкого рассланцевания и системами кулис сколовых макротрещин.

Северо-восточные сдвиги в северной части территории представлены региональными, в южной – локальными структурами. Для них отмечаются выдержаные левосдвиговые смещения, подтверждающиеся как характером микротрещиноватости, так и соотношениями с более древними разрывными системами. В северной части территории они выкальвают серию параллельных клавишно-блочных структур с закономерным увеличением амплитуды сбросовых смещений, начиная с плейстоцена, к север-северо-востоку от 10–20 до 30–40 м.

Северо-западные сдвиги представляют собой сквозные разломы, рассекающие как структуры южного выступа Енисейского кряжа, так и структуры фундамента Западно-Сибирской плиты. Наиболее крупный из них Итатский правый сдвиг протягивается от р. Большой Итат вдоль р. Шумиха к пос. Сухобузимское. Плоскость сместителя круто под углом 75–80° падает к север-северо-востоку. В рельефе правобережья Енисея разлом выражен серией асимметричных долин-рвов. Вертикальные амплитуды рельефа иногда достигают 100 м.

Правосдвиговый характер перемещений подтверждается морфометрическими данными в блоках в крыльях разлома, закономерным «правым» изгибом русел второстепенных водотоков, текущих к северо-востоку. По смещениям этих водотоков амплитуда горизонтальных перемещений за плейстоцен составляет до 800–900 м (при скоростях 0.4–0.5 мм/год).

Упомянутые выше системы разрывных нарушений – взбросо-надвиговая и сбросо-сдвиговая – прослеживаются и на левобережье Енисея, под чехлом кайно-

зойских отложений Западно-Сибирской плиты. Здесь они по-прежнему сохраняют свою рельефообразующую роль даже на фоне слабоконтрастного рельефа. Так, вдоль наиболее крупных из них протягиваются долины рек – Бузим и Минжуль. Однако, судя по клавишным погружениям фундамента в западном направлении на фоне регионального растяжения, близмеридиональные разломы системы краевого шва Сибирской платформы под чехлом Западно-Сибирской плиты, скорее всего, трансформированы в серию сбросов.

3. РАЗЛОМНО-БЛОКОВАЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ВНУТРИ ЗОНЫ БАЙКАЛО-ЕНИСЕЙСКОГО РАЗЛОМА

Вынесенная на цифровую модель рельефа сеть описанных выше разломов разных порядков выкальвает сложную структуру мега-, макро- и микроблоков, характеризующихся различными темпами неотектонических движений, отразившимися в ряде их морфотектонических особенностей. Так, мегаблок левобережья Енисея отличается слабоконтрастным рельефом, стабильными нисходящими движениями, о которых свидетельствует достаточно глубокое залегание фундамента и накопление толщи мезокайнозойских осадков.

Как уже упоминалось выше, погружение этого мегаблока является скомпенсированным: скорости погружений пропорциональны скоростям накопления осадков, о чем свидетельствует полное отсутствие конусов выноса на границе с поднимающимся мегаблоком правобережья р. Енисея. Судя по особенностям рельефа, можно говорить и о некотором увеличении контрастности движений между двумя мегаблоками в течение голоценена, поскольку долина Енисея стабильно смещается к западу, оставляя после себя серию террас (достоверно установлено восемь террас с разным характером аллювия) и свежие многочисленные старицы.

В пределах погружающегося мегаблока выделяются два макроблока (I, II), характеризующиеся различной интенсивностью погружений (рис. 2). Глубина эрозионного расчленения в первом макроблоке составляет 32 м, а во втором – 104 м. Кроме того, уровень раздробленности внутри макроблоков существенно различен: площадь слагающих первый макроблок микроблоков в среднем равна 260 км², а площадь микроблоков во втором макроблоке лишь 50 км².

Мегаблок правобережья р. Енисея, характеризующийся тенденцией к поднятиям, дает еще более контрастную картину. По общей площади этот мегаблок ненамного больше первого, однако степень его раздробленности несравненно выше. Здесь выделяются пять крупных макроблоков и более 50 микроблоков. Разность между минимальными и максимальными значениями глубины эрозионного вреза в макроблоках с тенденцией к поднятиям составляет от 41 до 345 м.

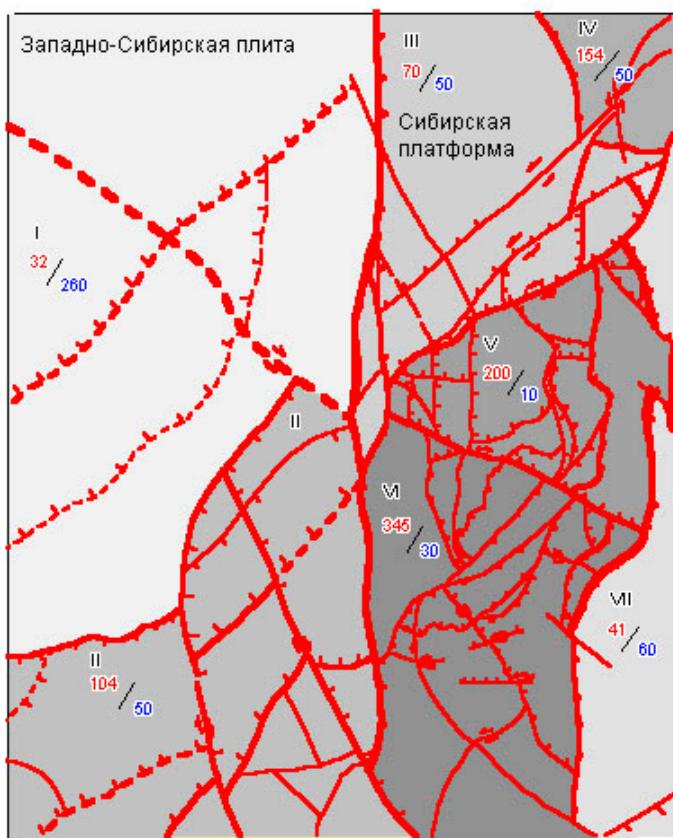


Рис. 2. Схема строения неотектонических мегаблоков (I–IV) в интрапротектонической структуре Байкало-Енисейского разлома.

32/260 – глубина эрозионного вреза в макроблоках, м / площадь соответствующего макроблока, м². Интенсивность окраски соответствует степени контрастности рельефа.

Fig. 2. A scheme of neotectonic mega-blocks (I–IV) in the internal structure of the Baikal-Yenisei fault.

32/260 – erosional incision depth in the macro-block / area of the corresponding macro-block (m/m²). Colour intensities correspond to degrees of topography contrasts.

Средняя площадь слагающих макроблоки микроблоков колеблется в интервале 10–60 км².

Тектонофизический анализ, проведенный по данным трещиноватости и смещениям по локальным разрывам, показал, что для территории правобережья Енисея характерно региональное поле сжатия близширотной ориентировки, в условиях которого длительное время формировались меридиональные взбросо-надвиговые структуры Байкало-Енисейского разлома. Сдвиги, более молодые, чем взбросо-надвиги, являются отражением изменения положения главных сжимающих напряжений в позднем плейстоцене – голоцене с близширотного на меридиональное.

Отмечается весьма показательная тенденция, указывающая на прямую связь между уровнем раздробленности макроблоков и характером поля тектонических напряжений. Полосы максимальной раздроблен-

ности макроблоков соответствуют местам перекрытия регионального поля сжатия локальными сдвиговыми полями напряжений вдоль право- и левосдвиговых разломных структур (рис. 3).

Главным репером для оценки контрастности тектонических движений в макро- и микроблоках правобережья р. Енисея является положение фрагментов неогеновой поверхности выравнивания. Эта поверхность является реперной в целом для южной части Восточной Сибири и для южного края Енисейского кряжа в частности. Поверхность выравнивания рассечена густой эрозионной сетью семи порядков. К эрозионным элементам 1-го порядка относятся мелкие ложки и распадки, к элементам 7-го порядка – долина Енисея. Хорошо известно, что чем выше порядок долины, тем сложнее долинный комплекс и тем дальше вверх по течению продвигается регressive эрозия, направленная на расширение долины и уравновешивание ее продольного профиля.

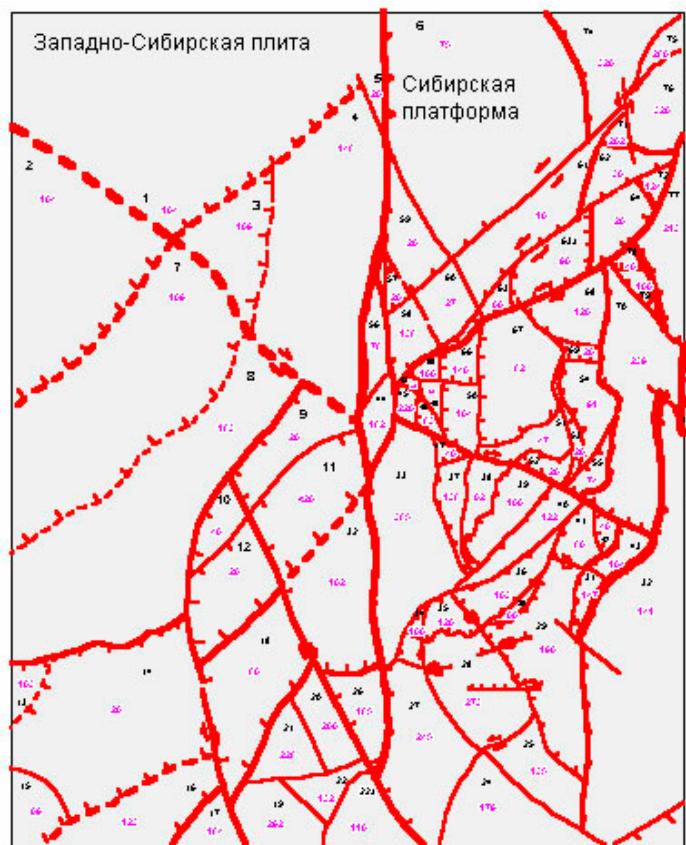


Рис. 3. Схема неотектонических микроблоков в интрапротектонической структуре Байкало-Енисейского разлома.

1–78 – номера микроблоков, 20–385 – глубина эрозионного вреза в микроблоках, м.

Fig. 3. A scheme of neotectonic micro-blocks in the internal structure of the Baikal-Yenisei fault.

1 to 78 – numbers of micro-blocks; 20 to 385 – erosional incision depths in micro-blocks (m).

На рассматриваемой территории эта исходная поверхность расчленения располагается на высотах до 500–600 м и к настоящему времени затронута эрозией 3–4-го порядка. Долины 1–2-го порядка расчленяют поверхность с отметками около 300 м. Таким образом, амплитуда общего тектонического расчленения единой поверхности выравнивания на более мелкие локальные блоки составляет более 200 м, а средняя скорость неотектонических поднятий с эоплейстоцена едва ли превышала 0.1 мм/год. Полученные величины сопоставимы с оценками других авторов [Trifonov, 1999; Shul'ts, 1979]. Тем не менее для микроблоков эти величины варьируются в достаточно широком диапазоне. Так, величина эрозионного вреза в микроблоках колеблется от 20 м (и менее) до 385 м (рис. 3).

Исходя из полученных данных по микроблокам, была рассчитана и построена неотектоническая карта для внутренней зоны Байкало-Енисейского разлома (рис. 4). Расчеты показали, что скорости неотектонических движений в подавляющем большинстве микроблоков равны или меньше среднестатистических и лишь в незначительном количестве микроблоков несколько превышают эту величину, достигая значений 0.12–0.21 мм/год. Примечательно, что микроблоки со скоростями неотектонических движений, превышающими среднестатистические, располагаются вдоль латеральных тектонических границ Байкало-Енисейского разлома и вытягиваются в близмеридиональном направлении. У западной границы вдоль р. Енисея – это изображенные на рис. 3 микроблоки 17, 19, 20, 21, 26, 27, 28, 33; у восточной – вдоль р. Кан и Б. Тель микроблоки 29, 43, 70, 71, 72, 74, 75, 76, 77, 79.

В широтном сечении вкрест простирации зоны Байкало-Енисейского разлома вдоль региональных сдвиговых зон формируются системы запрокинутых микроблоков. К ним следует отнести микроблоки 33, 37, 38, 39, 40, 41, 42, 43, 46 вдоль южного борта Шумихинского разлома и микроблоки 67, 68, 70, 79 вдоль южного борта Канско-Атамановского разлома.

Особо следует сказать о тектонических микроблоках, характеризующихся относительно высокой контрастностью эрозионного расчленения и относительно высокими (более 0.12 мм/год) скоростями тектонических движений. К ним, прежде всего, относятся микроблоки вдоль долины р. Енисея 27, 28 и особенно 33. Эти микроблоки являются самыми молодыми и характеризуются ускоренным темпом тектонических движений в голоцене, о чем свидетельствует крутой тектонический уступ вдоль западного края блока с почти четырехсотметровым перепадом высот от вершинной поверхности до подножья, густая сеть совсем молодых водотоков 1–2-го порядка на склоне уступа, «отступление» долины р. Колонтаг на ее меридиональном отрезке от места выхода долины из гор к западу от края тектонического уступа на 1000–1200 м. Судя по эрозионной сети и детальным полевым наблюдениям, эти блоки характеризуются высокой плотностью микротре-

щиноватости. Близкая картина наблюдается в микроблоках 70, 71, 74–77 вдоль восточной границы Байкало-Енисейской зоны.

Микроблоки в центральной части зоны Байкало-Енисейского разлома отличаются минимальными значениями эрозионной расчлененности. Причина их «запаздывания» связана, прежде всего, с их структурным положением внутри инфраструктурного пространства крупной разломной зоны. Кроме того, в оценке устойчивости отдельных микроблоков необходимо учитывать структурно-литологический фактор. К таким микроблокам следует отнести, прежде всего, блок 67. Эта территория долгое время (MZ_{2-3}) заполнялась мощной толщей юрских отложений и характеризовалась устойчивой тенденцией к погружению. Этот фактор явился причиной более слабой вовлеченности в процессы кайнозойской активизации и эрозионно-денудационного расчленения.

Данные, полученные в целом для инфраструктуры зоны Байкало-Енисейского разлома, показывают, что при всей описанной выше интенсивной раздробленности территории и контрастности макро- и микроблоков область сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты в районе Нижнеканского гранитоидного массива следует отнести к регионам со средней и низкой степенью тектонической активности. Полученные оценки позволяют говорить о максимальных скоростях современных вертикальных движений не более 0.2 мм/год и горизонтальных (исходя из амплитуд сдвигов) не более чем 0.4–0.5 мм/год. В то же время проведенный анализ не дает исчерпывающего ответа на вопросы об активности региональных и локальных разрывных нарушений, расположенных в непосредственной близости от объектов ФГУП «ГХК», а следовательно, и о степени безопасности их эксплуатации, что заставляет перейти на еще более детальный уровень рассмотрения разломно-блочных структур внутри зоны Байкало-Енисейского разлома.

4. АНАЛИЗ РЕГИОНАЛЬНЫХ И ЛОКАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ НА ПЛОЩАДКЕ ВБЛИЗИ ОБЪЕКТОВ ФГУП «ГХК»

В связи с высокой практической важностью данных о разломной тектонике для специфических объектов, к которым относятся объекты ядерной энергетики, при картировании, классификации и оценке разломов использовалась понятийная и методологическая база, рекомендованная Госатомнадзором России. В частности, по отношению к выделению разломных структур на площадке размещения объектов ФГУП «ГХК» применялись два понятия: *активный разлом* – тектонический разлом, в зоне которого за четвертичный период геологического развития (миллион лет) произошло относительное перемещение примыкающих блоков земной коры на 0.5 м и более или наблюдаются их относительные смещения со скоростями современных

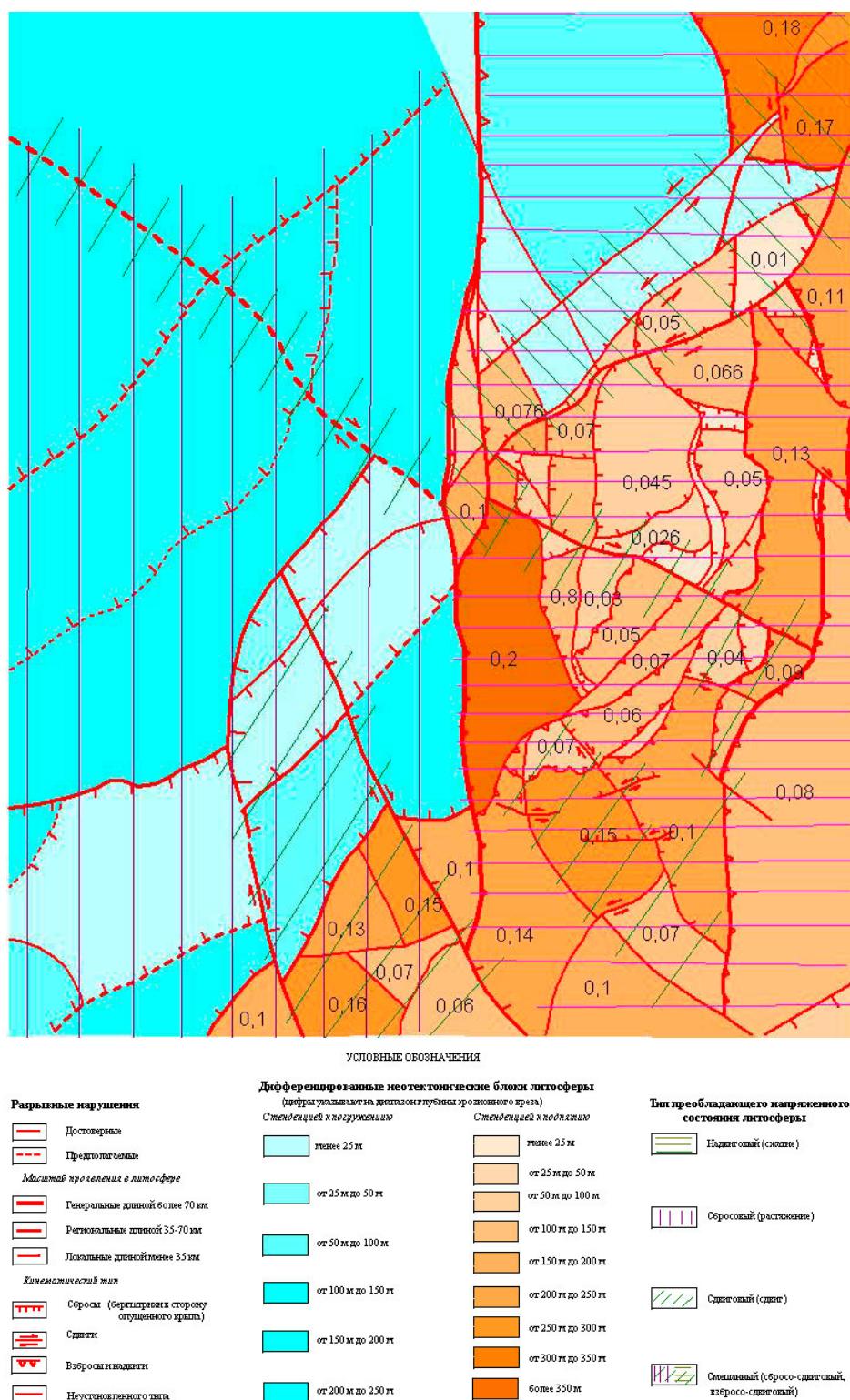


Рис. 4. Неотектоническая схема интраструктурь Байкало-Енисейского разлома в зоне сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты в нижнем течении р. Кан (Канский массив).

0.01–0.21 – скорости вертикальных тектонических движений за плеистоцен, мм/год, вертикальная штриховка соответствует областям преобладания близгоризонального растяжения, вертикальная – областям близгоризонтального сжатия, косая штриховка соответствует локальным областям левосдвиговых и правосдвиговых тангенциальных напряжений.

Fig. 4. A neotectonic scheme of the internal structure of the Baikal-Yenisei fault in the junction zone of the Siberian platform and the West Siberian plate in the area downstream the Kan river (Kansky massif).

0.01 to 0.21 – velocities of vertical tectonic movements in the Pleistocene (mm per year). Areas of dominating near-horizontal compression are marked by vertical hatching. Local areas of tangential stresses of left- and right-lateral shear are marked by oblique hatching.

движений 5 мм/год и более; геодинамические зоны – линейные или кольцевые тектонические структуры, активные в четвертичное время, в пределах которых установлен градиент скорости четвертичных движений 10^{-9} в год и более.

В оценку активных разломов были включены такие характеристики, как их длина, ширина зоны динамического влияния, определение возраста последней активизации, амплитуда смещений за последний активный период, параметры тектонических блоков, выкальваемых активными разломами, скорости и направление смещений (поднятие, опускание, сдвиг, наклон) тектонических блоков, крип в тех немногочисленных случаях, когда он имел место. Градиент смещений был рассчитан по формуле, предложенной М.В. Гзовским как отношение амплитуды смещения к ширине зоны деформирования и единице времени. При возрастных оценках были приняты градации на современные или активные разломы в течение последних 100 лет; исторические, активность которых проявлялась от 100 до 6 тыс. лет; молодые – от 6 до 12 тыс. лет; четвертичные – с возрастом до 2.588 млн лет; новейшие, сформировавшиеся за последние 35–40 млн лет.

Важным классификационным критерием является порядок и ранг активных разломов и, прежде всего, сейсмогенных тектонических структур, поскольку в свое время М.А. Садовским с коллегами была установлена прямая зависимость энергии, выделяющейся при землетрясении, от длины сейсмогенного разрыва. Необходимо отметить, что длина разлома и вне сейсмоактивной области также играет важную роль, поскольку чем длиннее разлом, тем шире зона его динамического влияния [Sherman, 1977; Lobatskaya, 1987], тем выше, при прочих равных условиях, его потенциальное негативное влияние на здания и сооружения [Lobatskaya, Koff, 1997].

Возраст разломов определялся по началу формирования современного рельефа Южной Сибири, который достаточно точно оценивается по началу расчленения мел-палеогеновой поверхности выравнивания, фиксирующейся остатками коры выветривания и соответствует 3.5 млн лет – времени, когда полноценные латеритные красноцветные коры выветривания сменились гидрослюдистой корой, формировавшейся в условиях заметной активизации тектонических движений и сопровождавшейся, в свою очередь, похолоданием на всей территории Южной Сибири.

Поскольку рассматриваемая территория не относится к категории сейсмоактивных, количественная оценка степени активности разломов базировалась на расчете амплитуд, скоростей и градиентов неотектонических (молодых, современных) смещений в противоположных крыльях локальных и региональных разломов. В основу этих расчетов были положены количественные данные о речных террасах, положении пенеплена в разных крыльях разлома, глубине эрозионного вреза в поднятых и опущенных крыльях, гради-

енте рельефа, мощности и типе кайнозойских осадков в приразломных впадинах, которые позволили определить амплитуду вертикальных смещений по разломам, а затем рассчитать их скорость.

Ширина зоны активного динамического влияния каждого из выделенных разломов определялась по комплексу геолого-геоморфологических признаков в процессе полевых исследований и при последующей камеральной обработке данных о распределении плотности сопутствующих разрывов. В тех случаях, когда из-за условий слабой обнаженности получение достоверных полевых результатов было затруднено, эта величина рассчитывалась по эмпирической формуле [Sherman, 1977]. Данные, полученные тем и другим способом, не противоречат друг другу, и ширина зон активного динамического влияния разломов рассматриваемой территории составляет не более 10 % от длины каждого из них.

На территории исследованной площадки ФГУП «ГХК» имеются фрагменты неогеновой террасы с подошвой на гипсометрическом уровне 230 м и двух четвертичных: пятой, с подошвой на гипсометрическом уровне около 172–174 м, и седьмой, с подошвой на гипсометрическом уровне около 198 м (рис. 5).

Неогеновая терраса представлена горизонтом багряно-бурых галечников прирусовой фации в супесчано-глинистом субстрате со следами продуктов химического выветривания (рис. 6, б). Галечный материал разнороден как по составу, так и по размерам обломков горных пород, характерных для девонских вулканогенно-осадочных толщ Восточного Саяна. Он залегает непосредственно на поверхности пенеплена с красноцветной корой выветривания по архейским гнейсам позднемелового – раннепалеогенового возраста (рис. 6, б), перемытые и переотложенные продукты которой входят в состав субстрата гравийно-галечного горизонта неогеновой террасы. Гальки хорошо окатаны вследствие дальности переноса.

Пятая терраса представлена толщей песков, мощностью около 7–10 м, залегающих на делювиальных суглинках, супесях и переотложенном гравийно-песчано-глинистом материале невыдержанной мощности с характерными для отложений этого типа фациальными переходами.

Седьмая терраса представлена гравийно-галечными отложениями с песчаным заполнителем мощностью около 15–20 м. Она залегает непосредственно на эродированной поверхности мел-палеогенового пенеплена (см. рис. 5).

Анализ наличия смещений и деформаций в постпалеогеновой толще проводился на основании данных серии скважин и геологических разрезов по данным тренчинга вкрест простирации разломов. Оказалось, что поверхность пенеплена при пересечении всех без исключения локальных разрывных нарушений площадки немного прогнута и либо представлена незначительной, достаточно пологой впадиной, характерной

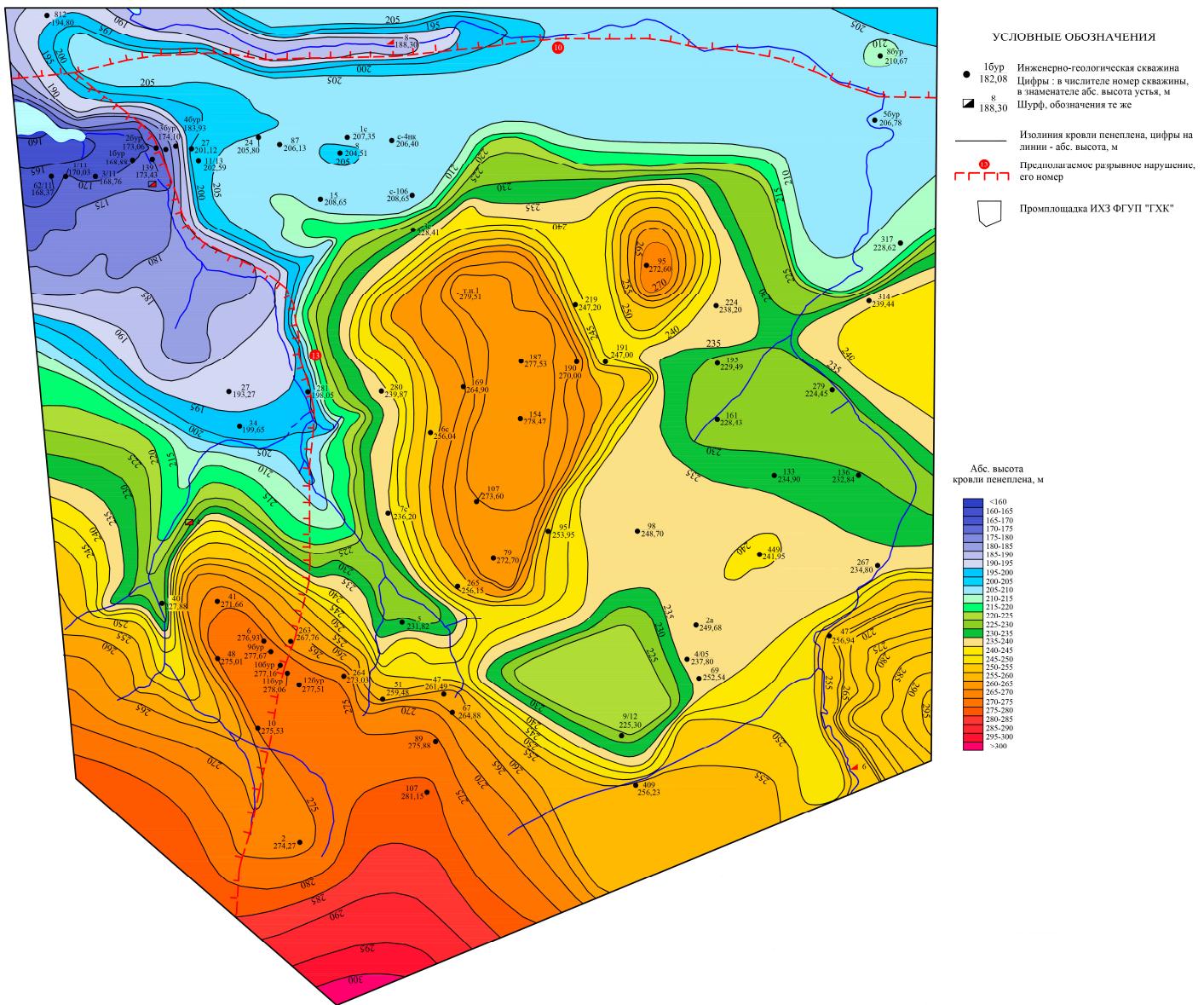


Рис. 5. Карта положения мел-палеогеновой поверхности выравнивания и мест сбора полевого фактического материала вблизи объектов эксплуатации ФГУП «ГХК» (по данным [Khafizov *et al.*, 2012]).

Fig. 5. A map showing the position of the Cretaceous-Paleogen peneplanation plane and field measurement sites near FGUP GKhK (Mining and Chemical Combine) (according to data published in [Khafizov *et al.*, 2012]).

для линейных кор выветривания, которые обычно формируются по докоровым разрывным нарушениям, либо совпадает с одним из бортов небольшого ручья.

Горизонты, перекрывающие пенеплен, и прежде всего положение подошвы описанных выше неогеновой и пятой террас р. Енисея, так же, как и поверхность пенеплена, не имеют видимых следов деформаций и смещений, что свидетельствует о допозднемеловом возрасте локальных разрывных нарушений и отсутствии следов молодой и современной тектонической активности.

Специфика современной эрозионно-денудационной поверхности с линейными формами, вдоль которых

сформировались долины ручьев, определяется неравномерным выносом коры выветривания, формировавшим современные водораздельные пространства и служившим базовым горизонтом для разновозрастных террас Енисея. Вынос линейной коры выветривания, возникавшей над древними, как минимум домеловыми, чаще доюрскими, разрывными нарушениями, вглубь по которым выветривание проникало на несколько десятков метров ниже, чем на плоскодной коре, привел к появлению в рельефе глубоких линейных эрозионных борозд.

Разрушение линейной мел-палеогеновой коры выветривания шло двумя путями. В том случае, когда ее

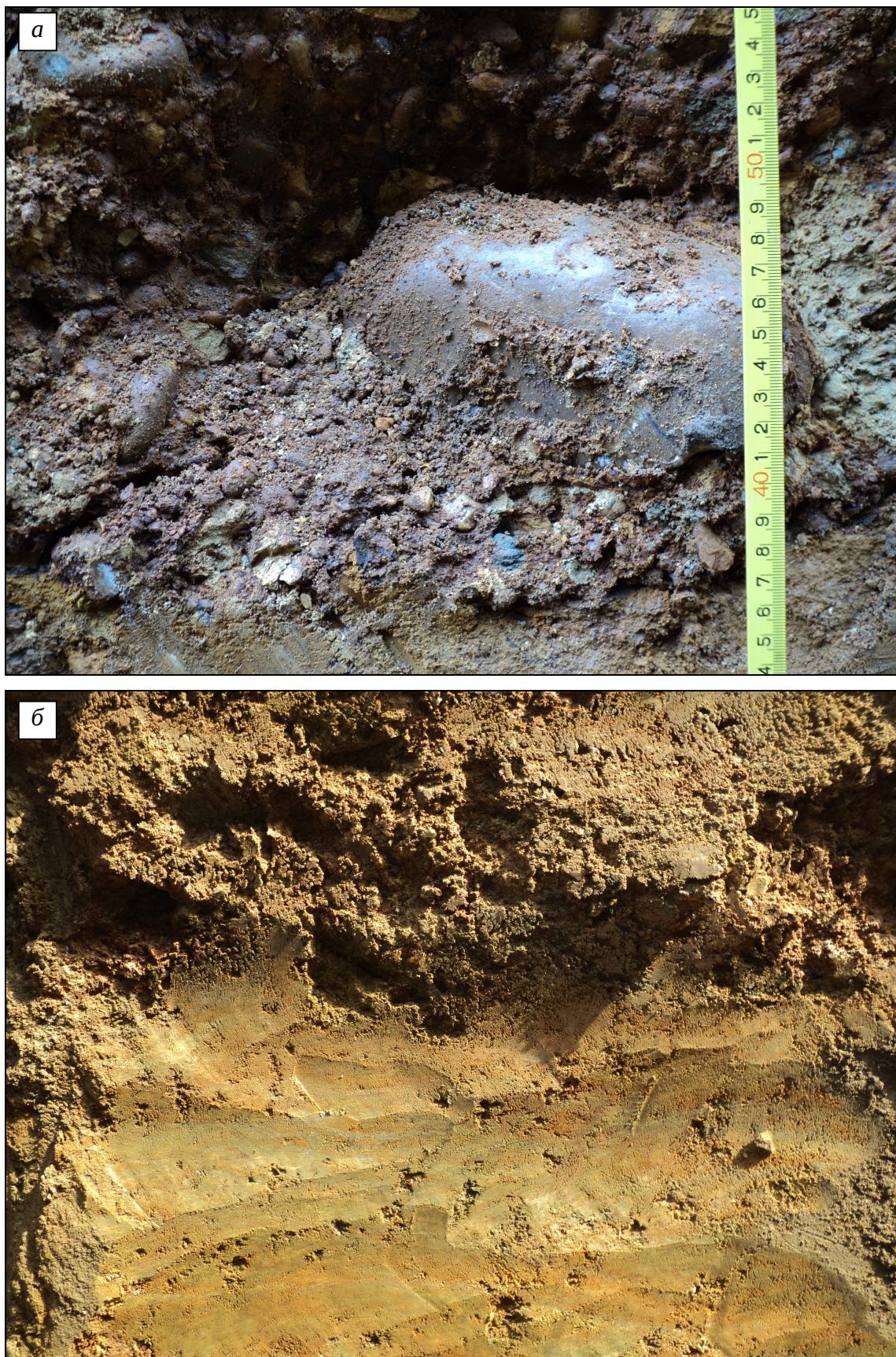


Рис. 6. Трекинг вдоль поверхности выравнивания и образцов мел-палеогеновой коры выветривания по гнейсам архея (а) и неогеновой террасы (б).

Fig. 6. Trenching along the peneplanation plane and sampling of the Cretaceous-Paleogenic weathering crust at the Archean gneisses (a) and the Neogenic fluvial terrace (б).

Обобщенные данные о вещественном составе и возрасте осадков на площадке ФГУП «ГХК»

Compositions and ages of sediments on site of FGUP GKhK (Mining and Chemical Combine)

№ слоя	Краткое описание состава слоев (снизу вверх)	Относительный возраст
5	Суглинок легкий, палево-бурый, палево-серый, перекрытый почвенно-растительным слоем	голоцен (после 12 тыс. л.)
4	Тяжелый суглинок с белым налетом и белыми конкрециями, разрушенными до рыхлого порошкообразного карбонатного материала	плейстоцен (2.6 млн л. – 12 тыс. л.)
3	Багряно-красный тяжелый суглинок с редкими включениями гальки и гравия	плиоцен (5.3–2.6 млн л.)
2	Багряно-бурые галечники прирусловой фации со следами продуктов химического выветривания	миоцен–плиоцен (23.03–5.3 млн л.)
1	Красноцветная кора выветривания по гнейсам	поздний мел – палеоген (70–33.9 млн л.)

размыв и вынос сопровождались формированием террас Енисея, возникали предпосылки для формирования уступов и негативных линейных форм с асимметричным профилем рельефа, по которым впоследствии заложилась современная эрозионная сеть, занятая долинами мелких ручьев. В других случаях линейная кора выветривания частично захоранивалась под толщей четвертичных отложений и сохранялась длительное время в практически неразрушенном состоянии. Однако постепенно современный эрозионный процесс начал ее вскрывать, выносить, за счет чего сформировались линейные формы рельефа с симметричными бортами (см. рис. 5).

О низкой тектонической активности изученных разломов в инфраструктуре Байкало-Енисейской разломной зоны свидетельствует и ряд полученных количественных показателей. Это, прежде всего, значения скоростей и градиентов смещений в их крыльях. Детальные данные были получены по двум десяткам региональных и локальных разломов и показали, что скорости вертикальных смещений колеблются в интервале 0.001–0.008 мм/год, а градиент даже при самом неблагоприятном расчете (за миллион лет) составляет не более $1 \cdot 10^{-8}$.

Важнейшую информацию, как уже было упомянуто, для понимания эволюции геодинамической активности территории в целом и разрывных нарушений в частности дает материал по корам выветривания и по их соотношению с аллювиально-делювиальными отложениями. Канавами и скважинами на территории площадки вскрыты как минимум два разнотипных горизонта красноцветных кор выветривания и гидрослюдистая кора выветривания по гнейсам (рис. 6, а). Нижний красноцветный горизонт кор характеризуется высоким содержанием свободного глинозема, верхний – его отсутствием. Соотношение в разрезе корового и аллювиально-делювиального материала по данным, полученным в одной из наиболее представительных канав, показано в таблице.

Каждый из слоев соотнесен с определенными возрастными этапами, обоснование выделения которых

выполнено по известным геоклиматическим реконструкциям [Mats et al., 2001] и отражает эволюцию весьма показательных геолого-климатических процессов, которые протекали на территории юга Восточной Сибири начиная с конца мезозоя [Mats et al., 2001; Zabiyaka, 1998; Alter, 1964].

Известно, что со второй половины мела и до рубежа палеогена–неогена здесь господствовал жаркий, влажный тропический и субтропический климат, при котором в условиях тектонического затишья, охватившего огромные пространства, формировались красноцветные латеритные коры выветривания. Ни до, ни после этого времени благоприятных условий для появления в корах свободного глинозема не существовало.

Второй климатический оптимум случился на этой территории в позднем миоцене – раннем плиоцене. Климат был близок к современному средиземноморскому, однако он не способствовал формированию свободного глинозема, поэтому при некотором внешнем сходстве эти два горизонта принципиально отличны и являются важными реперами в реконструкциях истории геологического развития территории и подтверждаются результатами химических анализов, выполненных в процессе исследований в Томском государственном университете.

В раннем плейстоцене климатический оптимум сменился резким похолоданием. На этом последнем этапе повсеместно формировались горизонты делювиально-пролювиальных отложений, обогащенные карбонатным материалом и имеющие специфический облик глин и суглинков, характеризующихся белым налетом, белыми прожилками и конкрециями внутри горизонта.

Из литологово-возрастной последовательности, отраженной в таблице, выпадает олигоцен (33.9–23.03 млн л.), что является вполне закономерным, поскольку это время связано с началом наиболее заметной активизации, расчленения мел-палеогеновой поверхности выравнивания, с формированием тектонических поднятий и эрозионно-денудационной сети, развитие которой продолжается до настоящего времени.

Следует отметить, что в олигоцене эрозионно-денудационные процессы преобладали над аккумулятивными, поэтому выпадение олигоценовых отложений из разреза является для территории юга Восточной Сибири ординарным случаем.

К миоцену расчленение рельефа было закончено, сформировалась эрозионная сеть и появились крупные водные потоки (р. Енисей и его бассейн), аккумулятивная деятельность в зоне Байкало-Енисейского разлома вновь начала превалировать над эрозионной, как это было показано выше.

5. Обсуждение результатов восстановления эволюции геодинамической активности зоны Байкало-Енисейского разлома

Для более полной оценки тенденций эволюции геодинамической активности были использованы данные о геологическом строении докайнозойских образований рассматриваемой территории [Geology of the USSR, 1961; Yanshin, 1969; Nikulov et al., 2003]. По геологическим материалам предшественников хорошо известно, что наиболее древними являются гнейсы атамановской толщи канской серии архея, на которых практически повсеместно залегает вышеупомянутая средне-позднемезозойская – раннекайнозойская разнотипная кора выветривания, в настоящее время перекрытая маломощным чехлом делювия, аллювиальными отложениями неогеновой и четвертичных террас Енисея и в локальных участках вскрыта скважинами под юрскими осадочными породами. На сопредельных с площадкой территориях большое распространение получили раннепротерозойские гранитоиды Нижнеканского массива, обнажающиеся по зонам наиболее крупных разломов, сформировавшихся на финальных этапах становления платформенного режима на западной окраине Сибирского кратона.

Южнее исследуемой площадки известны выходы осадочных и осадочно-вулканогенных толщ ордовика, представленного лавами, туфами, трахиандезитами, трахиандезибазальтами и кластоловами; девона, состоящего из грубообломочных терригенных пород вблизи подошвы горизонта, туфов и трахибазальтов в средней части и терригенно-хемогенных в верхней; карбона, с размывом и несогласием залегающего на породах верхних горизонтов девона, представленного тонкообломочными и хемогенными отложениями с примесью вулканогенного материала.

Наконец, непосредственно на территории площадки и в ее ближайшем окружении докембрийские образования фрагментарно перекрыты юрскими песчано-глинистыми осадочными толщами макаровской и итатской свит. Снизу вверх повсеместно разрез остается однотипным и начинается грубообломочными конгломератами, а заканчивается алевролитами и аргиллитами. Отложения юры подстилаются корой вывет-

ривания позднетриасового-раннеюрского возраста. На локальных участках к востоку от площадки известны раннемеловые отложения, представленные белыми каолиновыми глинами и каолинсодержащими песчаниками коры выветривания. Полученный в процессе бурения керн позволяет говорить о том, что состав корового материала среднего мезозоя ($T_3^3 - J_1$), позднего мезозоя – раннего кайнозоя ($K_2^6 - P_{1+2}; N_{1+2}$) существенно различен и соответствует разнотипным физико-географическим условиям их формирования.

Приведенный фактический материал свидетельствует о том, что с позднего докембра (протерозой) территория площадки ФГУП «ГХК» развивалась в условиях стабильного, спокойного тектонического режима, преимущественно в континентальных физико-географических условиях, не предполагавших дифференциации тектонических движений и заметного разломно-блочного расчленения массива по древним разломам, которые вплоть до рубежа ранней-средней юры не активизировались. О преобладании денудационного режима в этой части юга Енисейского кряжа на протяжении около 1400 млн лет с рубежа приблизительно в 1600 млн лет (поздний докембр) до второй половины фанерозоя 208.5 млн лет (конец триаса, ретороманский век) свидетельствует полное отсутствие следов эрозионно-аккумулятивной деятельности.

Необходимо отметить, что к югу от площадки исследований тектоническая активизация имела место. Денудационный режим там кратковременно сменялся аккумулятивным, в те моменты, когда завершались орогенные стадии развития в расположенных к югу горных областях (постсалайская в ордовике, посткаледонская в девоне и раннем карбоне). На сопредельных с площадкой территориях и к северу от нее шел стабильный снос осадочного материала, который был направлен в сторону окраинных морей Палеоазиатского океана, занимавших сопряженную с кряжем северо-восточную опущенную часть древней Сибирской платформы. К концу триаса денудационные процессы существенно замедлились, морской бассейн начал смещаться еще дальше к северо-востоку, снос материала с поверхности кристаллического основания Енисейского кряжа прекратился, а изменившаяся тектоническая и климатическая обстановка способствовала началу формирования наиболее древней из сохранившихся позднетриасовой-раннеюрской коры выветривания на сформировавшемся обширном пенеплена, который занял все пространство Южной Сибири. Как свидетельствует наличие уже упомянутых палеозойских отложений, для юга Сибири это была далеко не первая эпоха пенепленизации и гипергенеза, которые обычно наступают вслед за орогенным этапом. Так, салайский орогенез докатился непродолжительным, локальным маломощным всплеском тектоно-магматической активизации до самых южных окраин Енисейского кряжа (не севернее с. Вознесенское), где архей-протерозойская консолидированная толща бронирована лавами и пирокластами ордовика.

Каледонский тектонический этап трансформировался из Восточного Саяна также на самый южный край кряжа (не севернее п. Бархатово). Следы посткалевонской тектономагматической активизации сохранились в виде разнородных осадочно-вулканогенных и осадочных толщ трех свит девона (D_{1-3}) и раннего карбона (C_1). Однако тектонические условия, существовавшие в пределах Енисейского кряжа на сопредельных с изучаемой площадкой территориях, ни в посткалевонскую, ни в посткалевонскую эпоху не привели к дифференциации рельефа, а вслед за ней и к депланационно-аппланационным процессам, в результате которых древние коры могли бы сохраниться в погребенном состоянии.

Впервые с позднего докембрия волнообразно-колебательные движения на изучаемой территории начались только после постгерцинского этапа корообразования, охватившего огромные территории от Южного Урала до Забайкалья. Они привели в ранней-средней юре к смене длительного, устойчивого денудационного режима аккумулятивным, что повлекло за собой частичный переход постгерцинского (раннеюрского) пенеплена в ископаемое состояние. Эта смена режима протекала в значительной степени отлично от более южных территорий Енисейского кряжа. Отголоски орогенеза докатились сюда уже в сильно редуцированном виде. Энергия волновых колебательных тектонических движений было достаточно лишь для формирования пологих прогибов, медленно погружающихся на фоне крупной, приподнятой денудационной поверхности. Терригенные толщи формировались в континентальных озерных бассейнах, в которые грубообломочный материал поступал только на самых ранних этапах их формирования, постепенно сменяясь более тонкообломочным, дифференциация тектонических движений была достаточно вялой, а обрамление впадин гладким.

Юрские эрозионно-тектонические впадины формировались на сложном расчлененном рельефе докембрийского фундамента. Некоторые из них были приурочены к древним разломным структурам, пережившим активизацию. При этом в пределах их поднятых крыльев не сформировалось высоких поднятий, а тем более горных сооружений, вследствие чего приразломные участки юрских впадин в процессе длительного и плавного погружения превратились во флексуры. Вблизи площадки примером может служить юрская впадина, примыкающая к Правобережному разлому. Специфика юрского осадконакопления являлась в своем роде уникальной, поскольку оба диаметральных процесса – денудационный и аккумулятивный – были взаимно скомпенсированы. Одновременно с формированием озерных котловин на обширных пологих водоизделах продолжалось формирование пенеплена. Денудация и эрозия являлись источником коррелятных отложений. Таким образом, юра характеризовалась специфическим депланационно-аппланационным про-

цессом, при котором снос материала с пологих поднятий компенсировался их одновременным накоплением в сопредельных пологих впадинах. Юрский скомпенсированный тектогенез свидетельствует об относительно слабой активизации этого времени в пределах структур южного краевого выступа Енисейского кряжа, которая не привела к их блоковому расчленению.

К меловому времени депланационно-аппланационный процесс завершился. Прогибание континентальных впадин и формирование в них коррелятных отложений постепенно прекратились. Озерные бассейны были полностью перекрыты осадочным материалом, сносимым с сопредельных поднятий, а сами поднятия существенно денудированы, вследствие чего к концу мезозоя вновь сформировалась обширная пенепленизированная поверхность и начался этап мел-палеогенового гипергенеза и длительного тектонического затишья. Мел-палеогеновая кора выветривания формировалась не только по метаморфизованным докембрийским породам, но и по литифицированным юрским образованиям, где в приповерхностных горизонтах аргиллитов и алевролитов встречается большое количество линз и прослоев каолинов.

На протяжении почти 100 млн лет – со средней юры до позднего мела – территория медленно поднималась, шло формирование новой денудационной поверхности на фоне заметного снижения тектонической активности. С маастрихта (72.1 млн лет) установился и просуществовал в течение всего палеоцена–эоцена режим тектонического затишья, не осложненный даже сколько-нибудь заметными волновыми колебательными движениями. Жаркий, влажный субтропический климат способствовал формированию кор выветривания полного профиля со свободным глиноземом, аналогичных вскрытых в канавах.

Тектоническое затишье в пределах площадки, как и на всей территории юга Сибири, закончилось к началу олигоцена. Во временном интервале от 33.0 млн лет до 23.3 млн лет эта территория подвергалась интенсивному преобразованию. Началось обновление древних разломных зон, по которым шли дифференцированные разломно-блоковые смещения и формирование в основных чертах современного глыбово-впадинного рельефа. По существу, олигоцен явился самой заметной эпохой активизации тектонических движений за весь фанерозой на близких к площадке исследования территориях. Именно на олигоцен приходятся максимальные скорости тектонических движений, которые не отмечены ни в предыдущие, ни в последующие временные интервалы (рис. 7).

В миоцен-плиоценовую эпоху активность тектонических движений заметно ослабла. Эрозионная и эрозионно-аккумулятивная деятельность сосредоточилась вдоль границ поднятых и опущенных блоков, часто приуроченных к зонам древних разломов, активизировавшихся в олигоцене. Началось формирование цокольных террас Енисея [Gorshkov, 1961]. Фрагменты

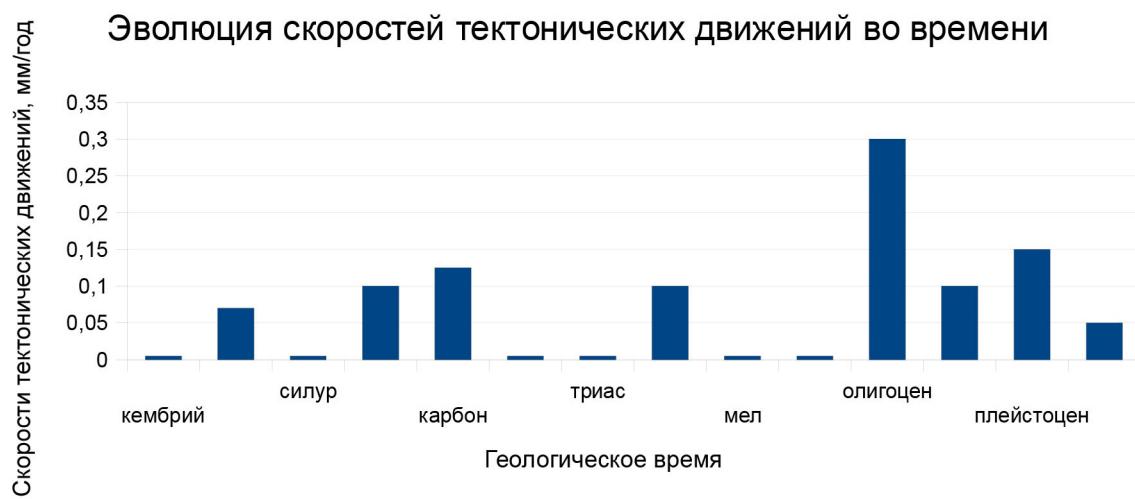


Рис. 7. График скоростей тектонических движений в инфраструктуре Байкало-Енисейского разлома с докембрия до кайнозоя.

Fig. 7. A histogram of tectonic movement velocities in the infrastructure of the Baikal-Yenisei fault from the Precambrian to the Cenozoic.

такой террасы вскрыты канавой и скважинами непосредственно на территории площадки. Гравийно-гальчевые отложения террасы содержат большое количество глинистого материала, что является свидетельством размыва и переотложения продуктов мел-палеогеновой коры выветривания.

С эоплейстоцена (2.5 млн лет) отмечается незначительное нарастание тектонической активности. Формируются террасы крупных рек, таких как Енисей, Кан. Однако при этом наблюдается отчетливое сглаживание конфигурации разломно-блочных морфоструктур, сформированных к концу олигоцена. К рубежу плейстоцена-голоцена выработка продольного профиля равновесия наиболее крупных рек постепенно уступает место выработке поперечного профиля. В пределах долины Енисея насчитывается семь надпойменных террас, фрагменты двух из них – 7-й и 5-й, – располагаются непосредственно в пределах площадки [Gorshkov, 1961].

С начала голоцена (около 12 тыс. лет) и до настоящего времени идет формирование маломощных делювиально-пролювиальных, делювиально-коллювиальных оползневых отложений, свидетельствующих о невысокой активности тектонических процессов. Об отсутствии заметных тектонических смещений можно судить также и по достаточно слабой современной эрозионной деятельности. Протяженность и разветленность эрозионной сети низкая, попятной эрозии и быстротоков не наблюдается. Кроме того, на умеренных высотах водораздельных пространств отмечается хорошая сохранность денудационного рельефа мел-палеогенового и миоцен-плиоценового возраста, что свидетельствует об унаследованности современными морфоструктурами позднемезозойской-раннекайнозойской поверхности выравнивания и, следовательно, о невысокой тектонической активности.

зойской поверхности выравнивания и, следовательно, о невысокой тектонической активности.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный выше фактический материал дает возможность для оценки эволюции скоростей тектонических движений начиная с постпротерозойского времени. Посылками для расчетов являются известные данные о скоростях эрозионно-денудационных процессов [Kukal, 1989], данные о мощностях осадочных толщ, сформированных в палеозойских и мезозойских бассейнах, данные о скоростях олигоценовых глыбово-блочных движений на юге Сибири, о градиентах современного рельефа, о превышениях водораздельных поверхностей над эрозионными врезами, об амплитудах смещений по разломам, рассчитанных по положению фрагментов разновозрастных поверхностей выравнивания (рис. 7).

Из рисунка 7 видно, что рассматриваемая территория в течение всего фанерозоя отличалась невысокой тектонической активностью. Всплески волновых колебательных движений палеозоя были достаточно слабыми, о чем свидетельствует фрагментарный характер распространения осадочных и осадочно-вулканогенных толщ ордовика, девона и карбона. Юрский тектогенез носил отчетливый компенсационный характер, возможный лишь при медленных волновых движениях. Скорости палеозойских и раннемезозойских тектонических движений не превышали 0.1 мм/год, а возможно, были даже ниже, если судить только по мощностям литифицированных осадков.

На фоне в целом колебательно-волнового процесса

отмечаются длительные периоды тектонического за-тишья, сопровождавшегося крупномасштабными де-нудационными процессами в кембрии, силуре, пермо-триасе, мел-палеогене, когда скорости тектонических движений были менее 0.05 мм/год. Всплеск тектони-ческой активности в олигоцене можно рассматривать лишь как явление относительной активизации, при-веденной к формированию блоково-глыбовых структур. О возникновении горных сооружений речь, разумеет-ся, не идет. В это время скорости тектонических дви-жений на юге Енисейского кряжа составляли не более 0.3 мм/год, тогда как в моменты активного орогенеза они обычно достигают от 3–5 до 10–15 мм/год.

Начиная с миоцена скорости тектонических дви-жений, рассчитанные по скоростям эрозионного процес-

са, редко достигают 0.2 мм/год. Современная тектони-ческая активность не превышает 0.1 мм/год, чаще все-го она на порядок ниже. Упомянутые значения скоро-стей тектонических движений недостаточны для круп-номасштабной активизации разломной сети и фор-мирования молодых разломно-блоковых структур. В свя-зи с этим скорости современных тектонических дви-жений по ним не превышают 0.02–0.04 мм/год, а скоро-стии неотектонических движений в соседних бло-ках в инфраструктуре Байкало-Енисейской разломной зоны разнятся чаще всего не более чем на 0.03–0.05 мм/год, что позволяет с уверенностью говорить о ее низкой современной активности, обеспечивающей безопасность эксплуатации объектов ФГУП «ГХК».

7. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Alter S.P., 1964. Ancient peneplanation planes and weathering crust of the southern Yenisei ridge. *Reports of the Institute of Geography of Siberia and the Far East* 7, 38–51 (in Russian) [Альтер С.П., Древние поверхности выравнивания и коры выветривания южной части Енисейского кряжа // Доклады Института географии Сибири и Дальнего Вос-тока. 1964. Вып. 7. С. 38–51].
- Geology of the USSR. 1961. Volume XV. Krasnoyarsk Region. Nedra, Moscow, 815 p. (in Russian) [Геология СССР. Том XV. Красноярский край. М.: Недра, 1961. 815 с.].
- Gorshkov S.P., 1961. The geological age and paleogeography of specific features of formation of terraces in the midstream of the Yenisei river. *Doklady AN SSSR* 137 (5), 1181–1184 (in Russian) [Горшков С.П. Геологический возраст и палео-география особенностей формирования террас среднего течения Енисея // Доклады АН СССР. 1961. Т. 137. № 5. С. 1181–1184].
- Khafizov R.R. et al. 2012. Final Report on Additional Studies of Tectonic and Seismic Characteristics of the Area of Location of the Industrial Site of the Isotope Chemical Plant of FGUP GKKhK. Book 2, No. 072-12/dsp, LLC GEOLKOM, Zheleznogorsk, Krasnoyarsk region (in Russian) [Хафизов Р.Р. и др. Заключительный отчет по теме: «Проведение дополнительных исследований тектонических и сейсмических характеристик района размещения промплощадки Изотопно-химического завода ФГУП «ГХК», кн. 2, инв. № 072-12/дсп, ООО «ГЕОЛКОМ», Железногорск, Крас-ноярский край, 2012].
- Kukal Z., 1989. Rates of Geological Processes. Translated from Czech by K.I. Nikonova; edited by Yu.G. Leonov. Mir, Mos-cow, 246 p. (in Russian) [Кукал З. Скорость геологических процессов / Пер. с чешского К.И. Никоновой, под ред. Ю.Г. Леонова. М.: Мир, 1989. 246 с.].
- Lobatskaya R.M., 1987. Structural Zonation of Faults. Nedra, Moscow, 128 p. (in Russian) [Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. М.: Недра, 1987. 128 с.].
- Lobatskaya R.M., 2005. Neotectonic fault-block structure of junction of Siberian platform and West Siberian plate. *Ge-ologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 46 (2), 138–147.
- Lobatskaya R.M., Khafizov R.R., Shishova L.Yu., Strel'chenko I.P., 2014a. About faults revealed on FGUP GKKhK site. In: Proceedings of the All-Russia conference on assessment of geodynamic activity of the crust on sites of nuclear energy fa-cilities in Krasnoyarsk region. Issue 2. p. 36–44 (in Russian) [Лобацкая Р.М., Хафизов Р.Р., Шишова Л.Ю., Стрель-ченко И.П., 2014а. О разрывных нарушениях, выделенных на площадке ФГУП «ГХК» // Оценка геодинамической активности земной коры на объектах ядерной энергетики Красноярского края: Материалы Всероссийского совещания. Вып. 2. С. 36–44].
- Lobatskaya R.M., Khafizov R.R., Strel'chenko I.P., 2014b. The analysis of the tectonic development history for assessment of geodynamic activity of FGUP GKKhK site. In: Proceedings of the All-Russia conference on assessment of geodynamic ac-tivity of the crust on sites of nuclear energy facilities in Krasnoyarsk region. Issue 2. p. 11–18 (in Russian) [Лобацкая Р.М., Хафизов Р.Р., Стрельченко И.П., 2014б. Анализ истории тектонического развития территории для оценки современного состояния геодинамической активности площадки ФГУП «ГХК» // Оценка геодинамической ак-tивности земной коры на объектах ядерной энергетики Красноярского края: Материалы Всероссийского совеща-ния. Вып. 2. С. 11–18].
- Lobatskaya R.M., Koff G.L., 1997. Faults in the Lithosphere and Emergencies. REFIA, Moscow, 187 p. (in Russian) [Лобац-кая Р.М., Кофф Г.Л. Разломы литосфера и чрезвычайные ситуации. М.: РЭФИА, 1997. 187 с.].
- Mats V.D., Ufimtsev G.F., Mandelbaum M.M. et al., 2001. The Cenozoic of the Baikal rift. Publishing House of SB RAS, «Geo» Division, Novosibirsk, 252 p. (in Russian) [Мат В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Бай-кальской рифтовой впадины. Новосибирск: Наука, 2001. 251 с.].

- Nikolaev N.I., 1988. The recentmost tectonics and geodynamics of the lithosphere. Nedra, Moscow, 483 p. (in Russian) [Никифоров Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 492 с.].
- Nikulov L.P., Babkin A.N. et al., 2003. Additional Geological Surveys of the Atamanovskaya Area, Scale 1:200,000. Sheets O-46-XXXIV, O-46-XXVIII (Final Report). FGUP Krasnoyarskgeol'sjema, Krasnoyarsk, 250 p. (in Russian) [Никулов Л.П., Бабкин А.Н. и др. Геологическое доизучение масштаба 1:200000 на Атамановской площади. Листы О-46-XXXIV, О-46-XXVIII (окончательный отчет). Красноярск: ФГУП Красноярскгеолсъемка, 2003. 250 с.].
- Sherman S.I., 1977. Physical Regularities of Faulting in the Earth's Crust. Nauka, Novosibirsk, 112 p. (in Russian) [Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 112 с.].
- Shul'ts S.S., 1979. Tectonics of the Earth's crust (based on analysis of the recentmost motions). Nedra, Moscow, 272 p. (in Russian) [Шульц С.С., 1979. Тектоника земной коры (на основе анализа новейших движений). Л.: Недра. 272 с.].
- Trifonov V.G., 1999. Neotectonics of Eurasia. Nauchny Mir, Moscow, 252 p. (in Russian) [Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 252 с.].
- Yanshin A.L. (Ed.) The tectonic formation map of the Altai-Sayan region, 1969. Scale 1:1,000,000. SNIIGGiMS, the USSR Ministry of Geology, Novosibirsk, Moscow (in Russian) [Тектоно-формационная карта Алтай-Саянской области. Масштаб 1:1000000 / Ред. А.Л. Яншин. Москва-Новосибирск: Мингео СССР, СНИИГГиМС, 1969].
- Zabiyaka A.I., 1998. Epoch of crust formation in southern Central Siberia. In: Problems of gold potential of the Siberian crusts of weathering. SNIIGGiMS, Krasnoyarsk, p. 23–25 (in Russian) [Забияка А.И. Эпохи корообразования на юге Средней Сибири // Проблемы золотоносности кор выветривания Сибири. Красноярск: СНИИГГиМС, 1998. С. 23–25].



Лобацкая Раиса Моисеевна, докт. геол.-мин. наук, профессор
Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет
664074, Иркутск, ул. Лермонтова, 83, Россия
✉ e-mail: lobatskaya@gmail.com

Lobatskaya, Raisa M., Doctor of Geology and Mineralogy, Professor
National Research Irkutsk State Technical University
83 Lermontov street, Irkutsk 664074, Russia
✉ e-mail: lobatskaya@gmail.com



EXPERIMENTAL MODELLING OF MECHANISMS CAUSING OCCURRENCE OF SEISMIC OSCILLATION SOURCES IN CASE OF INTERACTIONS OF UNEVEN SURFACES IN FAULTS

V. V. Ruzhich, E. N. Chernykh, E. I. Ponomareva

Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract: Field experiments were carried out using TRIBO, a specially designed testing stand including a concrete plate that can be moved at different rates. In our experiment, the plate served as an artificial allochthonous wing placed at the uneven surface of the segment of the Angarsky fault in Pribaikalie. Tribological effects of contact interaction of the uneven surfaces in the zone of sliding movements of the plate were recorded by strain gauges, linear displacement gauges and four Baikal-7HR seismic stations; such stations are commonly used for earthquake recording. The effect of shocks in initiation of seismic oscillation sources was studied with changes of the regimes of destruction of the uneven surfaces (underneath the base of the plate) which differ in size and strength. The study was focused on stages in the process of friction at preparation to transition from quasi-regular decelerated sliding movement of the plate to its breakaway and occurrence of a high-energy seismic impulse.

The applied method of large-scale modelling at natural objects in field provides new data that may prove useful for studies of mechanisms causing seismicity, identification of stages in occurrence of earthquakes in fault zones and interpretation of seismic monitoring data. Results of such physical tests can contribute to the development of methods aimed at forecasting of rock shocks and earthquakes and also for the development of new physical models showing formation of earthquake foci of various scales in tectonic faults.

Key words: fault zone, earthquake foci, uneven surfaces, friction, physical modelling, models of foci, intermittent sliding, trigger effects, earthquake forecasting / prediction.

Recommended by K.G. Levi

Citation: Ruzhich V.V., Chernykh E.N., Ponomareva E.I. 2014. Experimental modelling of mechanisms causing occurrence of seismic oscillation sources in case of interactions of uneven surfaces in faults. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (2), 563–576. doi:10.5800/GT-2014-5-2-0141.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕХАНИЗМОВ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ИСТОЧНИКОВ СЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ НЕРОВНОСТЕЙ В РАЗЛОМАХ

В. В. Ружич, Е. Н. Черных, Е. И. Пономарева

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация: Проведена серия натурных экспериментов с применением созданного испытательного стенда «Трибо», представленного в виде перемещаемой с разными скоростями бетонной плиты, которая рассматривается как искусственное аллохтонное крыло на шероховатой плоскости сегмента Ангарского разлома в Прибайкалье. Наблюдаемые при испытаниях трибологические эффекты контактного взаимодействия неровностей в зоне скольжения фиксировались с применением деформометрической и динамометрической аппаратуры, а также четырех сейсмических станций

«Байкал-7HR», широко используемых для регистрации землетрясений. Изучалось также влияние ударных воздействий на инициацию источников сейсмических колебаний в процессе меняющихся режимов при разрушении различных по размерам и прочности неровностей под основанием плиты. Повышенное внимание было уделено стадийности процесса фрикционного трения при подготовке переходов от квазиравномерного замедленного скольжения плиты к ее срыву и возникновению энергетически крупного сейсмического импульса.

Примененный способ более масштабного физического моделирования на реальных природных объектах позволяет получать новые сведения, которые могут быть полезными в изучении механизмов и стадийности возникновения землетрясений в зонах разломов, при интерпретации данных сейсмологических наблюдений. Подобные результаты физических испытаний важны для совершенствования методических подходов к прогнозу горных ударов и землетрясений, а также для разработки новых физических моделей формирования разномасштабных очагов землетрясений в тектонических разломах.

Ключевые слова: зона разлома, очаг землетрясения, неровности в разломах, фрикционное трение, физическое моделирование, модели очагов, прерывистое скольжение, триггерные воздействия, прогноз землетрясений.

1. ВВЕДЕНИЕ

Подавляющее число коровых землетрясений генетически связано с деформационными явлениями в зонах тектонических разломов. Однако из-за невозможности прямыми наблюдениями и измерениями изучать механизмы возникновения очагов землетрясений многие вопросы, связанные с проблемами обеспечения сейсмобезопасности, например с повышением точности прогноза землетрясений или с поиском новых путей снижения ущерба от проявлений динамического разрушения в геологической среде, еще далеки от решения. Существующие на сегодня модели очагов землетрясений были созданы сейсмологами, физиками и механиками еще в 60–70-х годах прошлого века преимущественно на основе лабораторных физических экспериментов и небольших образцов, без регистрации сейсмических импульсов, то есть с ограниченными возможностями [Breis, Byerlee, 1966; Scholz, 1990; и др.]. Позднее существующие представления были дополнены и уточнены с учетом новых, более сложных лабораторных экспериментов и данных о подготовке землетрясений и горных ударов в подземных горных выработках [Vinogradov, Ponomarev, 1999; Myachkin et al., 1975; Nersesov et al., 1976; Sobolev, 1993]. Тем не менее в современных представлениях о важных деталях механизмов подготовки очагов землетрясений в зонах разломов еще остаются малопонятными условия возникновения сейсмических брешей, проявления форшоковой активизации и кольцевой миграции слабых землетрясений на местах подготовки очагов будущих сейсмических событий, переходов от фазы затишья к шоковой фазе. Одной из причин замедленного продвижения по пути к решению вопросов, связанных с моделями очагов землетрясений, механизмами и условиями возникновения сейсмогенных деформаций в разломах, является невостребованность огромного объема имеющихся геолого-геофизических данных о сейсмотектонических процессах в сейсмофокальных

сегментах зон разломов. Недостаточно востребованы также многие подходы и закономерности, выявленные в трибологии – успешно развивающейся науке о трении, в частности в [Chichinadze, 1995; Popov, 2013; Berkovich, Gromakovskiy, 2000; Heinicke, 1987; Garkunov, 1989]. Становится очевидным, что для дальнейшего решения поставленных вопросов необходимо применение новых способов натурных испытаний, физического и численного моделирования. Одним из наиболее эффективных из них может быть применение методов физического моделирования в условиях, более приближенных к естественным, то есть геологическим, с большей степенью масштабного и геомеханического подобия. В процессе проведения подобных экспериментов авторами были использованы достижения в сфере решения современных задач трибологии, представленные в работах о трении в движущихся системах. В статье изложены результаты, полученные с помощью созданной экспериментальной установки «Трибо» для физического моделирования условий подготовки источников сейсмического излучения в зонах разломов. Эксперименты проводились при тесном сотрудничестве геологов и сейсмологов, а также специалистов, работающих в области физической мезомеханики и трибологии [Dimaki, Popov, 2012; Popov, Psakhie, 2007].

2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРОЕНИИ ЗОН СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИХ РАЗЛОМОВ

Как показывает авторский опыт проведения лабораторных экспериментов, физического моделирования и многолетних геолого-структурных исследований, представления о геологическом строении очагов землетрясений можно получить при полевых наблюдениях в тех местах, где эти очаговые области в зонах разломов выведены на современную земную поверхность вследствие многокилометрового денудационного среза



Рис. 1. Плоскость разлома с зеркалами скольжения, открывшаяся после обвала в сверхглубоком карьере алмазоносной трубы «Удачная» (Республика Саха).

Слева на врезках: *a* – образец зеркала скольжения, взятый для петрографического изучения; *b* – деталь аншлифа зеркала скольжения, где стрелками отмечены еще две плоскости скольжения, возникшие в более ранние периоды активизации разлома.

Fig. 1. The fault plane with slickensides which got outcropped after rock collapse in the super-deep quarry of the Udachnaya diamond-bearing pipe in the Sakha (Yakutia) Republic.

Inserts (left): *a* – slickenside sample taken for petrographic studies; *b* – detail of slickenside's polished section (arrows show two sliding planes formed in the earlier periods of fault activation).

поднимающихся горных массивов. Именно в них становится возможным визуальное обследование строения «палеоочагов», то есть очагов доисторических землетрясений, некогда возникших в земной коре на глубинах 5–15 км. Возраст подобных палеоземлетрясений может исчисляться десятками-сотнями миллионов лет. Помимо геолого-структурных и петрологических данных, одним из наиболее важных и наглядных признаков распознавания подобных сегментов зон долгоживущих сейсмогенерирующих разломов являются зеркала скольжения со следами высокотемпературного фрикционного разогрева до уровня возникновения пленочного плавления («остеклования») на их поверхностях. Такие зеркала возникают в очаговых областях при скоростях смещения крыльев разломов 1–10 м/с. Подобный признак был выявлен в ходе геологического обследования на территории Монголии в пределах зоны Долиноозерского разлома, где детально

изучались следы катастрофического Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г. с $M=7.9$ [Ruzhich, 1997]. В дальнейшем подобные признаки также были выявлены во многих зонах долгоживущих разломов Монголии, Прибайкалья и ряда других регионов [Ruzhich, 2008].

При геологических наблюдениях в выявленных сегментах зон разломов, где обнаружены признаки палеоземлетрясений, установлено, что размеры площадей с проявлениями зеркал скольжения могут достигать сотен квадратных метров (рис. 1). Соответственно, по этим прикидкам можно судить о преимущественных размерах наиболее крупных пятен контактного взаимодействия тех неровностей, разрушение которых могло инициировать сильные землетрясения, достигающие магнитудных значений $M=5.0$ – 9.0 . Благодаря средствам современных петрофизических измерений есть возможности при изучении зеркал скольжения, возникающих при разрушении неровностей в зонах



Рис. 2. Устройство испытательного стенда «Трибо», размещенное на фрагменте плоскости Ангарского разлома. Видна плита с датчиками сейсмостанций, домкратом, датчиками силы и линейных перемещений.

Fig. 2. The TRIBO Testing Stand placed at the fragment of the Angarsky fault plane.

On the plate, gauges of seismic stations, a hoisting jack, strain gauges and linear displacement gauges are installed.

жесткого и быстрого контактного скольжения, восстанавливать температуру, давление, деформации нано- и мезо- кристаллов, претерпевших трибологические изменения на глубинах формирования очагов землетрясений.

Сейчас становится очевидным, что в лабораторных условиях при испытаниях на малых образцах горных пород весьма сложно проводить надлежащие замеры и соблюдать приемлемые для проведения надежных прямых измерений условия, близкие к природным процессам разрушения неровностей в разломах. Это вызвано, в первую очередь, тем, что практически невозможно добиться соблюдения даже близкого подобия в соотношениях таких параметров, как стадийность, масштаб, энергия и время протекания изучаемых процессов подготовки горных ударов и тем более землетрясений. На данном этапе исследований для авторов важно было соблюдать в первом приближении механическое сходство деформационных и сейсмических деструктивных явлений на разных стадиях разрушения неровностей в разломах.

3. ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РАЗРУШЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД В ЗОНАХ РАЗЛОМОВ

Для более углубленного изучения механизмов разрушения неровностей на геодинамическом полигоне в п. Листвянка в 2012 г. была создана экспериментальная установка «Трибо». Она размещена на ложе шероховатой плоскости скольжения зоны Ангарского сейсмоактивного разлома с углом падения 43–45° на ЮЗ. Сконструированная плита, армированная стальными прутьями, имеет размеры 110×90×25 см и вес 525 кг, который при необходимости увеличивается за счет размещения на плите дополнительного груза (рис. 2). Принудительные перемещения плиты вверх-вниз по склону осуществлялись в диапазоне скоростей порядка 0.1–10.0 мм/с с помощью специальных гидравлических домкратов или с использованием сил гравитационного сползания. Помимо проведения испытаний с естественными неровностями сместителя разлома, имелась возможность изменять режимы фрикционного трения и путем подбора размеров, геометрии и

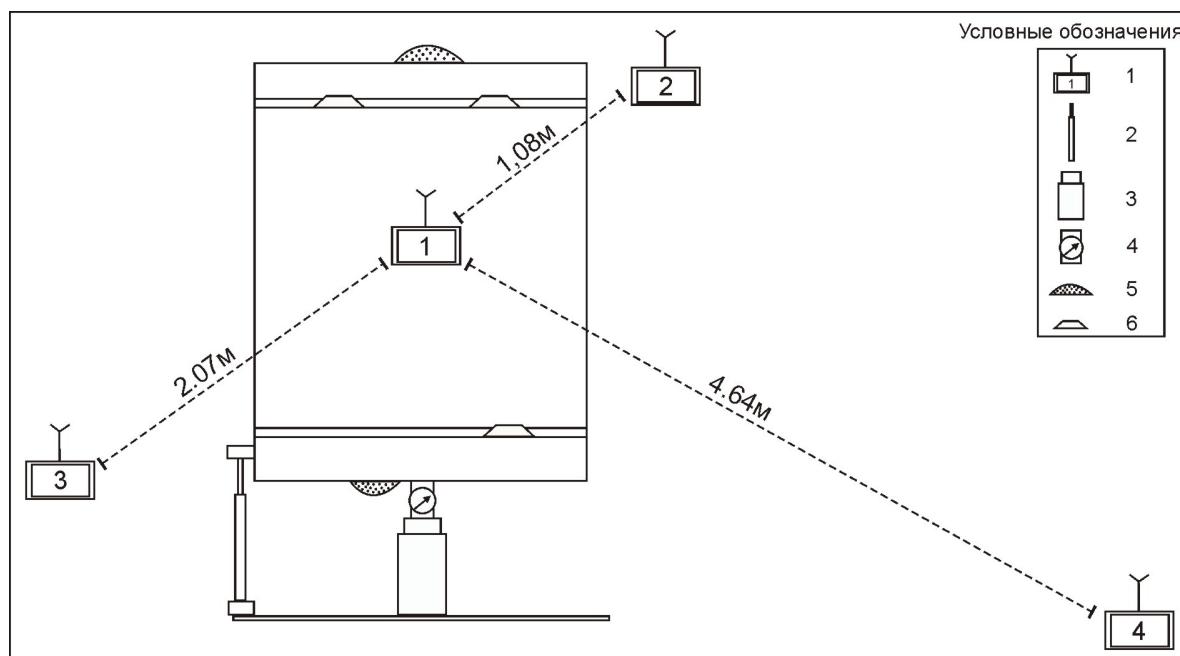


Рис. 3. Схема устройства плиты для проведения испытаний по моделированию трибологических процессов на фрагменте Ангарского разлома в п. Листвянка.

1 – сейсмостанции HR-7 с их нумерацией и указанием удаления от датчика на плите; 2 – датчик линейных перемещений PG; 3 – домкрат 50-тонный; 4 – датчик силы «Токвес»; 5 – зеркала скольжения, возникшие при разрушении неровностей на плоскости разлома; 6 – места расположения вставок в нижней части плиты из образцов горных пород, для изучения их механического взаимодействия с неровностями на плоскости сместителя разлома.

Fig. 3. The scheme of the plate used in tests to model tribological processes at the fragment of the Angarsky fault in Listvyanka settlement.

1 – HR-7 seismic stations, their numbers and distances from each gauge at the plate; 2 – PG linear displacement gauge; 3 – jack (50 tonne capacity); 4 – Tokves strain gauge; 5 – slickensides formed due to destruction of the uneven surface of the fault plane; 6 – locations of inserted rocks placed at the lower part of the plate in order to study their mechanical interaction with uneven features on the fault plane.

прочностных свойств искусственных неровностей, размещаемых в основании самой плиты, а также на кристаллическом ложе плоскости разлома в соответствии с решаемыми задачами. Измерения механических параметров и режимов динамического разрушения неровностей, в том числе и искусственно созданных, осуществлялись с применением специально разработанной деформометрической аппаратуры «Сдвиг-4м», силового датчика «Токвес», а также с использованием нескольких трехканальных сейсмостанций «Байкал-HR7», созданных в Новосибирском институте лазерной физики СО РАН. При испытаниях имелась возможность визуального слежения, фото- и видеорегистрации явлений разрушения неровностей по ходу проведения эксперимента. Изучалось также влияние смачивания водными растворами поверхности скольжения. Физическое моделирование соответствовало условиям механической модели, представленной в виде комбинации элементов пластического скольжения тела Сен-Венана и упругой модели Гука.

В рассматриваемых экспериментах использовались возможности четырех сейсмостанций, одна из которых

была установлена в центре плиты, а три других располагались на автохтонном скальном основании плоскости скольжения разлома (рис. 3). Ход плиты при перемещении по плоскости разлома составлял 20–60 см, при этом менялись морфология плоскости разлома и местоположение источников излучения, так же как и параметры механического взаимодействия. При анализе сейсмических станций было установлено, что амплитуды ускорения сейсмических колебаний заметным образом меняются при изменении расстояний от источника в процессе перемещения плиты, а также в зависимости от механического состояния скальных грунтов в местах установки сейсмических датчиков. Перечисленные особенности локации источников колебаний в общих чертах воспроизводят условия пространственной регистрации очагов землетрясений сетью сейсмостанций. При анализе получаемых сейсмологических данных применялись разработанные программные модули, предназначенные для обработки каталогов тектонических землетрясений и анализа сейсмического режима с целью их прогнозирования.

Ниже (рис. 4) приведен пример сейсмической за-

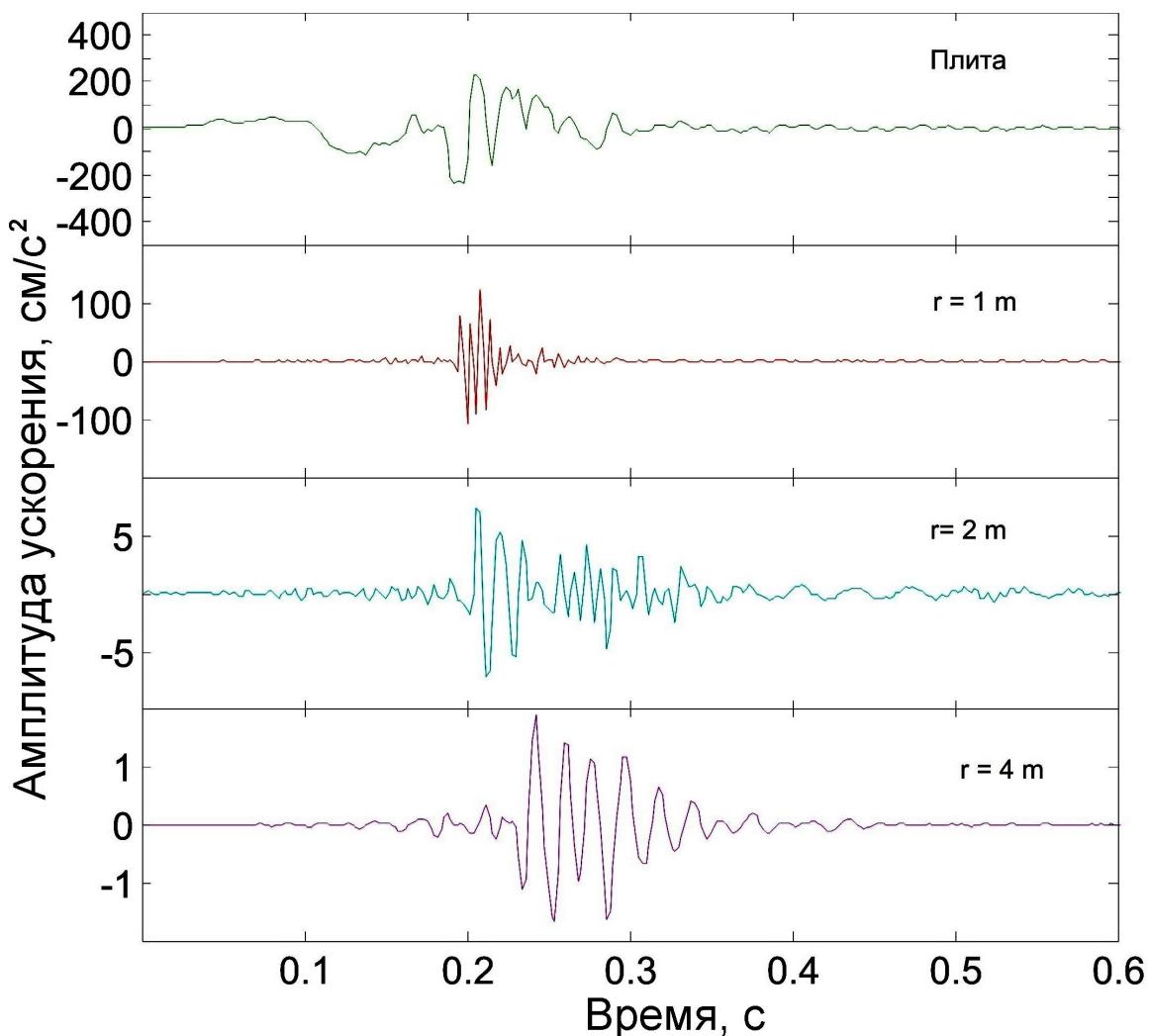


Рис. 4. Пример кратковременной сейсмической записи момента разрушения вставки в виде прочного гранитного образца в основании плиты при ее смещении под действием домкрата.

Верхний график отражает изменение нагрузки в кгс, нижние графики показывают изменение амплитуд ускорения сейсмических колебаний при разных удалениях от вставки, разрушение которой при скольжении плиты привело к возникновению источника сейсмических колебаний.

Fig. 4. A short-term record of the moment when the strong granite sample inserted at the base of the plate was destructed due to the plate's displacement by the jack.

The top curve shows changes of load (kgf); the bottom curves show changes of acceleration amplitudes of seismic oscillations at various distances from the inserted rock that was destructed due to the sliding displacement of the plate and caused a source of seismic oscillations.

писи кратковременного момента разрушения прочного гранитного образца, установленного в качестве искусственного выступа в основании плиты, которая передвигалась вверх по склону под воздействием мощного домкрата. На верхнем графике показаны значения амплитуд ускорений сейсмических импульсов, записанных сейсмостанцией, установленной на плите, а ниже – записи трех сейсмических станций на плоскости разлома, расположенных при разных удалениях от центра плиты. Обращают на себя внимание очень большие амплитуды сейсмического ускорения, зарегистрированные датчиком, расположенным на подвижной пли-

те. Они сформировались ввиду высокой прочности разрушенного гранитного образца с сечением 5 см^2 , что и способствовало генерации сейсмических импульсов с повышенными энергетическими значениями, имеющими подобие с микроземлетрясениями.

Представленные на данном рисунке графики можно интерпретировать следующим образом. Все четыре варианта записей отражают параметры волновых колебаний, возникших при разрушении прочного выступа в основании плиты. В самой плите возникли преимущественно низкочастотные вибрации в диапазоне порядка 5–14 Гц, но с очень большой амплитудой ус-

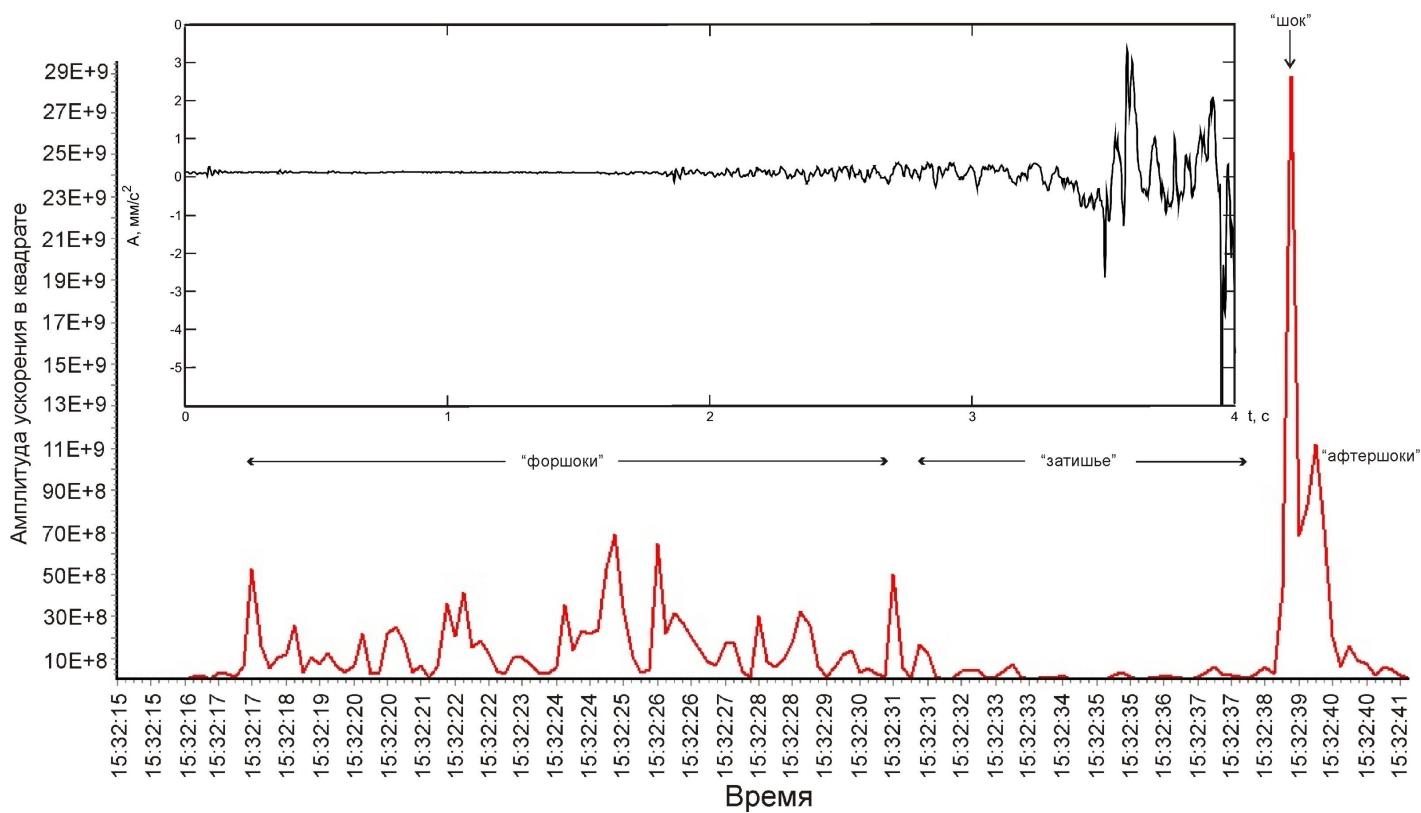


Рис. 5. Сейсмическая запись со сглаживанием, полученная во время эпизода разрушения выступа на плоскости разлома при скольжении плиты вниз по склону.

Выделяются четыре стадии излучения сейсмических колебаний. На врезке вверху показана запись 4-секундного момента сейсмических колебаний, проявившегося перед главным сейсмическим импульсом в момент срыва плиты с неровности. Остальные пояснения в тексте.

Fig. 5. A smoothed seismic record of the moment when a stub at the fault plane was destructed when the plate was sliding down the slope.

Four stages of seismic oscillation emanation are distinguished. The insert shows a record of seismic oscillations lasting for four (4) seconds prior to the main seismic impulse at the moment of breakaway of the plate from the uneven surface. See explanations in the text.

корения колебаний. Датчиком самой ближней к плите сейсмостанции № 2 (удаление 1 м), установленным на скальном основании, зарегистрирован спектр более высокочастотных колебаний – 40–60 Гц. На более удаленных датчиках амплитуда ускорения колебаний заметно меньшая, а спектральный диапазон колебаний расширен в сторону более высоких частот – до 140–160 Гц. На самой дальней сейсмостанции № 4 (удаление 4.6 м), установленной на полускальном грунте, частотный диапазон колебаний имеет промежуточные значения при самой малой их амплитуде ускорения. Несмотря на то, что все событие уместилось во временной интервал порядка 0.6 с, в нем можно выделить четыре стадии сейсмического события: форшоковую, затишья, шока и афтершоковой последовательности. Для стадии предподготовки характерно проявление относительно низкочастотных колебаний, которые для условий эксперимента могут рассматриваться как форшоки, после которых наблюдалось и кратковременное сейсмическое затишье. При переходе от стадии

затишья непосредственно к главному событию (шоку) также можно выделить очень кратковременный эпизод возрастания сейсмических колебаний. Длительность его составляет 1–10 % от длительности афтершоковой последовательности.

На рис. 5 представлена 25-секундная запись сейсмических колебаний, сделанная при свободном скольжении плиты вниз по плоскости разлома на расстояние 18 см под действием ее веса после полного снятия поддерживающей силы домкрата. Запись можно рассматривать как иллюстрацию проявления эпизода деструкции неровности в разломе, сопровождающегося формированием источника генерации сейсмических колебаний с характерным проявлением сейсмического цикла в процессе подготовки и реализации значительного по амплитуде сейсмического импульса. На фоне гравитационного сползания плиты со средней скоростью 7 мм/с при столкновении ее с неровностью на плоскости разлома зафиксировано 6-секундное замедление скорости скольжения, имело место затишье с

последующим очень кратковременным ускорением, срывом и серией затухающих импульсов – афтершоков. На врезке к рисунку 5 вверху приведен график, где отражены эти кратковременные нарастающие по амплитуде сейсмические колебания непосредственно перед срывом плиты. Их можно отнести к краткосрочному предвестнику, по длительности проявления он соизмерим с афтершоковой последовательностью. Рассмотренный механизм возникновения источников излучения сейсмических колебаний, связанный с разрушением сравнительно небольшой по размерам естественной неровности на плоскости разлома, авторам представляется достаточно правдоподобным.

Стоит еще раз обратить внимание на сходство подобной записи с эффектами сейсмического «затишья», проявляемого в сейсмическом режиме перед возникновением значительного по энергии землетрясения. Его возникновение может быть связано с заметным снижением скорости движения плиты в момент надвигания на неровность, иногда вплоть до приостановки, когда генерация волновых колебаний снижается до фонового уровня, который едва фиксируется сетью сейсмостанций в том месте, где сформировалась сейсмическая брешь, а точнее проекция контактного скольжения на дневную поверхность. Следствием контактного взаимодействия плиты с неровностью обычно является образование отчетливого зеркала скольжения, по которому можно оценивать многие трибологические параметры при их углубленном изучении. В данном эпизоде кинетической энергии движущейся плиты хватило для совершения работы по механическому преодолению неровности. Согласно проведенным наблюдениям, важно отметить, что максимальный по амплитуде сейсмический импульс возникает в момент резкого ускорения движения плиты при ее срыве с поверхности преодоленной неровности. Следовательно, местоположение источника максимального импульса, т.е. его гипоцентра, оказывается, как правило, приуроченным к краевой части пятна скольжения, где произошли разрыв контакта и высокоскоростной срыв находившейся в напряженном состоянии плиты. Следовательно, данный эксперимент подтверждает предположения о причинах часто наблюдаемой приуроченности форшоков к краевой части сейсмической бреши [Sobolev, Ponomarev, 1999].

Приведенные (рис. 6) графики иллюстрируют механизм возникновения многочисленных источников сейсмических импульсов, генерируемых при контактном взаимодействии плиты с многочисленными неровностями разлома на уровне появления тангенциальной силы трения. На верхней части графика можно видеть, что датчик силы трения покоя плиты и кристаллического основания зафиксировал сопротивление сдвигу, достигшее значений 800–900 кг, что характеризует величину трения покоя. После его преодоления плита скользила вверх с усилиями на уровне 200–400 кг. В ходе неравномерного скольжения плиты при

каждом встречном соприкосновении ее основания с неровностями сместителя происходило замедление скорости движения плиты или короткая приостановка на фоне роста силового давления на десятки – первые сотни килограмм, необходимые для преодоления возросшего контактного сопротивления сдвигу. При последующем частичном разрушении неровности и образовании зеркала скольжения на фоне динамических колебаний возникает источник излучения сейсмических импульсов, что фиксируется сейсмодатчиками и находит отражение в повышенных значениях амплитуд сейсмического ускорения. Наиболее сильное излучение колебаний проявлялось в теле скользящей вибрирующей плиты, когда генерировался спектр колебаний с частотным диапазоном колебаний на уровне 4–15 Гц, возникающих при скольжении и контакте с шероховатой поверхностью разлома. Более чем на порядок слабее регистрировались амплитуды сейсмических импульсов в станциях, расположенных на кристаллическом основании в плоскости разлома и на удалении от источника излучения импульсов. В таких случаях более характерными были высокочастотные колебания в диапазоне 90–160 Гц.

На основании приведенных примеров важно отметить, что непременным условием возбуждения сейсмического сигнала (возникновения сейсмического события) является высокоскоростной переход потенциальной энергии в кинетическую, что и отмечалось при срыве плиты с неровности. Можно предполагать, что возбужденный сейсмический сигнал распространялся в породном массиве в виде сейсмических волн, приобретая, по мере удаления от источника, определенную структуру и знакопеременную форму, отраженную в сейсмических записях. В точке контакта взаимодействующих неровностей горные породы испытывают волновые вибрации различной интенсивности в зависимости от разнообразия реологических свойств геологической среды в зоне скольжения крыльев разломов. Соответственно такому механизму интенсивность сотрясения характеризуется длительностью и амплитудами кинематического движения почвы: амплитудой смещения, скоростью смещения или амплитудой ускорения.

Важной характеристикой сейсмического излучения считается ее энергетическая величина, однако ее оценка весьма затруднительна и потому неоднозначна. Различными специалистами в области сейсмологии по записям колебаний почвы используются разные способы оценок таких параметров сейсмических событий, как их энергия и сейсмический момент [Kogan, 1975; Mashkov, 1996; Mishin, 2004]. При этом приходится пользоваться многими эмпирическими зависимостями, например для оценки энергии землетрясения по параметрам сейсмических волн.

Обратимся к оценкам некоторых энергетических параметров на основании простейших расчетов. Прерывистое движение плиты по шероховатой поверх-

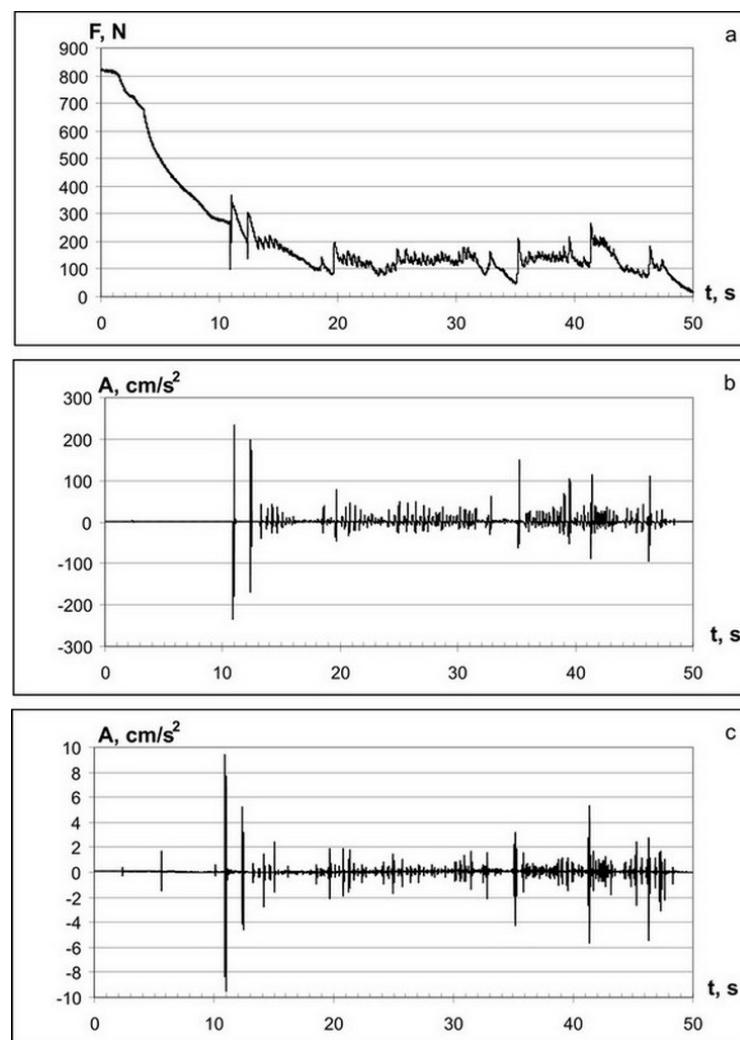


Рис. 6. Соотношение прерывистого движения плиты вниз по склону разлома при слабой контролирующей поддержке ее домкратом и сейсмических импульсов двух сейсмостанций.

a – показатели силового датчика в кгс на стадии спада нагрузки и начавшегося скольжения плиты вниз; *b* – запись сейсмических импульсов, зафиксированных сейсмостанцией № 1 на плите (генерация импульсов осуществлялась в ходе прерывистого скольжения плиты по шероховатой плоскости разлома); *c* – запись сейсмостанции № 3, установленной на скальном грунте. Можно видеть, что каждый рыск в движении плиты сопровождается всплеском сейсмических колебаний.

Fig. 6. The ratio of intermittent movement of the plate down the fault slope (it was slightly supported by the jack) and seismic impulses recorded at two seismic stations.

a – strain gauge data (kgf) at the stage when the load was decreased and the plate started to slide down the slope; *b* – seismic impulses recorded at Seismic Station 1 on the plate (the impulses were generated during intermittent movement of the plate sliding down at the uneven surface of the fault); *c* – record from Seismic Station 3 installed on the rocks. It is evident that each jerk of the plate movement was followed by a burst of seismic oscillations.

ности происходит вследствие эпизодов торможения и срывов на неровностях, при этом доля потенциальной энергии переходит в кинетическую, возбуждая в колеблющейся среде сейсмические импульсы. Зная величину изменения потенциальной энергии, можно определить уровень корреляции этого показателя с параметрами сейсмического сигнала. На основании собранных данных было установлено, что аппроксимация измеренных значений линейной зависимостью имеет следующий вид:

$$\Delta E = 156 B,$$

где ΔE – изменение энергии, B – амплитуда скорости перемещений в мкм/с.

По выявленной зависимости можно оценить количество энергии, выделившейся в виде сейсмических волн. Так, например, сейсмическая энергия, выделившаяся при движении плиты со скоростью 7 мм/с на расстояние 8 см, составила 1.1 Дж при оценке потенциальной энергии, равной 230 Дж. Таким

образом, доля потенциальной энергии, перешедшей в энергию сейсмическую, будет составлять $\sim 0.5\%$, что сопоставимо с известными в сейсмологии подобными значениями.

Понятно, что полученные в данной работе результаты физического моделирования механизмов подготовки и проявления источников сейсмических колебаний в зоне разлома можно отнести к числу широко распространенных, но отнюдь не универсальных, поскольку условия разрушения неровностей могут быть весьма разнообразными в зависимости от их размера, конфигурации и прочностных характеристик, а также скорости смещений. Вместе с этим стоит заметить, что явления прерывистого скольжения, использованные в известной модели «stick-slip», отражают всеобщий природный закон трения движущихся шероховатых поверхностей, поскольку идеально гладких трущихся поверхностей не бывает и трение присутствует везде и всегда, оно меняет лишь свои параметры, иногда уменьшаясь до ничтожно малых величин.

4. ИЗУЧЕНИЕ ВЛИЯНИЯ УДАРНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА ПЛИТУ И НА РЕЖИМ ГЕНЕРАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ

Целью проведения подобных испытаний с ударами является изучение возможности применения внешних воздействий для управляемого изменения режимов скольжения плиты и генерации сейсмических колебаний, возникающих в пятнах скольжения. В природных условиях источниками подобного рода импульсных воздействий на зоны скольжения сейсмогенерирующих разломов могут быть, например, взрывы или близкие сильные землетрясения. Нами проводились испытания в условиях, когда при скольжении плиты вниз она затормаживалась из-за возникшего трения при столкновении с крупной неровностью. Для ее про-движения осуществлялось направленное воздействие в виде серии слабых ударов, например небольшим молотом (вес 0.75 кг). Эти воздействия приводили к проявлению смещений с суммарной амплитудой 0.55 мм и слабозаметным изменениям сейсмического режима. Иная реакция фиксировалась при воздействии деревянного молота с весом 10 кг. Кинетическая энергия такого удара оценивалась согласно известному уравнению:

$$E = mv^2/2.$$

Скорость удара v составляла ~ 1.2 м/с, из чего следует, что общая кинетическая энергия удара деревянного молота достигала порядка $E \sim 7.2$ Дж. Удары наносились в верхний торец плиты в направлении вниз по склону.

Ниже показаны результаты изучения отклика на воздействия деревянным молотом, полученные в од-

ном из экспериментов, когда удары осуществлялись тремя сериями по три удара в каждой (рис. 7). В последней серии были произведены вначале только два удара, а третий удар сделан через 57 с после временной задержки, связанной с осмотром состояния крупной неровности, препятствующей спуску плиты. Воздействие последнего удара практически слилось с инициированным срывом плиты и с проявлением мощного сейсмического импульса, после которого проявилось еще несколько более слабых импульсов. Согласно расчетам, выделившаяся полная кинетическая энергия плиты составила 4.14×10^2 Дж. Энергия самого удара в сейсмическом выражении составила 1–2 Дж. Последний удар можно рассматривать как решающее инициирующее импульсное воздействие, приведшее к высокоскоростному переходу части потенциальной энергии в кинетическую после срыва плиты с неровности. Следует обратить внимание на то, что во время паузы между 8-м и 9-м ударами происходило замедленное скольжение плиты вниз, что видно на указанном рисунке. Этот кратковременный эпизод можно интерпретировать как проявление деформационной подготовки плиты к срыву. Он был инициирован 9-м ударом, приведшим к мгновенному соскальзыванию плиты с неровности и генерации мощного сейсмического импульса.

Таким образом, с каждым ударом молота происходило суммирование небольших смещений в области взаимодействия плиты с неровностью, что привело к ее продвижению по крупной пологой неровности вплоть до срыва. В конечном счете, неровность была преодолена плитой с частичным ее разрушением, а далее произошел ускоренный срыв плиты со скоростью движения 0.1–0.3 м/с. Суммарная энергия серии из девяти ударов расходовалась на преодоление силы трения и генерацию умеренных по энергии импульсов. При скоростном срыве плиты часть ее потенциальной энергии преобразовалась в кинетическую, при этом небольшой процент последней был преобразован в волновые вибрации в виде сейсмических колебаний.

Испытания с ударными воздействиями показали возможности успешного изучения на испытательном стенде «Трибо» эффектов триггерных дозируемых воздействий на режим контактного взаимодействия в зоне прерывистого фрикционного скольжения по плоскости с неровностями. Ориентированная направленность ударных воздействий привела к ускоренному инициированному смещению плиты вниз, всплеску сейсмической эмиссии и снижению потенциальной энергии. Такое явление инициированного обрушения можно наблюдать в бортовых откосах глубоких карьеров, когда излишне мощными технологическими взрывами провоцируются крупные обвалы массивов горных пород объемами в десятки тысяч кубических метров. Из сказанного следует констатировать, что применение ударных воздействий в пределах досягаемости области контактного взаимодействия, находя-

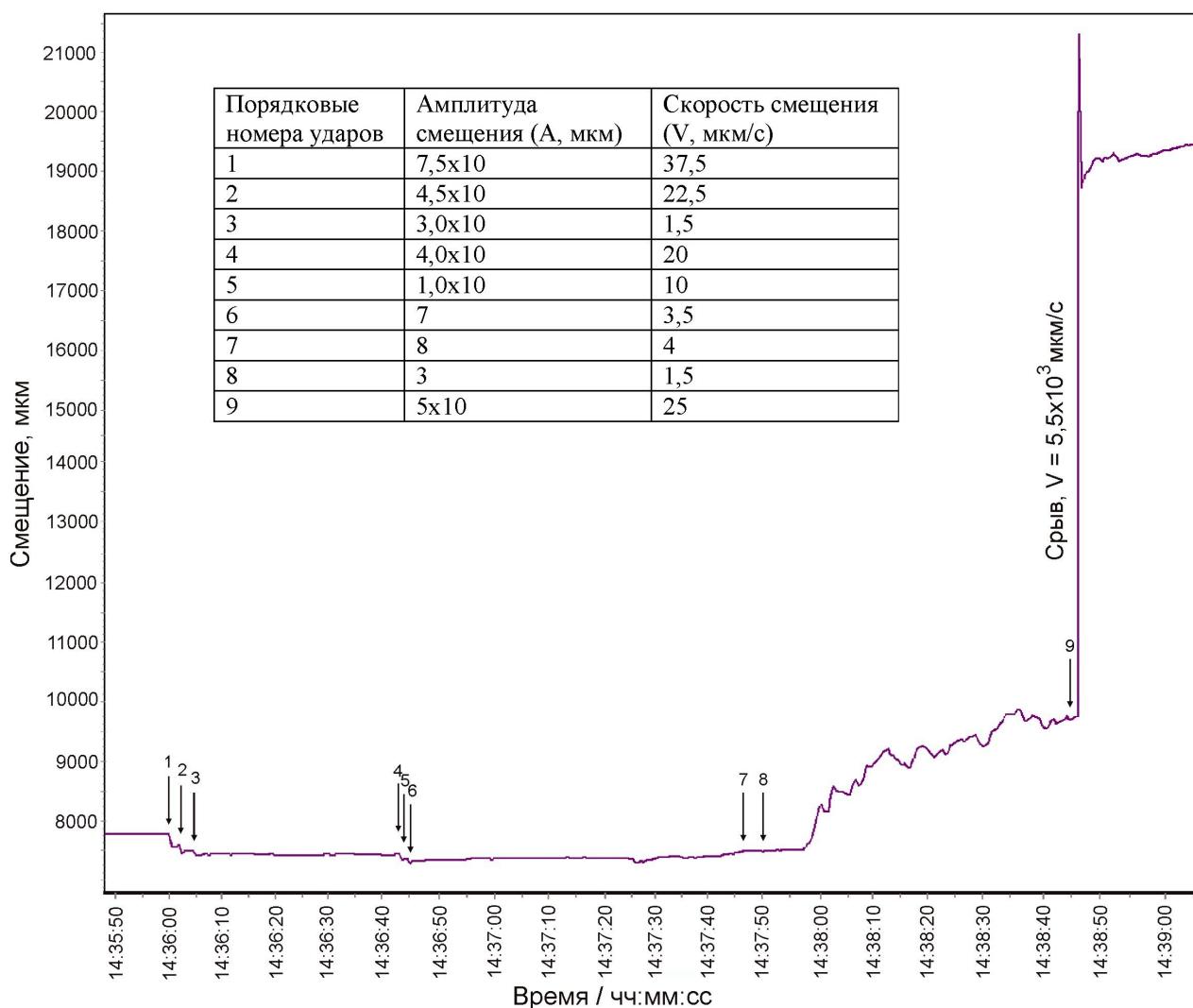


Рис. 7. Запись эпизода с проведением девяти ударных воздействий на плиту, затормозившуюся на неровности при скольжении вниз по склону.

Приведена нумерация последовательности ударов. Видно также, что после 8-го удара плита начала ускоренное перемещение перед срывом с препятствия. Врезке на врезке дана таблица скоростей инициированного удара скольжения плиты. Показано значение скорости смещения плиты при срыве. Другие пояснения в тексте.

Fig. 7. A record of the episode when nine shocks were applied to the plate which sliding movements slowed down on the uneven surface.

Subsequent shocks are numbered. It is evident that after the 8th shock the plate's movements were accelerated before the moment of breakaway of the plate from the uneven surface. The insert at the top shows a table of velocities of the plate sliding movements triggered by the shocks. The velocity at the moment of breakaway is shown. See explanations in the text.

щегося в крайне неустойчивом состоянии, может инициировать возникновение крупноамплитудных сейсмических импульсов.

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Авторы рассчитывают показать, что проведение натурных экспериментов на реальных геологических объектах с использованием установок типа испытательного стенда «Трибо» в рамках физического моде-

лирования геомеханических условий возникновения источников сейсмических колебаний позволяет получать весьма полезные сведения, касающиеся более эффективного изучения фрикционных процессов в зонах сейсмогенерирующих разломов в сравнении с лабораторными экспериментами. Подобный подход дает возможность изучать механизмы разрушения разномасштабных неровностей при различных режимах скольжения, когда можно легко менять и контролировать многие параметры трения с использованием флюидного насыщения контактирующих неровностей.

Становится более понятным, в частности, что разрушение крупномасштабных неровностей в зонах скольжения крупных разломов, например в зонах субдукции, происходит многократно и преимущественно в отдельных сегментах разломов в течение длительного по геологическим меркам времени. Как показывает практика сейсмотектонических исследований, в зонах долгоживущих разломов очаги землетрясений формируются в областях контактного скольжения по неровностям в течение сотен или тысяч лет примерно в одних и тех же сегментах. Именно там возникают повторяющиеся землетрясения через определенные временные интервалы, необходимые для накопления энергии и амплитуд тектонических деформаций до критического уровня. В то же время в других сегментах разломов между крупными неровностями сейсмическая активность остается слабовыраженной. В местах многократного возникновения очагов землетрясений зачастую и обнаруживаются многочисленные следы бывших сейсмических активизаций в виде палеосеймодислокаций.

В зарубежной литературе крупные неровности в межплитных разломах (таких, как зоны Беньофа) принято обозначать термином «asperity». С их разрушением многие исследователи связывают возникновение сильных землетрясений, в частности таких, как широкоизвестное японское катастрофическое землетрясение Тохоку, произошедшее 11 марта 2011 г. ($M=9.1$). Напомним для примера, что в плейстосейстовой области этого землетрясения обнаружены следы более сильного подобного землетрясения, произошедшего около тысячи лет назад. Об этом же свидетельствуют исторические данные и сейсмогеологические изыскания, проведенные в пределах Байкальской рифтовой зоны, где отчетливо выявляются многочисленные проявления сейсмической активности, рассмотренные в ряде работ (в частности [Ruzhich, Khil'ko, 1987]).

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С позиций полученных экспериментальных данных становится более обоснованным представление о том, что наиболее интенсивное контактное механическое взаимодействие в зонах сейсмоактивных разломов осуществляется именно на крупных неровностях, где, собственно, и готовятся очаги многих сильных землетрясений. Площадь таких контактных пятен скольжения может измеряться сотнями – тысячами квадратных метров. Однако в отношении ко всей площади соприкосновения крыльев разломов она невелика и, скорее всего, составляет первые проценты. Следовательно, именно в местах интенсивного контактного взаимодействия возникает возможность более эффективного управления режимом разрушения неровностей путем контролируемых техногенных воздействий, например в виде закачек через скважины поверхностно-актив-

ных флюидов, проведения гирляндных взрывов или применения мощных скважинных вибраторов современного поколения, используемых для повышения отдачи нефтяных пластов.

На основании собранных материалов предлагается экспериментально обоснованное физическое объяснение распространенного механизма возникновения сейсмического цикла при подготовке значимого сейсмического события, состоящего из таких известных эффектов, как сейсмическая «брешь» и «затишье», форшоковая, шоковая и афтершоковая активность. Во многих случаях они могут быть связаны с актами многократного разрушения (изнашивания) крупных неровностей в зонах долгоживущих тектонических разломов. С этих же позиций объясняется многократно фиксируемое проявление сейсмических активизаций (сейсмической сепарации) примерно в одних и тех же сегментах зон разломов на протяжении многих сотен или тысяч лет. Полученные рассмотренным способом новые сведения могут быть полезными для различных видов прогноза землетрясений и горных ударов, а также использоваться для разработки новых физических моделей очагов землетрясений, более адаптированных к тектонофизическим условиям. В наших экспериментах находят подтверждение ряд высказываний ученых, касающихся новых перспектив выявления краткосрочных предвестников деформационного и сейсмогенного типа, упоминаемых в недавних работах [Chebrov et al., 2011; Popov et al., 2010]. Однако для их выявления в реальных решениях проблем прогноза потребуется разработка и внедрение в практику новой высокоточной инструментальной базы, позволяющей проводить мониторинг в области формирования очагов готовящихся землетрясений.

Рассмотренный экспериментальный подход к изучению механики разрушения в зонах сейсмогенерирующих разломов с позиций трибологии, пока еще весьма упрощенный, позволяет более однозначно решать и обратные задачи, а именно: из записей сейсмограмм получать более обоснованные представления об источниках диссипации волновых колебаний из зон разломов. Расширение информационной базы данных о глубинных явлениях в разломах, в свою очередь, может способствовать повышению эффективности численных методов, что, в конечном счете, ляжет в основу создания новых моделей очагов землетрясений. Несомненно, что они будут более сложными, но при этом и адекватными геолого-геофизическим условиям в сегментах зон сейсмогенерирующих разломов на глубинах порядка 10–20 км.

Существующие сегодня представления об очагах землетрясений могут также быть углублены посредством применения новых методов изучения, включающих изучение трибофизических и трибохимических эффектов разрушения горных пород, в том числе возникающих при трении в зеркалах контактного скольжения.

7. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

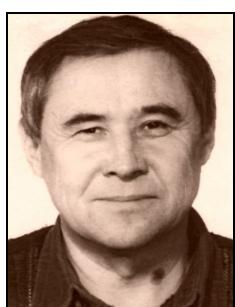
- Berkovich I.I., Gromakovskiy D.G., 2000. Tribology. Physical Bases, Mechanics, and Technical Applications. Textbook for Universities, edited by D.G. Gromakovskiy. Samara State Technical University, Samara, 268 p. (in Russian) [Беркович И.И., Громаковский Д.Г. Трибология. Физические основы, механика и технические приложения. Учебник для вузов / Под ред. Д.Г. Громаковского. Самара: СГТУ, 2000. 268 с.].
- Breis W.F., Byerlee J.D., 1966. Stick-slip as mechanism for earthquakes. *Science* 153 (3739), 62–64. <http://dx.doi.org/10.2307/1719360>.
- Chebrov V.N., Saltykov V.A., Serafimova Yu.K., 2011. Earthquake Forecasting in Kamchatka. SvetochPlus, Moscow, 304 p. (in Russian) [Чебров В.Н., Салтыков В.А., Серафимова Ю.К. Прогнозирование землетрясений на Камчатке. М.: Светоч Плюс, 2011. 304 с.].
- Chichinadze A.V. (Ed.), 1995. Fundamentals of Tribology. Nauka i Tekhnika, Moscow, 778 p. (in Russian) [Основы трибологии / Под ред. А.В. Чичинадзе. М.: Наука и техника, 1995. 778 с.].
- Dimaki A.V., Popov V.L., 2012. Dimension reduction method and its application to modelling of friction elastomers under complex dynamic loads. *Fizicheskaya Mekhanika* 15 (4), 81–86 (in Russian) [Димаки А.В., Попов В.Л. Метод редукции размерности и его применение для моделирования трения эластомеров в условиях сложных динамических нагрузок // Физическая мезомеханика. 2012. Т. 15. № 4. С. 81–86].
- Garkunov D.N., 1989. Tribotechnics. Mashinostroenie, Moscow, 328 p. (in Russian) [Гаркунов Д.Н. Триботехника. М.: Машиностроение, 1989. 328 с.].
- Heinicke G., 1987. Tribochimistry. Translated from English. Mir, Moscow, 584 p. (in Russian) [Хайнеке Г. Трибохимия: пер. с англ. М.: Мир, 1987. 584 с.].
- Kogan S.Ya., 1975. Seismic Energy and Methods of Its Determination. Nauka, Moscow, 153 p. (in Russian) [Коган С.Я. Сейсмическая энергия и методы ее определения. М.: Наука, 1975. 153 с.].
- Mashkov Yu.K., 1996. Tribology of Construction Materials. Omsk State Technical University, Omsk, 299 p. (in Russian) [Машков Ю.К. Трибология конструкционных материалов. Омск: ОмГТУ, 1996. 299 с.].
- Mishin S.V., 2004. Seismic Processes and Maintenance of Impulses. SVKNII, Far East Branch of RAS, Magadan, 115 p. (in Russian) [Мишин С.В. Сейсмические процессы и сохранение импульса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 115 с.].
- Myachkin V.I., Kostrov B.V., Sobolev G.A., Shamina O.G., 1975. Fundamentals of physics of foci and precursors of earthquakes. In: Physics of Earthquake Foci. Nauka, Moscow, p. 6–29 (in Russian) [Мяччин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений // Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975. С. 6–29].
- Nersesov I.L., Ponomarev V.S., Teitelbaum Yu.M., 1976. The effect of seismic quiescence in case of large earthquakes. In: Studies of earthquake physics. Nauka, Moscow, p. 140–168 (in Russian) [Нерсесов И.Л., Пономарев В.С., Тейтельбаум Ю.М. Эффект сейсмического затишья при больших землетрясениях // Исследования по физике землетрясения. М.: Наука, 1976. С. 140–168].
- Popov V.L., 2013. Mechanics of Contact Interaction and Friction Physics. Fizmatlit, Moscow, 350 p. (in Russian) [Попов В.Л. Механика контактного взаимодействия и физика трения. М.: Физматлит, 2013. 350 с.].
- Popov V.L., Grzembka B., Starcevic J., Fabry C., 2010. Accelerated creep as a precursor of friction instability and earthquake prediction. *Physical Mesomechanics* 13 (5–6), 283–291. <http://dx.doi.org/10.1016/j.physme.2010.11.009>.
- Popov V.L., Psakhie S.G., 2007. Numerical simulation methods in tribology. *Tribology International* 40 (6), 916–923. <http://dx.doi.org/10.1016/j.triboint.2006.02.020>.
- Ruzhich V.V., 1997. Seismotectonic Destruction of the Earth's Crust in the Baikal Rift Zone. Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 144 p. (in Russian) [Ружич В.В. Сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 144 с.].
- Ruzhich V.V., 2008. On a research method for tribochemical processes in earthquake foci. In: German-Russian Workshop “Earthquakes and Friction Physics”, Abstracts Volume. Technische Universität Berlin, Berlin, p. 13.
- Ruzhich V.V., Khilko S.D., 1987. Analysis of models of earthquake foci from seismogeological positions. In: Physical Foundations of Forecasting of Rock Destruction by Earthquakes. Nauka, Moscow, p. 113–122 (in Russian) [Ружич В.В., Хилько С.Д. Анализ моделей очагов землетрясений с сейсмогеологических позиций // Физические основы прогнозирования разрушения горных пород при землетрясениях. М.: Наука, 1987. С. 113–122].
- Scholz C.H., 1990. The Mechanics of Earthquakes and Faulting. Cambridge University Press, Cambridge, 439 p.
- Sobolev G.A., 1993. Foundations of Earthquake Prediction. Nauka, Moscow, 313 p. (in Russian) [Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.].
- Sobolev G.A., Ponomarev V.A., 1999. Acoustic emission and stages of preparation of destruction in laboratory experiments. *Vulkanologiya i Seismologiya* (4–5), 50–62 (in Russian) [Соболев Г.А., Пономарев В.А. Акустическая эмиссия и стадии подготовки разрушения в лабораторном эксперименте // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4–5. С. 50–62].

Vinogradov S.D., Ponomarev V.S., 1999. Experimental study of seismic regime. *Priroda* (3), 77–89 (in Russian) [Виноградов С.Д., Пономарев В.С. Экспериментальное изучение сейсмического режима // Природа. 1999. № 3. С. 77–89].



Ружич Валерий Васильевич, докт. геол.-мин. наук, г.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. (3952)422776; [✉ email: ruzhich@crust.irk.ru](mailto:ruzhich@crust.irk.ru)

Ruzhich, Valery V., Doctor of Geology and Mineralogy, Chief Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel. +7(3952)422776; [✉ email: ruzhich@crust.irk.ru](mailto:ruzhich@crust.irk.ru)



Черных Евгений Николаевич, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. (3952)425823; [✉ email: cher@crust.irk.ru](mailto:cher@crust.irk.ru)

Chernykh, Evgeniy 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)425823; [✉ email: cher@crust.irk.ru](mailto:cher@crust.irk.ru)



Пономарева Елена Иннокентьевна, ведущий инженер
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. (3952)422776

Ponomareva, Elena I., leading engineer
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel. +7(3952)422776



TO THE 80TH JUBILEE OF PROFESSOR SEMEN I. SHERMAN

E. V. Sklyarov, D. P. Gladkochub, K. Zh. Seminsky

Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract: The article is devoted to the 80th birthday of Professor Semen I. Sherman, the founder of the Laboratory of Tectonophysics in IEC SB RAS, an expert in faulting, the state of stresses, geodynamic activity and seismicity of the lithosphere, and Deputy Chief Editor of Geodynamics & Tectonophysics.

Key words: tectonophysics, geodynamics, faults, faulting, seismicity, lithosphere.

Recommended by K.G. Levi

Citation: Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Seminsky K.Zh. 2014. To the 80th jubilee of Professor Semen I. Sherman. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (2), 577–581. doi:10.5800/GT-2014-5-2-0142.

К 80-ЛЕТНЕМУ ЮБИЛЕЮ ПРОФЕССОРА СЕМЕНА ИОЙНОВИЧА ШЕРМАНА

Е. В. Скляров, Д. П. Гладкочуб, К. Ж. Семинский

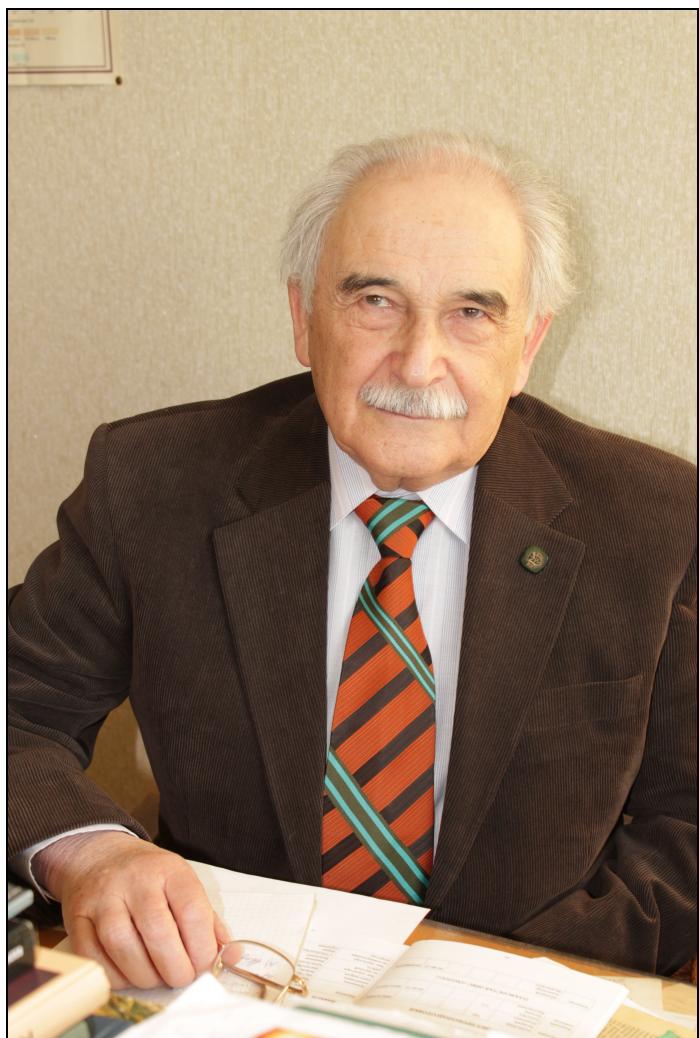
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация: Статья посвящена 80-летию профессора Семена Иоиновича Шермана – основателя лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН, крупного специалиста в области разломообразования, напряженного состояния и сейсмичности литосферы, заместителя главного редактора журнала «Геодинамика и тектонофизика».

Ключевые слова: тектонофизика, геодинамика, разломы, разломообразование, сейсмичность, литосфера.

On the 30th of April, we celebrated the 80th birthday of Semen I. Sherman and honoured his 55 years devoted to scientific research, science education and organization. Today Semen I. Sherman works in the position of Senior Researcher in the Laboratory of Tectonophysics of the Institute of the Earth's Crust, SB RAS. He is Professor, Doc-

tor of Geology and Mineralogy, Full Member of the Russian Academy of Natural Sciences, Deputy Chief Editor of Geodynamics & Tectonophysics. He is awarded titles of Honoured Researcher of the Russian Federation, Honoured Researcher of the Republic of Buryatia, Honoured Worker of Science and Technics of the Russian Federation, Win-



ner of the Award of the USSR Council of Ministers in Science and Technics, Soros Associate Professor, and Honoured Veteran of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences.

Semen I. Sherman is a highly respected expert in tectonophysics, one of the newest and most challenging fields in geodynamics. His scientific activities are focused on studies of regularities of faulting, the state of stresses, geodynamic activity and seismicity of the lithosphere. He authored and coauthored more than 430 scientific papers, including 16 monographs, five method statements and scientific brochures, and six specialized geological maps.

Semen I. Sherman pioneered in establishing statistical relations between main parameters of faults. He proposed and developed a rheological model of faults with account of vertical zonation on the basis of changes of rheological properties of the lithosphere with depth. For geodynamics, he stated an important conclusion concerning elasto-viscous destruction of the lithosphere during faulting. Under the leadership of Semen I. Sherman, the Irkutsk team of specialists in tectonophysics was the first scientific team in the world to conduct experimental studies of areas of

dynamic influence of faults. Based on their experiences, they issued recommendations on estimations of widths of such zones in field geological and seismological studies. Semen I. Sherman consolidated information about the known criteria of similarity and introduced new criteria of similarity for determination of modelling conditions and assurance of their similarity with relevant natural conditions.

The monograph titled "Faulting in the Lithosphere" was published in three volumes in 1991, 1992 and 1994 as a manuscript consolidating scientific achievements and science organization experience of the Laboratory of Tectonophysics established and headed by Semen I. Sherman. Each of the volumes presented results of tectonophysical studies on the basis of the original idea to refer to measurements and quantity values in analyses of tectonic processes and structural forms. The quantitative approach to studies of faulting in the lithosphere, which is developed by Semen I. Sherman in all his publications, was presented in the above-mentioned monograph as a new methodology; by now it has proved very useful for tectonophysics. Based on this methodology, a set of geological and experimental methods has been established, and it was revealed that the dynamics of faulting is predetermined by the state of stresses of the lithosphere, which in its turn influences the relationships between parameters of tectonic fractures / faults. This concept has become the basis for further studies initiated by Semen I. Sherman to research interrelationships between faulting and seismicity. Now such studies are conducted with application of methods of fractal analysis, mesomechanics and reference to modern theoretical concepts, including those concerning zones of recent destruction of the lithosphere. Semen I. Sherman has proposed a method based on quantitative indexes of seismic activation of faults (QISA) and successfully applies this method to develop the tectonophysical concept of seismicity.

In parallel with theoretical studies, Semen I. Sherman has been always committed to search for practical application of his scientific results in geology. He has invented and developed methods aimed at estimation of fault parameters, prediction of fault patterns on site and establishment of regional scales of seismic activity. An important result of his joint studies with experts in earthquake-proof construction is publication of the regional scale of seismic activity of Pribaikalie.

Semen I. Sherman actively participates in international scientific cooperation projects. He was a member of research teams of the International Lithosphere Program which developed the world map of major active faults, the Russian-Chinese project of experimental studies of stability of the crust and geological catastrophes, the Russian-Vietnamese project which constructed the map of active fault in the territory of Vietnam, and the Russian-Chinese project financially supported by the Russian Foundation for Basic Research which studied the Baikal and Shanxi rift systems.

Along with giving tribute for the scientific activities of Semen I. Sheman, we are full of praise for his desire to share his knowledge and experiences with young geologists and being the teacher for many scientists and industrial specialists in geology. For more than 30 years, Professor Sherman lectured in the Irkutsk State Technical University. He was a scientific consultant for five Doctors of Science and 18 Candidates of Science. He maintains the scientific communication with post-graduate students and specialists and supports them in preparing their research theses.

Semen I. Sherman is a famous scientist both in Russia and abroad. He has participated in many international and national congresses and symposia. For his valuable contribution to the Earth sciences, he was elected the Corresponding Member in 1992 and the Full Member of the Russian Academy of Natural Sciences in 1995. In recognition and appreciation of his outstanding contributions to the world science and science education, he was selected and named as a Soros Associate Professor. Semen

and named as a Soros Associate Professor. Semen I. Sherman is a member of the Interdepartmental Tectonic Committee of RAS, and this has been his honorable duty for many years. He was awarded three national medals, several merit certificates of the Presidium of the USSR Academy of Sciences and the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, a silver badge of the 27th International Geological Congress, a bronze medal of the USSR Exhibition of Economic Achievements, a silver badge of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences and an Academician Koptyug Medal of Honor of SB RAS.

Friends, colleagues and students of Semen I. Sherman are sending him their heartfelt congratulations with the jubilee and the best wishes of success in his scientific and science organization activities. We wish you to be healthy and have many fruitful years in science, dear Semen Ioinovich!

30 апреля 2014 года исполнилось 80 лет со дня рождения и 55 лет научной и научно-организационной деятельности организатора, ныне главного научного сотрудника лаборатории тектонофизики Института земной коры СО РАН, действительного члена РАЕН, доктора геолого-минералогических наук, профессора, заслуженного деятеля науки РФ, заслуженного деятеля науки Республики Бурятия, лауреата премии Совета Министров СССР в области науки и техники, Почетного работника науки и техники РФ, Соросовского профессора, заслуженного ветерана СО РАН, заместителя главного редактора журнала «Геодинамика и тектонофизика» ШЕРМАНА Семена Иоиновича.

С.И. Шерман – признанный специалист в одной из самых актуальных областей геодинамики – тектонофизике. Его многолетняя научная деятельность направлена на изучение закономерностей разломообразования в литосфере, ее напряженного состояния, геодинамической активности и сейсмичности. Вместе с соавторами его перу принадлежат более 430 научных работ, в том числе 16 монографий, 5 методических пособий и научных брошюр, 6 специальных геологических карт.

С.И. Шерманом впервые установлены статистические зависимости между основными параметрами разломов, разработана их реологическая модель и вертикальная зональность, базирующаяся на изменении реологических свойств литосферы с глубиной. Сделан важный для геодинамики вывод об упруговязком разрушении литосферы при формировании сетки разломов. Коллективу иркутских тектонофизиков под руководством С.И. Шермана принадлежат первые в мире экспериментальные работы по исследованию областей

динамического влияния разломов и практические рекомендации по оценке ширины этих областей в полевой геологии и сейсмологии. С.И. Шерманом систематизированы известные и предложены новые критерии-комплексы подобия для определения условий экспериментов и их согласования с природной ситуацией.

Одним из главных результатов научной и научно-организационной деятельности С.И. Шермана стала трехтомная монография «Разломообразование в литосфере» (1991, 1992, 1994 гг.), в которой он вместе с учениками обобщил широкомасштабные исследования, проведенные под его руководством в лаборатории тектонофизики Института земной коры. Объединяющей нитью представленных в каждом томе тектонофизических исследований зон сдвига, растяжения и сжатия стала идея использовать меру и число при анализе тектонических процессов и структурных форм. Количественный подход к исследованию процесса разломообразования в литосфере, развиваемый С.И. Шерманом во всех публикациях, воплотился в трехтомнике как новая методология, применение которой в тектонофизической практике трудно переоценить. Она позволила создать комплекс из геологических и экспериментальных методов и на его основе показать, что динамика развития разломов предопределяется типом напряженного состояния литосферы, который влияет на соотношения между параметрами тектонических нарушений. Развитию этих представлений посвящены последующие исследования С.И. Шермана. Они направлены на поиски взаимосвязей процессов разломообразования и сейсмичности с использованием современных понятий и методов фрактального анализа, мезомеханики, а также представлений о зонах современ-

ной деструкции литосферы, развивающихся С.И. Шерманом в настоящее время. Им предложена методика оценки количественных индексов сейсмической активизации разломов и на ее основе разрабатывается тектонофизическая концепция сейсмического процесса.

Параллельно с теоретическими исследованиями С.И. Шерман постоянно уделяет большое внимание поиску путей применения полученных результатов в геологической практике. Были разработаны и предложены для использования в геологической практике методические приемы оценки параметров разломов и прогноза расположения сетки разломов на местности, а также методы создания региональных шкал сейсмической интенсивности. Одним из итогов его исследований, проведенных вместе со специалистами по сейсмостойкому строительству, стала региональная шкала сейсмической интенсивности, разработанная на примере территории Прибайкалья.

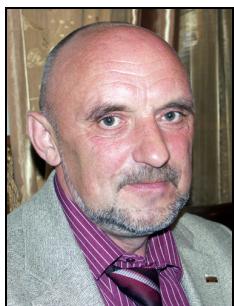
Работа в области решения наиболее значимых для человека практических проблем проводилась С.И. Шерманом и в рамках международного сотрудничества. Он являлся членом рабочей группы по составлению «Карты активных разломов мира» международной программы «Литосфера». Принимал участие в совместных российско-китайских исследованиях по теме «Экспериментальное изучение стабильности коры и геологические катастрофы», в российско-вьетнамских исследованиях по составлению «Карты активных разломов территории Вьетнама», а в 2013 г. им закончены исследования рифтовых систем Байкальской и Шаньси по совместному российско-китайскому проекту РФФИ.

Отдавая должное результатам научной деятельно-

сти юбиляра, необходимо отметить одну важную черту его личности – желание передать свои знания молодому поколению геологов. Десятки ученых-геологов и геологов-производственников называют С.И. Шермана своим учителем. Более 30 лет он работал по совместительству в Иркутском государственном техническом университете в должности профессора, являлся научным консультантом в подготовке 5 докторских диссертаций, у 18 кандидатов наук был научным руководителем. В настоящее время С.И. Шерман продолжает активную работу с аспирантами и соискателями.

Высокий уровень научных исследований принес С.И. Шерману всероссийскую и международную известность. Он участник и докладчик на многих международных и национальных конгрессах, совещаниях и симпозиумах. Признанием его заслуг перед научным сообществом было избрание в 1992 г. членом-корреспондентом, а в 1995 – действительным членом Российской академии естественных наук. Трижды избирался Соросовским профессором. Долгие годы он является членом Межведомственного тектонического комитета при Президиуме РАН. Он награжден тремя государственными медалями, несколькими грамотами Президиумов АН СССР и СО РАН, серебряным значком Оргкомитета 27-го Международного геологического конгресса, бронзовой медалью ВДНХ СССР, серебряным значком СО РАН, почетной медалью СО РАН имени Академика Коптюга.

Друзья, коллеги и ученики тепло поздравляют С.И. Шермана со славным юбилеем и желают дальнейших успехов в научной и научно-организационной деятельности, крепкого здоровья и творческого долголетия.



Скляров Евгений Викторович, член-корреспондент РАН, докт. геол.-мин. наук, профессор, г.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. 8(3952)511665; [✉ e-mail: skl@crust.irk.ru](mailto:skl@crust.irk.ru)

Sklyarov, Eugene V., Corresponding Member of RAS, Doctor of Geology and Mineralogy, Professor,
Chief Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel. 8(3952)511665; [✉ e-mail: skl@crust.irk.ru](mailto:skl@crust.irk.ru)



Гладкочуб Дмитрий Петрович, докт. геол.-мин. наук, директор института
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
e-mail: dima@crust.irk.ru

Gladkochub, Dmitry P., Doctor of Geology and Mineralogy, Director of the Institute
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: dima@crust.irk.ru



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