



Dear readers,

This issue of Geotectonics & Tectonophysics contains a collection of articles 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.

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 was published in Issue 2 this year, and the second lot is presented herein.

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

Глубокоуважаемые читатели!

Настоящий номер журнала продолжает публикацию статей, посвященных 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.

К юбилею лаборатории тектонофизики редакция журнала «Геодинамика и тектонофизика» получила более двадцати статей, связанных с тематикой и результатами исследований по проблеме разломообразования в литосфере. Их первая часть была опубликована в № 2 за 2014 г., вторая публикуется в начале настоящего номера.

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



MAIN REGULARITIES OF FAULTING IN LITHOSPHERE AND THEIR APPLICATION (BASED ON PHYSICAL MODELLING RESULTS)

S. A. Bornyakov^{1,2}, K. Zh. Seminsky¹, V. Yu. Buddo¹, A. I. Miroshnichenko¹,
A. V. Cheremnykh¹, A. S. Cheremnykh¹, A. A. Tarasova^{1,2}

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

² Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Abstract: Results of long-term experimental studies and modelling of faulting are briefly reviewed, and research methods and the-state-of-art issues are described. The article presents the main results of faulting modelling with the use of non-transparent elasto-viscous plastic and optically active models. An area of active dynamic influence of fault (AADIF) is the term introduced to characterise a fault as a 3D geological body. It is shown that AADIF's width (M) is determined by thickness of the layer wherein a fault occurs (H), its viscosity (η) and strain rate (V). Multiple correlation equations are proposed to show relationships between AADIF's width (M), H, η and V for faults of various morphological and genetic types. The irregularity of AADIF in time and space is characterised in view of staged formation of the internal fault structure of such areas and geometric and dynamic parameters of AADIF which are changeable along the fault strike. The authors pioneered in application of the open system conception to find explanations of regularities of structure formation in AADIFs. It is shown that faulting is a synergistic process of continuous changes of structural levels of strain, which differ in manifestation of specific self-similar fractures of various scales. Such levels are changeable due to self-organization processes of fracture systems. Fracture dissipative structures (FDS) is the term introduced to describe systems of fractures that are subject to self-organization. It is proposed to consider informational entropy and fractal dimensions in order to reveal FDS in AADIF. Studied are relationships between structure formation in AADIF and accompanying processes, such as acoustic emission and terrain development above zones wherein faulting takes place.

Optically active elastic models were designed to simulate the stress-and-strain state of AADIF of main standard types of fault jointing zones and their analogues in nature, and modelling results are reported in the article. A good correlation is revealed between the available seismological, structural geological and geodetic data.

Key words: lithosphere, faults, physical modelling, similarity theory, equivalent materials, synergetics, quantitative parameters.

Recommended by K.G. Levi

Citation: Bornyakov S.A., Seminsky K.Zh., Buddo V.Yu., Miroshnichenko A.I., Cheremnykh A.V., Cheremnykh A.S., Tarasova A.A., 2014. Main regularities of faulting in lithosphere and their application (based on physical modelling results). *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (4), 823–861. doi:10.5800/GT-2014-5-4-0159.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЯ В ЛИТОСФЕРЕ И ИХ ПРИКЛАДНЫЕ СЛЕДСТВИЯ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

С. А. Борняков^{1,2}, К. Ж. Семинский¹, В. Ю. Буддо¹, А. И. Мирошниченко¹,
А. В. Черемных¹, А. С. Черемных¹, А. А. Тарасова^{1,2}

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

²Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

Аннотация: В краткой обзорной форме освещаются достижения многолетних комплексных экспериментальных исследований. Описаны их методология и современное состояние. Представлены наиболее важные результаты моделирования процессов разломообразования на непрозрачных упруговязкопластичных и на упругих оптически-активных моделях. Для характеристики разлома как трехмерного геологического тела введено понятие «область активного динамического влияния разлома» (ОАДВР). Показано, что ее ширина M определяется мощностью вмещающего разлом слоя (H), его вязкостью (η) и скоростью деформирования (V). Предложены формализованные выражения связи между M ОАДВР разломов разного морфологического типа с H , η и V в виде уравнений множественной корреляции. Охарактеризована временная и пространственная неравномерность ОАДВР, выражаяющаяся в стадийно-этапном формировании их внутренней разрывной структуры, с ее меняющимися по простиранию разлома геометрическими и динамическими характеристиками. Впервые для объяснения закономерности структурообразования в ОАДВР привлечена концепция открытых систем. Показано, что разломообразование представляет собой синергетический процесс последовательной смены структурных уровней деформации с характерным для каждого из них набором разномасштабных разрывных нарушений, обладающих свойствами самоподобия и что определяющая роль при смене структурных уровней принадлежит процессам самоорганизации систем разрывных нарушений. Для характеристики систем разрывов, вовлеченных в самоорганизацию, введено понятие «разрывные диссипативные структуры» (РДС). Для выделения РДС в ОАДВР предложено использовать информационную энтропию и фрактальную размерность. Исследована связь со структурообразованием в ОАДВР сопутствующих процессов, таких как акустическая эмиссия и рельефообразование над зонами формирующихся разломов.

Представлен комплекс результатов моделирования напряженно-деформированного состояния в ОАДВР основных эталонных типов зон сочленения разломов и их природных аналогов в оптически-активных упругих моделях. Показана хорошая согласованность с данными сейсмологических, геолого-структурных и геодезических исследований.

Ключевые слова: литосфера, разломы, физическое моделирование, теория подобия, эквивалентные материалы, синергетика, количественные параметры.

1. ВВЕДЕНИЕ

Физическое моделирование тектонических процессов и структур является неотъемлемой методологической частью тектонофизики. За более чем вековую историю становления и развития оно оформилось как метод исследования, опирающийся на теоретическую основу – теорию подобия [Hubbert, 1937; Gzovsky, 1975; Ramberg, 1981; Shemenda, 1983; Sherman, 1984; и др.]. О его современном состоянии и востребованности можно судить по серии обзорных работ и материалам проходящей с 2002 г. с двухлетней периодичностью международной конференции по физическому и математическому моделированию в геологических науках «GEOMOD» [Dooley, Schreurs, 2012; Gravaleau et al., 2012; Bornyakov, 2012; и др.].

Использование физического моделирования для исследования процессов разломообразования в ИЗК СО

РАН началось в 1974 г. и было представлено экспериментами, эпизодически выполняемыми в лаборатории неотектоники и геоморфологии на непрозрачных упруговязкопластичных эквивалентных материалах. С 1979 г. эти эксперименты имеют «постоянную прописку» в созданной лаборатории тектонофизики, со временем расширились по своему целевому содержанию и дополнились экспериментами на упругих, оптически-активных материалах.

Становлению и быстрому развитию экспериментальных работ способствовали, во-первых, административная и финансовая поддержка дирекции института в лице Н.А. Логачева и О.В. Павлова и, во-вторых, стажировки начинающих молодых экспериментаторов у известных мастеров эксперимента, таких как Д.Н. Осокина, А.В. Михайлова, О.Г. Шамина в ИФЗ РАН, В.Г. Гутерман в ИГ УАН, П.М. Бондаренко в ИГиГ СО РАН.

Отличительной чертой проводимых в лаборатории тектонофизики экспериментов всегда была и остается их постоянная тематическая направленность, ориентированная на изучение основных структурно-динамических закономерностей разломообразования в литосфере и связанных с ним процессов, с акцентом на методы количественного анализа при обработке получаемого экспериментального материала.

В настоящей обзорной статье в краткой форме освещаются основные результаты выполненных в ней многолетних комплексных экспериментальных исследований большого коллектива экспериментаторов.

2. ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЯ НА УПРУГОВЯЗКОПЛАСТИЧНЫХ МОДЕЛЯХ

2.1. МЕТОДИКА МОДЕЛИРОВАНИЯ

2.1.1. Условия подобия

Из пяти выделенных М.В. Гзовским основных принципов моделирования процессов формирования тектонических структур первым и наиболее важным является принцип подобия модели и природного объекта [Gzovsky, 1975]. Существует два кардинально отличающихся подхода к реализации этого принципа. По мнению сторонников первого, достаточно достижения подобия модели и ее природного аналога на качественном уровне (В.В. Белоусов, М.А. Гончаров, В.Г. Гутерман и др.), тогда как сторонники второго подхода убеждены в том, что такое подобие должно осуществляться на количественной основе. Второй подход развит М.В. Гзовским [Gzovsky, 1975] с учетом ранее имеющегося опыта использования условий подобия при моделировании тектонических (Г. Кенинсберг, Е.Н. Люстих, О. Морат, М. Хабберт, Б.Л. Шнеерсон) и физических (А.А. Гухман, В.Л. Кирпичев, М.В. Кирпичев, Л.С. Эйгенсон и др.) процессов. Позднее предпринимались неоднократные попытки его совершенствования [Shemenda, 1983; Sherman, 1984; Babichev, 1987; и др.]. Время подтверждает правомерность и современный приоритет второго подхода. Сегодня в подавляющем большинстве зарубежных публикаций, посвященных результатам моделирования, теория подобия является неотъемлемой частью их методического раздела.

В лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН физическое моделирование процессов формирования крупных разломных зон в литосфере проводилось и проводится с использованием количественного критерия подобия для определения граничных условий эксперимента:

$$\eta / \rho g L T = \text{const}, \quad (1)$$

где η – вязкость, Па·с; ρ – плотность, кг/м³; g – ускорение свободного падения, м/с²; L – линейные размеры, м; T – время, с [Sherman, 1984; Gzovsky, 1975; Babichev, 1987]. Этот критерий позволяет вычислить масштабные коэффициенты для каждого из использованных в нем физических параметров. При моделировании крупных разломов, соизмеримых по масштабу с межплитными границами, принято использовать масштабные коэффициенты подобия вязкости $C_\eta \sim 10^{17}$, плотности $C_\rho \sim 0.5$, линейных размеров $C_L \sim 10^6$ и времени $C_T \sim 5 \cdot 10^{11}$. При таких значениях коэффициентов подобия 1 мм в модели соответствует 1 км в ее природном аналоге, а 1 мин эксперимента эквивалентна 1 млн лет природного процесса.

2.1.2. Модельный материал

Выбор модельного материала осуществлялся с учетом упруговязкопластичного поведения литосферы при длительно действующих на нее нагрузках [Sherman, 1977]. В рамках временной длительности эксперимента при используемых скоростях нагружения моделей сходные с литосферой реологические свойства имеют водные пасты глин. Нами выбрана водная паста монтмориллонитовой глины, правомерность использования которой в качестве модельного материала обоснована специально проведенным исследованием [Seminsky, 1986]. Она представляет собой малопрочную твердообразную структурированную систему, которой присущи следующие реологические свойства: предел текучести; частичные обратимые и необратимые деформации, обусловленные наличием в материале мгновенной и замедленной упругости; ступенчатый вид снижения эффективной вязкости с возрастанием напряжения, что свидетельствует о характерных значениях вязкости, остающихся постоянными в определенных интервалах значений напряжения и соответствующих разной степени нарушенности структуры; уменьшение значений основных количественных параметров по мере увеличения нарушенности структуры материала; наличие релаксации напряжений. Перечисленные свойства глинистой пасты проявляются и в литосфере при ее деформации, что позволяет говорить о их реологической сопоставимости [Seminsky, 1986].

2.1.3. Экспериментальное оборудование, техника подготовки и проведения экспериментов

При подготовке и проведении экспериментов использовался комплекс оборудования, включающий в себя вискозиметры, установку «Разлом», фото- и видеоаппаратуру. Установка «Разлом» позволяет воспроизводить в моделях процессы формирования зон разломов в условиях растяжения, сжатия, сдвига или их комбинаций, при скоростных режимах деформирования 10^{-5} , 10^{-4} и 10^{-3} м/с (рис. 1). Модельный матери-



Рис. 1. Общий вид установки «Разлом» для моделирования процессов разломообразования в упруговязкопластичных моделях литосферы.

Fig. 1. RAZLOM installation for simulation of faulting in the lithosphere in elasto-visco-plastic models.

ал после инструментального контроля вязкости прибором ПДС-10, конструкции М.В. Гзовского и Д.Н. Осокиной, или реовискозиметром Гепплера ровным слоем размещался на рабочей поверхности экспериментальной установки. До эксперимента на плановую поверхность модели наносилась реперная сетка из колец или прямых линий, по формуизменению которой впоследствии производилась количественная оценка деформаций и перемещений. Развивающийся в модели процесс структурообразования в зоне формирующегося разлома детально фотографировался через выбранный временной интервал. В зависимости от решаемой задачи времененная дискретность съемки варьировалась от 1 с до 1 мин. Полученные фотоматериалы составляли основу для построения необходимых структурных схем, с которых снималась качественная и количественная информация с последующей ее обработкой и анализом. Для каждого морфолого-генетического типа разломной зоны проводился самостоятельный комплекс экспериментов, в рамках которого, с учетом принципа раздельного моделирования существенных факторов, оценивалось влияние на формирующуюся внутреннюю структуру и характеризующие ее количественные параметры мощности разрушаемого слоя, ее вязкости и скорости деформирования. С фотографий моделей получены десятки тысяч замеров разных количествен-

ных параметров, между которыми установлены парные и многомерные корреляционные связи.

2.2. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЫХ РАЗЛОМОВ ЛИТОСФЕРЫ, ВЫЯВЛЕННЫЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

При описании основных экспериментально установленных закономерностей формирования крупных разломов литосферы акцент чаще делается на результатах моделирования сдвиговых зон. Их распространность в природе и относительная простота воспроизведения в моделях делают сдвиговые зоны своеобразным структурным эталоном для моделирования. Все выявленные для них основные закономерности в большей части будут правомерны и для других морфолого-генетических типов разломных зон.

2.2.1. Крупные разломы и составляющие их внутреннюю структуру разрывы как трехмерные тела

Наблюдения за развитием процессов разломообразования в моделях стимулировали введение нового понятия – «область активного динамического влияния разлома» (ОАДВР). Под ним понимается окружающее разлом в трех измерениях пространство, в котором

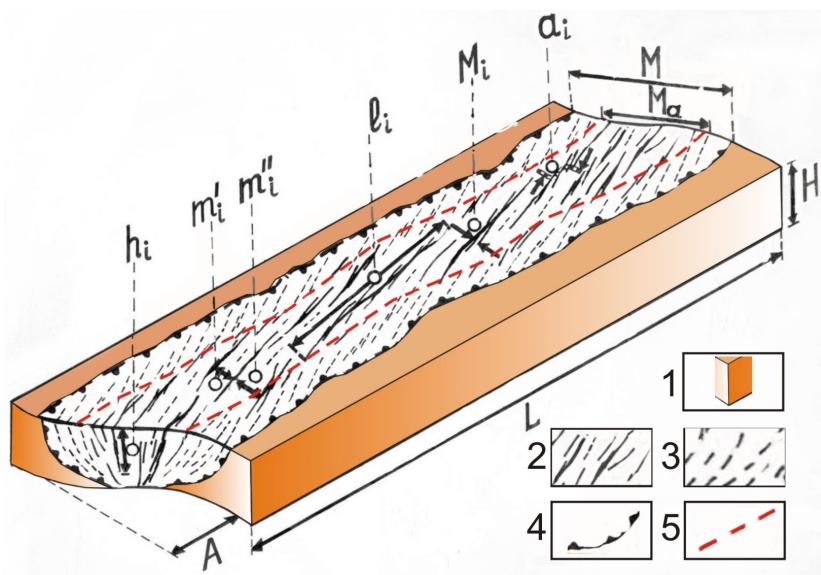


Рис. 2. Структурная схема ОАДВ сдвиговой зоны в модели и ее параметры.

Л – длина и Н – толщина модели; А – амплитуда смещения крыльев сдвиговой зоны; М – ОАДВ; M_a – ширина ОАС; l_i – длина и h_i – глубина проникновения единичного разрыва и a_i – амплитуда смещения на единичном разрыве; m_i и m_i'' – ширина смежных блоков, контактирующих по единичному разрыву. 1 – модель; 2 – активные разрывы; 3 – пассивные разрывы; 4 – граница ОАДВ; 5 – граница ОАС.

Fig. 2. Structural scheme of AADIF in a simulated shear zone.

Л – модельная длина; Н – модельная толщина; А – амплитуда смещения крыльев сдвиговой зоны; М – ширина ОАДВ; M_a – ширина зоны активного структурообразования; l_i – длина единичного разрыва; h_i – глубина единичного разрыва; a_i – амплитуда смещения единичного разрыва; 1 – модель; 2 – активные разрывы; 3 – пассивные разрывы; 4 – граница ОАДВ; 5 – граница ОАС.

проявляются пластические и разрывные деформации, вызванные формированием разлома и последующими подвижками по нему [Sherman *et al.*, 1983]. В проведенном комплексе экспериментов с моделями были собраны замеры ширины (М) формирующихся в моделях зон разломов (рис. 2) [Sherman *et al.*, 1983, 1991]. Эксперименты выполнялись при варьирующихся значениях толщины модели Н (от 0.01 до 0.10 м), вязкости η (от 10^4 до 10^8 Pa·s) и скорости деформирования V (от 10^{-5} до 10^{-3} м/с), что позволило получить формализованную зависимость ширины ОАДВ от перечисленных параметров. В общем виде эта зависимость описывается уравнением:

$$M = C_1 \cdot H + C_2 \cdot \lg \eta + C_3 \cdot \lg V - K. \quad (2)$$

Для каждого морфолого-генетического типа ОАДВ характерны свои значения коэффициентов C_1 , C_2 , C_3 и свободного члена К [Sherman *et al.*, 1983, 1991, 1992, 1994]. Выполненные оценки показали, что ширина зоны разлома главным образом определяется толщиной разрушающего слоя и связана с ней прямой зависимостью. К аналогичному выводу в разное время приходили и другие экспериментаторы [Gzovsky, 1975; Stoyanov, 1977; Courtillot *et al.*, 1974; Naylor *et al.*, 1986; Tchalenko, 1970; Wilcox *et al.*, 1973; Atmaoui *et*

al., 2006]. Существенно меньший вклад в параметр М вносят вязкость и скорость деформирования. При этом увеличение первой способствует заложению в ней более широких разломных зон, тогда как увеличение второй приводит к обратному эффекту [Bornyakov, 1990; Sherman *et al.*, 1991, 1992, 1994].

Параметр М отражает максимальную ширину ОАДВ, характерную для конца первой стадии его развития [Sherman *et al.*, 1983, 1991]. При дальнейшей эволюции зоны разлома процесс структурообразования локализуется во все более узкой области. Эта область названа нами «областью активного структурообразования» (ОАС). В дополнительно проведенных сериях экспериментов был собран необходимый цифровой материал, позволивший сделать количественную оценку ее ширины (M_a) (рис. 2). Для сдвиговой зоны она имеет вид [Bornyakov, 1990]:

$$M_a = 0.9525H - 0.02701A - 0.0758 \lg \eta + 0.4161 \lg V + 4.4924. \quad (3)$$

Из приведенного уравнения видно, что M_a ОАС в основном определяется толщиной разрушающего слоя (Н) и амплитудой смещения (А) ее крыльев, при незначительном влиянии η и V . При этом Н и А выполняют разные функции. Если первый из них определяет

максимально возможное значение параметра M_a , в пределе равное M , то второй контролирует его последующие изменения по мере развития деструктивного процесса.

Внутреннее строение сдвиговой зоны как объемной трехмерной структуры первого порядка представлено системами разноранговых разрывных нарушений и вычленяемых ими блоков. Каждый разрыв тоже имеет свою сложно построенную более мелкими разрывными нарушениями зону деструкции, представляя, таким образом, так же как и материнская структура, объемное трехмерное тело, меньшего по отношению к ней масштабного ранга. Геометрия ОАДВ таких разрывов характеризуется тремя параметрами: длиной l_i , шириной M_i и глубиной проникновения h_i (рис. 2). Ширина M_i в общем виде описывается уравнением [Bornyakov, 1990]:

$$M_i = C_1 \cdot l_i + C_2 \cdot m_{b1} + C_3 \cdot m_{b2} + C_4 \cdot \lg \eta + C_5 \cdot \lg V - K, \quad (4)$$

где m_{b1} и m_{b2} – ширина смежных с разрывом блоков, с которыми M_i связана прямой зависимостью. Выполненные оценки показали, что ширина ОАДВ единичного разрыва в основном определяется его длиной, при осложняющем действии других параметров. При этом коэффициент C_1 не остается постоянным и нелинейно убывает с увеличением длины разрыва.

2.2.2. Временная и пространственная неравномерность развития крупных разломов

На основе результатов моделирования установлено, что внутренняя разрывная структура крупных разломов эволюционирует в рамках трех стадий однодirectionально, от многочисленных мелких разрывов, через избирательное разрастание одних и переход в пассивное состояние других при межстадийных перестройках, к единому магистральному шву (рис. 3) [Bornyakov, 1981; Sherman et al., 1983, 1991; Seminsky, 2003]. Количественный анализ ряда параметров, характеризующих внутреннюю разрывную структуру разломных зон, показал, что в пределах стадий деформационный процесс развивается так же периодически и неравномерно, проявляя автомодельность на более низком пространственно-временном масштабном уровне. Так же как весь эволюционный процесс структурообразования подразделяется на стадии, каждая отдельная стадия, в свою очередь, подразделяется на три качественно повторяющихся этапа. Принципиальное отличие структурных перестроек между этапами и стадиями заключается в том, что первые способствуют дискретно эволюционному разрастанию существующей системы разрывов, тогда как вторые приводят к заложению новой системы более высокого масштабного ранга [Bornyakov, Semenova, 2011].

Временная неравномерность развития деструктив-

ных зон по стадиям и этапам дополняется пространственной неравномерностью. Она проявляется в вариациях по простирианию и в крест простириания формирующегося разлома интенсивности протекания деструктивного процесса, что находит отражение в плотности составляющих его внутреннюю структуру активных разрывов и ряда других характеризующих их параметров [Seminsky, 2003]. На рис. 3 показана пространственная дифференциация зоны по степени нарушенности. Локализованные участки высокой плотности активных разрывов дискретно распределены по ее простирианию, чередуясь с участками низких значений этого параметра. В индивидуальном развитии разных участков зоны разлома имеются элементы несогласованности. В пределах одних участков процесс деструкции, варьируясь, протекает более интенсивно, чем в других, и фазы высокой активности у первых могут быть смещены по времени.

Детальный анализ вариаций амплитуд смещений во времени по отдельным разрывам показал, что их эволюционная динамика закономерна и подчиняется общему этапно-стадийному сценарию развития. В начале стадий и этапов новообразованный масштабный ранг разрывов обладает максимальной свободой перемещения своих крыльев, реализующегося в виде ускоряющихся или замедляющихся криповых смещений, с остановкой или без них, и дискретных импульсных подвижек, соответствующих известной модели «stick-slip» [Brace, Byerlee, 1966]. По мере приближения к моменту очередной структурной перестройки эволюционирующей системы активных разрывов в конце этапов или стадий усиливаются стесненные условия на фоне роста напряжений, что сказывается на подвижности их крыльев. Криповые смещения в этом динамическом состоянии зоны разлома имеют минимальное проявление, тогда как дискретные импульсные подвижки, наоборот, преобладают, причем для последних характерно существенное увеличение во времени их количества на фоне снижения средних значений амплитуд. Возникающий дефицит смещений на внутриразломных разрывах в конце этапов и стадий частично компенсируется усилением пликативных деформаций разделяющих разрывы блоков.

2.2.3. Нелинейная динамика деформационного процесса в деструктивной зоне

Деформационный процесс в разломной зоне реализуется за счет упругой и пластической деформации блоков и их смещений относительно друг друга по системам разрывам. Динамика последних отчетливо прослеживается по временными и пространственным вариациям амплитуд смещения (a) и ее приращениям за контрольный интервал времени (Δa_i). На рисунке 4 показан фрагмент сдвиговой зоны с системой хорошо развитых протяженных разрывов и узких линейно вытянутых блоков. Результаты мониторинга приращения

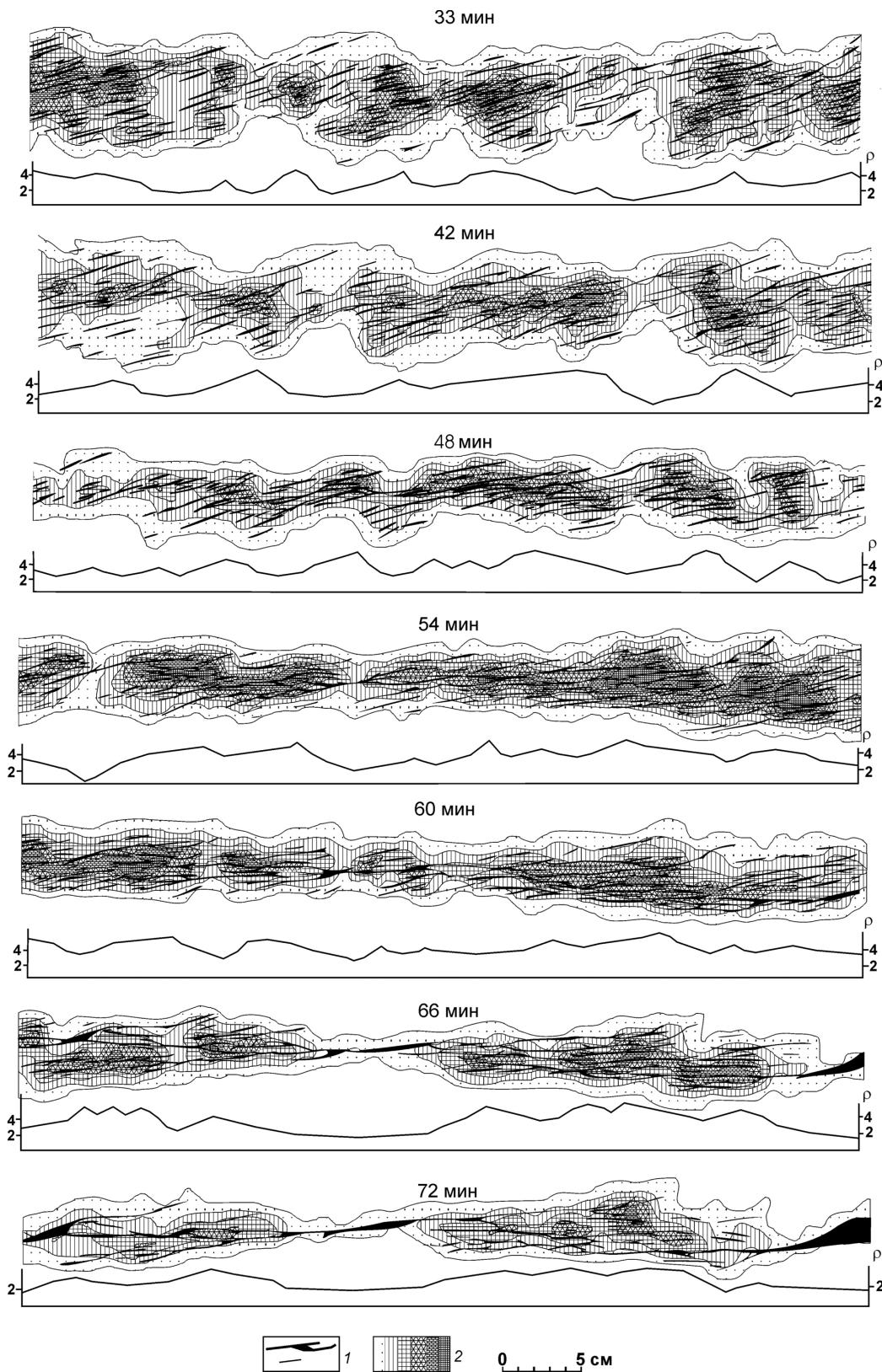


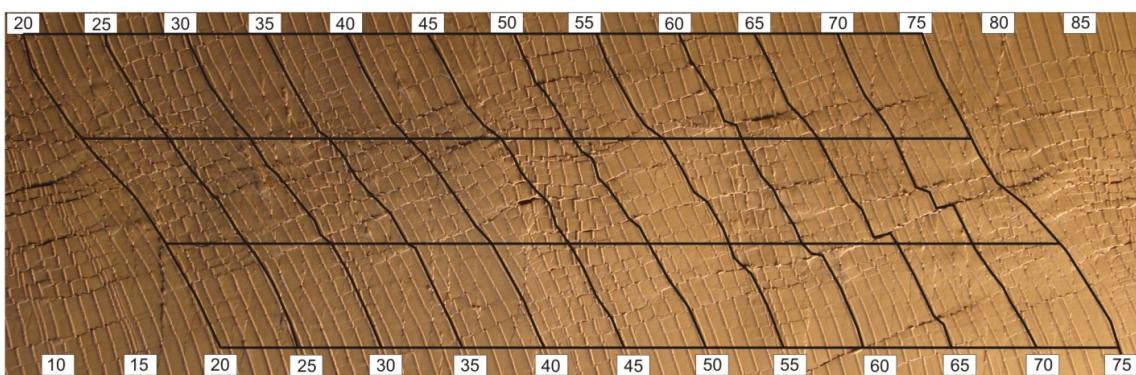
Рис. 3. Структурные схемы активных разрывов в сдвиговой зоне, графики и карты распределения их плотности в изолиниях, соответствующие отдельным этапам формирования сдвиговой зоны в упругопластичной модели.

1 – разрывы; 2 – области с различным количеством разрывов в единице площади (интенсивность штриховки пропорциональна плотности).

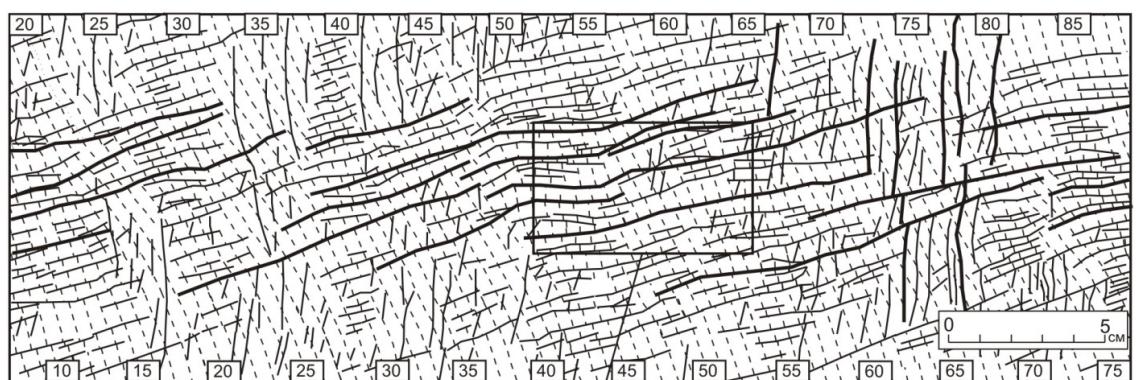
Fig. 3. Structural schemes of active faults in the shear zone, and curves and maps showing density patterns in isolines, which correspond to shearing stages. Elasto-plastic model.

1 – faults; 2 – areas with different numbers of faults per area unit. Higher density is shown by denser hatching.

А



Б



В



Рис. 4. Фрагмент сдвиговой зоны на модели (вид в плане) (А), ее структурная схема (Б) и увеличенный фрагмент структурной схемы (В). Расшифровка параметров a_1 a_i , Δm_1 Δm_i дана в тексте.

1 – реперная сетка линий; 2 – разрывы; 3 – нумерация реперных линий.

Fig. 4. Fragment of the simulated shear zone (plan view) (A), its structural scheme (B), and zoomed-up fragment of the structural scheme (B). Parameters a_1 a_i , Δm_1 Δm_i are described in the text.

1 – reference grid; 2 – faults; 3 – numbers of reference lines.

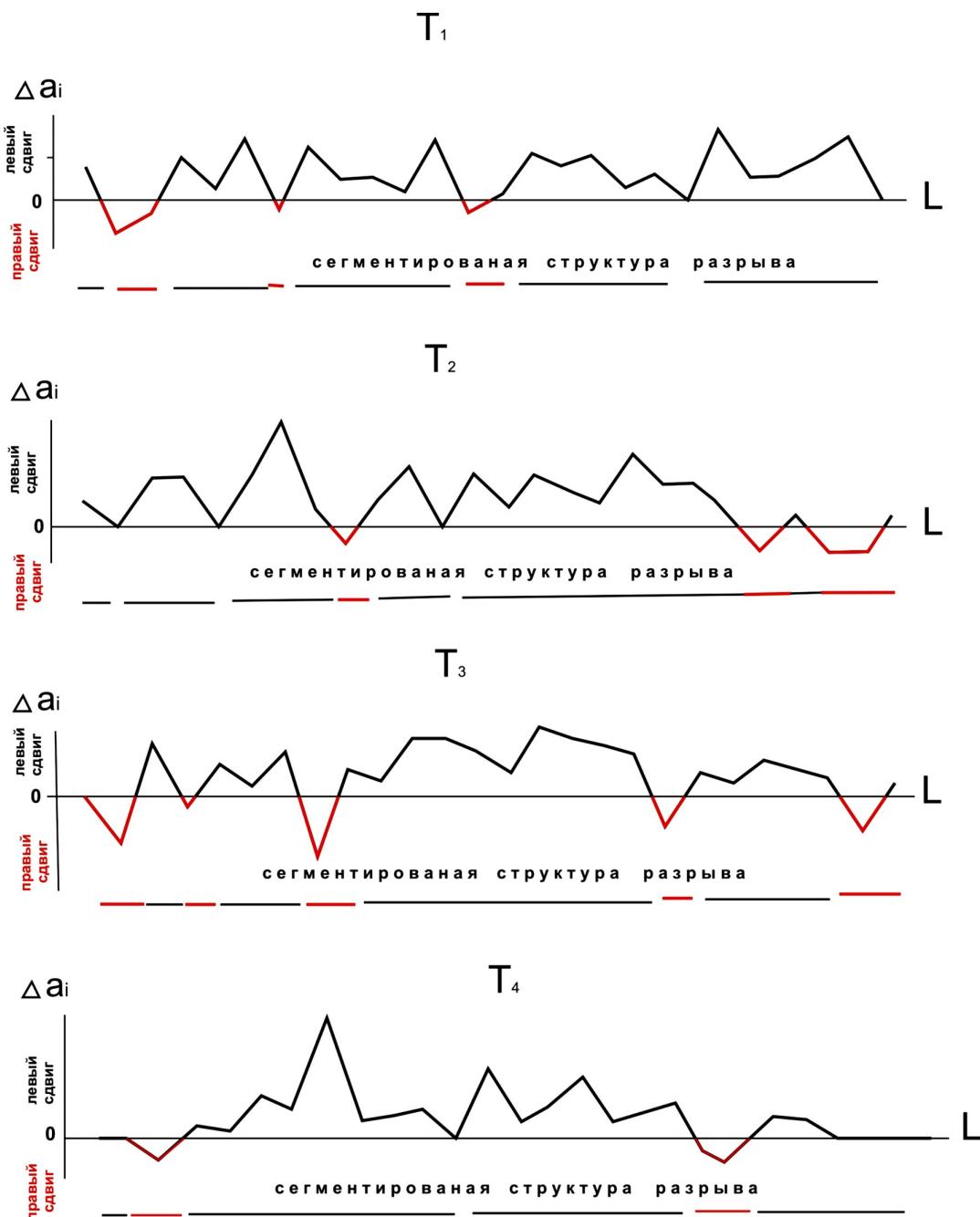


Рис. 5. Вариации приращения амплитуды смещения a_i по простиранию единичного разрыва L в формирующейся зоне сдвига в модели, зафиксированные во время T_1, T_2, T_3, T_4 с дискретностью 30 секунд.

Fig. 5. Variations of incremental displacement amplitude, a_i along the strike of singular fault, L in the shear zone in the model, which are recorded at time points T_1, T_2, T_3, T_4 with discreteness of 30 seconds.

амплитуды смещения (Δa_i) на одном из таких разрывов, представленные на рисунке 5 в виде временной последовательности графиков, наглядно отражают пространственно-временную динамику изменения этого параметра. Его вариации указывают на разную степень активности разрыва по простиранию. По этому показателю разрыв в каждый фиксированный момент времени может быть представлен совокупностью разновеликих активных и пассивных сегментов. Сегмен-

ты характеризуются пространственно-временной мобильностью и отличаются не только по величине амплитуды, но и по ее знаку. Наличие отрицательных значений приращения амплитуды свидетельствует о том, что на некоторых отдельных сегментах разрыва за контрольный интервал времени накопленная амплитуда не увеличилась, а, наоборот, уменьшилась за счет появления на них смещений обратного знака, противоположных направлению движения крыльев сдвигов.

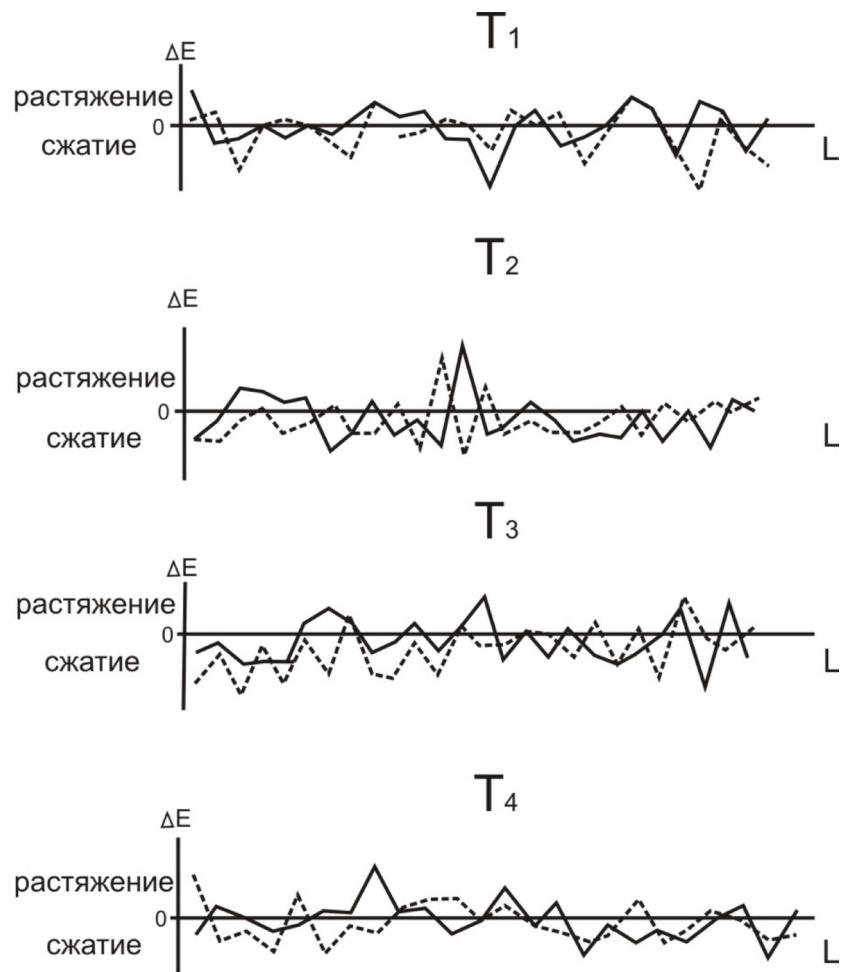


Рис. 6. Приращение деформации смежных ΔE блоков в приконтактной области вдоль простирания разделяющего их разрыва.

Fig. 6. Incremental strain of adjacent blocks, ΔE in the near-contact zone along the strike of the fault between the two blocks.

вой зоны. Процесс сегментации приводит к тому, что в каждый момент времени реальной активностью обладают лишь отдельные участки протяженных разрывов, отнесенных к категории активных (рис. 5).

Для выяснения причин проявления на сегментах смещений обратного знака был проведен мониторинг деформации (m_i) в приконтактных частях каждого из блоков с оценкой величины их приращения (ΔE) во времени (см. рис. 4):

$$\Delta E = m_{i+1} - m_i. \quad (5)$$

Построенные по результатам измерений графики показывают весьма неоднородную деформационную картину (рис. 6). Смежные блоки по их простиранию, по типу деформации в приконтактной области в каждый контрольный интервал времени могут быть разделены на области сжатия (отрицательные значения ΔE) и области растяжения (положительные значения ΔE), весьма мобильные во времени. Их перемещение вдоль блока в первом приближении напоминает волновой

процесс. Примечателен тот факт, что деформационная обстановка на отдельных участках смежных блоков, расположенных друг против друга и контактирующих между собой по плоскости разрыва, чаще всего отличается как по абсолютным значениям деформаций, так и по их знаку. Нередки ситуации, когда в одном крыле единичного сдвигового разрыва в некоторый момент времени существует сжатие, а в симметрично расположенной точке другого крыла фиксируется растяжение (рис. 6). При определенном сочетании таких деформаций в смежных блоках на разделяющем их разрыве реализуются смещения обратного знака.

Анализ смещений по всей совокупности активных разрывных нарушений в пределах тестовой площадки в формирующейся сдвиговой зоне показал, что процесс их реализации имеет сложный, на первый взгляд неупорядоченный характер. Накопление амплитуд смещения идет в основном дифференцированно и неодинаково в разных крыльях зоны, однако в отдельные временные интервалы хаотичная волновая картина преобразуется и становится упорядоченной и квазипе-

риодической. Такие динамические состояния блочной среды в формирующейся деструктивной зоне отмечены перед межстадийными структурными перестройками.

2.2.4. Разломы как открытые неравновесные динамические системы

В последние десятилетия под влиянием идей неравновесной термодинамики [Prigogin, Kondepudi, 2002], синергетики [Haken, 1980, 1985] и фрактальной геометрии [Mandelbrot, 1982] представления о линейности, континуальности и детерминированности геологических систем меняются на представления о их нелинейности и масштабно-иерархической дискретности со сложными взаимоотношениями хаоса и порядка. В геодинамике это отражает тенденцию к формированию новой геодинамической концепции, показывающей, что литосфера в целом и все ее структурные элементы представляют собой открытые неравновесные динамические системы, процесс эволюции которых закономерно сопровождается разнообразными нелинейными эффектами, по масштабу соизмеримыми с масштабом порождающих их структур и процессов [Pushcharovsky, 1994, 1998].

Из широкого спектра структурных элементов литосферы удобными для исследования физической природы возникновения нелинейных эффектов являются разномасштабные зоны разломов. Доступность и накопленный опыт изучения общих закономерностей их развития, а также широко практикуемое количественное описание делают их своеобразными эталонными объектами для подобного рода исследований. На сегодняшний день для различных морфолого-генетических типов разломных зон установлен нелинейный характер вариаций их ширины по простирианию, связей между количественными параметрами участвующих в их внутреннем строении систем разрывов, полей напряжений, деформаций и сейсмических событий [Sherman et al., 1983, 1991, 1992, 2002; Seminsky, 2003; Mikhailova, 1971; Lobatskaya, 2003; Sadovsky, 1979; Sadovsky, Pisarenko, 1991; Levi, Sherman, 1991; Grigoriev, Oskina, 1979; Bornyakov, Sherman, 2003; и др.]. Нелинейность перечисленных явлений имеет многофакторную природу. Из большой группы факторов важная роль в ее формировании принадлежит внутреннему, функциональному свойству эволюционной динамики зон разломов, связанному с проявлением процессов самоорганизации внутриразломных систем разрывов [Bornyakov, Sherman, 2000].

Фундаментальной закономерностью процесса структурных преобразований в зонах разломов является его стадийность [Sherman et al., 1991, 1992; Seminsky, 2003; Bornyakov, Sherman, 2003]. Используемый нами ранее подход к объяснению ее природы с позиций модели лавинонеустойчивого трещинообразования (ЛНТ) [Kostrov, 1975; Myachin, 1978] сыграл в свое

время важную конструктивную роль, но потребовал корректировки сложившихся представлений. В настоящее время мы рассматриваем эволюционную динамику зоны разлома как синергетический процесс, протекающий в виде последовательной смены стадий или структурных уровней, с характерным для каждого из них набором структурных элементов и механизмов деформации [Panin, 1998; Panin et al., 1995; Bornyakov, Sherman, 2000, 2003]. Определяющая роль перехода с одного структурного уровня на другой принадлежит особому состоянию систем разрывов в зоне разлома, обусловленному их самоорганизацией, спонтанно возникающей в условиях высокой динамической неравновесности разрывной системы перед структурными перестройками.

Известно, что функцией состояния открытой неравновесной динамической системы, по которой можно судить о наличии или отсутствии в ней процессов самоорганизации, является термодинамическая энтропия S [Prigogin, Kondepudi, 2002]. Ее вариации при эволюции системы определяются характером изменения двух составляющих:

$$dS = dS_e + dS_i, \quad (6)$$

где S_e – внешняя энтропия, привнесенная в систему извне; S_i – внутренняя энтропия, произведенная самой системой. Согласно принципу минимума производства энтропии [Prigogin, Kondepudi, 2002] в моменты развития процесса самоорганизации в такой системе второй член dS_i уравнения (6) стремится к минимуму. Не имея возможности оценить для модельной системы разрывов термодинамическую энтропию, можно ограничиться оценкой информационной энтропии Шеннона (S_{inf}):

$$S_{inf} = -\sum p_i \cdot \log_2 p_i, \quad (7)$$

где p_i – вероятность. На качественную аналогию S_{inf} и S неоднократно обращалось внимание [Prigogin, Kondepudi, 2002; Akopian, 1995, 1998; Brillouin, 1966; Ventcel, Ovcharov, 2000; Zubarev et al., 2002].

На рисунке 7 для примера приведены результаты расчета информационной энтропии разрывов и ее приращения за контрольный временной интервал ($\Delta S_{inf} = S_{inf,i+1} - S_{inf,i}$) для фрагмента зоны формирующегося разлома. Видно, что площадное распределение ΔS_{inf} имеет дифференцированный характер. Выделяются неравномерно распределенные локальные максимумы положительных и отрицательных значений ΔS_{inf} .

Универсальной особенностью эволюции открытых неравновесных динамических систем является периодическое чередование двух качественных состояний – организации и самоорганизации [Zubarev et al., 2002]. С самоорганизацией связано формирование особого рода пространственно-временных «диссипативных» структур [Prigogin, Kondepudi, 2002]. В условиях

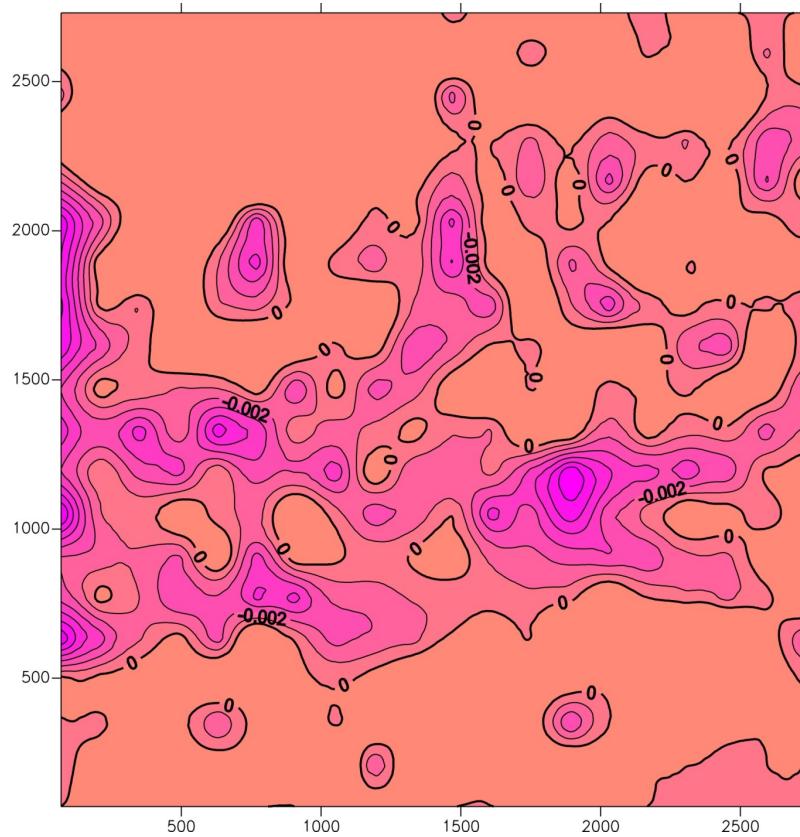


Рис. 7. Схема площадного распределения значений приращения информационной энтропии разрывов S_{inf} в пределах фрагмента формирующейся зоны крупного разлома.

Fig. 7. Spacial pattern of information entropy increment values of faults, S_{inf} within the limits of the fragment wherein a major fault zone is developing.

организации эволюция многочисленных разноранговых элементов такой системы происходит несогласованно и независимо, сопровождаясь ростом энтропии. В условиях же самоорганизации в рамках возникающей диссипативной структуры взаимодействие элементов системы носит согласованный, кооперативный характер, суммарным эффектом которого является уменьшение производства энтропии системы [Prigozhin, Kondepudi, 2002; Klimontovich, 1989; Letnikov, 1992]. В нашем случае, в свете вышеизложенного, локальные совокупности разрывных нарушений в зоне формирующегося разлома, характеризующиеся положительными и отрицательными значениями ΔS_{inf} , в анализируемый временной интервал находились соответственно в состоянии организации и самоорганизации, переходя в последнем случае в особое динамическое состояние с образованием «разрывных диссипативных структур» (РДС). В каком локальном участке зоны разлома и когда проявится самоорганизация и возникнет РДС – определить заранее трудно. По направленности изменения энтропии можно как постфактум сделать вывод о месте и масштабах ее проявления за контрольный интервал времени (рис. 7). Пространственно-временная динамика центров самоорга-

низации характеризуется нелинейностью и непредсказуемостью. При этом сам процесс самоорганизации представляет собой в большинстве случаев кратковременное явление и соответствует критическому, переходному состоянию той или иной совокупности разрывов перед их структурной перестройкой. В этом динамическом состоянии разрывы проявляют существенно нелинейные свойства с непропорциональным откликом на внешнее воздействие [Prigozhin, Kondepudi, 2002; Bornyakov et al., 2003; Kuznetsov, 1981].

2.2.5. Сопутствующие процессы в деструктивных зонах литосфера

В качестве сопутствующих формированию зон разломов в моделях процессов рассматриваются акустическая эмиссия и рельефообразование.

Эксперименты по изучению акустической эмиссии выполнены В.А. Трусковым на специальном оборудовании в звукоизолированном боксе. Схема их проведения представлена на рисунке 8, а методика подробно описана в работе [Sherman et al., 1991].

Моделировался процесс формирования крупной деструктивной зоны сдвига. Модель из водной пасты

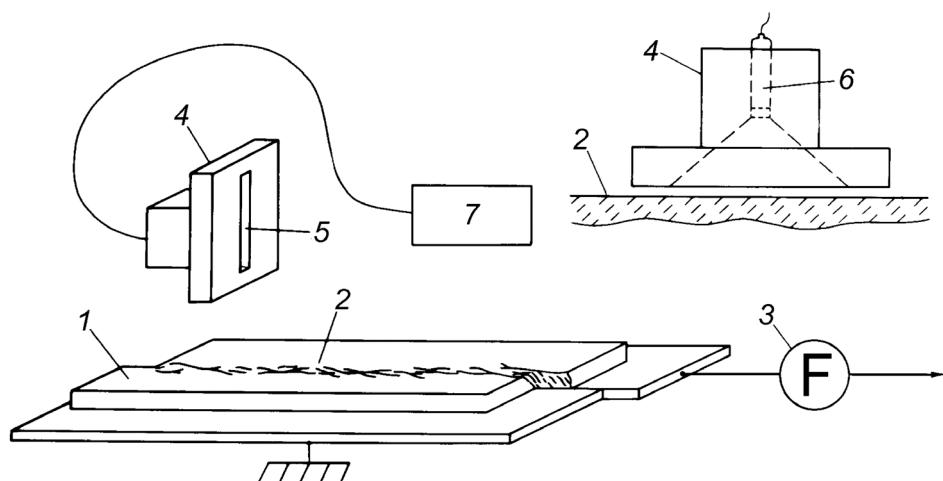


Рис. 8. Схема эксперимента. 1 – модель, 2 – сдвиговая зона, 3 – тензодинамометр, 4 – датчик АЭ, 5 – пирамидальный вырез к микрофону, 6 – микрофон, 7 – регистрирующая аппаратура.

Fig. 8. Experiment scheme. 1 – model; 2 – shear zone; 3 – strain gauge; 4 – acoustic emission sensor; 5 – pyramid-shaped cut to microphone; 6 – microphone; 7 – recorder.

буровой глины длиной 1.5 м, шириной 0.4 м и толщиной 0.04 м размещалась слоем равной толщины на двух штампах, один из которых перемещался параллельно другому с постоянной скоростью 10^{-4} м/с. Над моделью размещался акустический датчик, сигналы с которого записывались комплексом аппаратуры. При обработке полученных записей в последовательных десятисекундных интервалах подсчитывались: общее количество сигналов без ранжирования их по амплитудам (N); суммарное количество выделившейся акустической энергии (E); средняя энергия сигнала ($E_{cp}=E/N$). За энергетический показатель сигнала принималась его амплитуда, выраженная в условных единицах. Далее десятисекундные интервалы группировались в минутные и для них рассчитывались: фрактальная размерность (D_k) для N и информационная энтропия S_{inf} для N и E соответственно.

Фрактальная размерность D_k рассчитывалась методом Кантора по аналогии с [Velde *et al.*, 1990]. Расчет информационной энтропии производился посредством компьютерной программы, основу которой составляет приведенный в предыдущем разделе алгоритм 7.

Для полученного спектра сигналов АЭ интерес представляют два временных интервала 461–521 с и 811–891 с, в которых, по ряду признаков, развивались процессы самоорганизации и возникали РДС (рис. 9). Из приведенных графиков видно, что изменение N, E и E/N вне этих интервалов происходит преимущественно синхронно: рост или уменьшение первого параметра соответственно сопровождается аналогичными изменениями двух других (рис. 9, А). В рамках же отмеченных временных интервалов существования РДС на фоне роста общего количества сигналов их средняя энергия уменьшается. При этом суммарная энергия

сигналов уменьшается в пределах первой и незначительно возрастает в пределах второй РДС, хотя при этом градиент ее роста снижается по сравнению с предыдущим и последующим временными интервалами. Анализ распределения сигналов АЭ, ранжированных по амплитуде на группы, показал, что в пределах РДС существенно возрастает количество сигналов малых амплитуд на фоне сокращения количества сигналов с большими амплитудами, что в совокупности и приводит к снижению значений их средней энергии даже в тех случаях, когда суммарная энергия E сигналов возрастает (рис. 9, А). При этом распределение сигналов АЭ по энергии становится более неравномерным, на что указывает снижение значений информационной энтропии ($S_{inf E}$) (рис. 9, Б). Информационная энтропия и фрактальная размерность количества сигналов (N) в обеих РДС возрастает (рис. 9, Б), что в целом позволяет говорить о более однородном их распределении.

Анализ спектра акустической эмиссии, полученного при моделировании процесса формирования зоны сдвига, позволил определить ряд количественных параметров, по характерному поведению которых можно проводить пространственно-временную диагностику РДС. Установлено, что в их пределах количество сигналов АЭ (N) возрастает с уменьшением их средней энергии, информационная энтропия и фрактальная размерность ($S_{inf N}, D_N$), рассчитанные по N, возрастают, информационная энтропия ($S_{inf E}$), рассчитанная по энергии E, уменьшается. С точки зрения информационной энтропии и фрактальной размерности, поведение последних трех параметров говорит о том, что в пределах РДС импульсы АЭ стремятся к более равномерному и хаотичному временному распределению, тогда

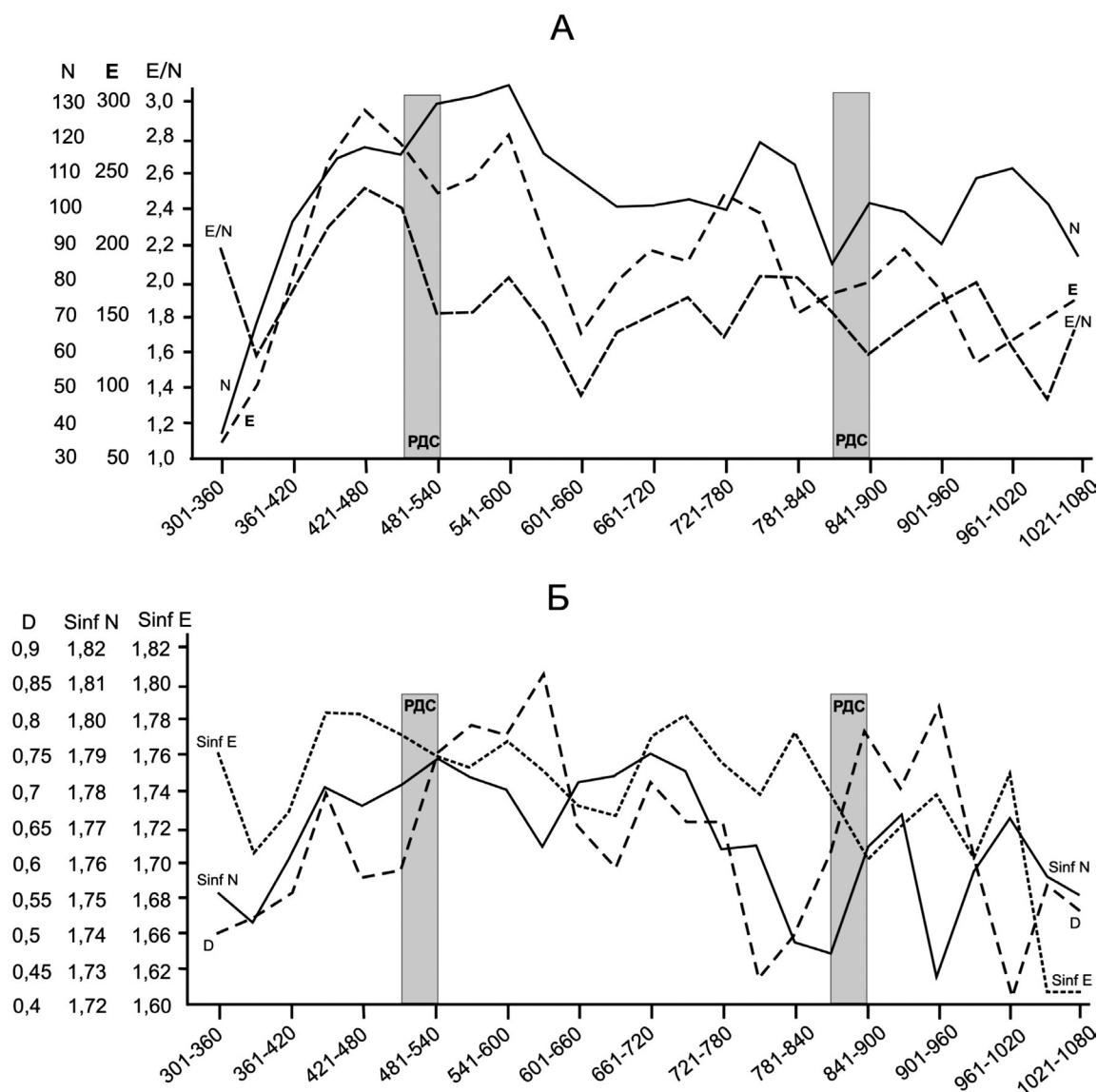


Рис. 9. Вариации параметров акустической эмиссии в процессе формирования сдвиговой зоны в упруговязкопластичной модели (пояснения символов в тексте).

Fig. 9. Variations of acoustic emission parameters during development of a shear zone in the elasto-visco-plastic model (see descriptions of symbols in the text).

как их энергия испытывает обратную тенденцию.

Экспериментально выявленные закономерности в поведении комплекса параметров АЭ могут быть использованы для анализа временных рядов землетрясений с целью превентивного прогноза перехода разрывных систем в зонах разломов в критическое предсейсмогенное состояние.

Другим экспериментально изученным сопутствующим разломообразованию процессом является рельефообразование над разломными зонами. В натурных условиях появление положительных и отрицательных форм рельефа в зонах крупных разломов генетически связано с дифференцированными вертикальными движениями составляющих их внутреннюю структуру разномасштабных блоков. Аналогичная ситуация про-

является и в моделях в условиях эксперимента. Для изучения влияния на морфологическую выраженность разломных зон их морфолого-генетического типа, толщины и вязкости литосферы, скоростного режима ее деформирования и других факторов в последние годы проводится специальный комплекс экспериментов. Результаты одного из них в качестве иллюстрации приведены ниже. Измерения рельефа поверхности модели выполнялись по сети из 27 профилей по 23 пикета на каждом, проведенных вкrest простириания формирующейся зоны сдвига. Расстояние между профилами 3 см, пикетами – 1 см. На каждом пикете лазерной линейкой измерялось значение высоты рельефа с точностью 1 мм. По полученным данным строились схемы рельефа и средних градиентов изменений углов

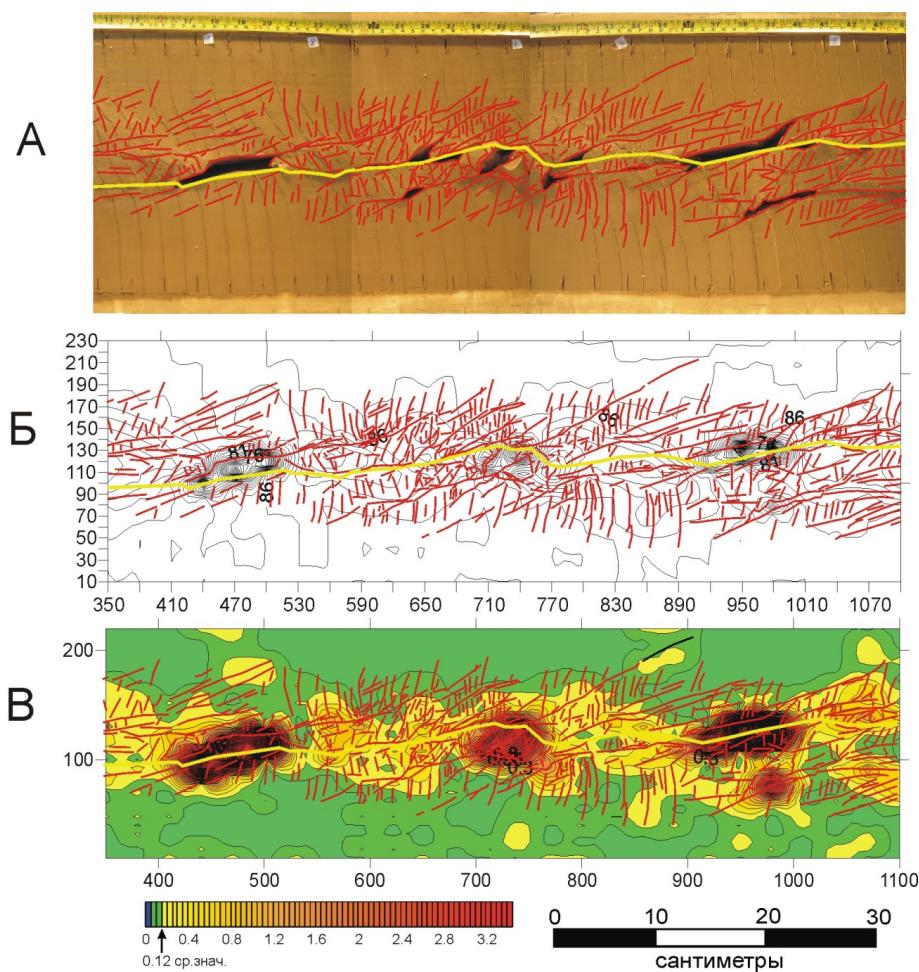


Рис. 10. Сдвиговая зона в модели (A), цифровая модель рельефа (Б) и градиент вертикальных движений экспериментальной модели (Б).

Fig. 10. Simulated shear zone (A), digital model of the surface pattern (B), and vertical movement gradient (B).

наклона рельефа (рис. 10, A–B); последний рассчитывался по формуле:

$$|grad| = \frac{h_A - h_B}{l_{AB}}, \quad (8)$$

где $h_A - h_B$ – разность отметок высот двух соседних пикетов профиля, м; l_{AB} – расстояние между ними, м.

Эксперимент показал, что в целом сдвиговая зона в модели отчетливо выделяется в виде линейного поднятия с расчлененным рельефом, представленным чередующимися поднятиями и впадинами (рис. 10, Б, 11, А).

Рельеф над деструктивной зоной сдвига в модели имеет хорошее сходство с природными аналогами (рис. 11, Б).

2.2.6. Физическое моделирование в решении прикладных задач

С 2001 г. сотрудниками лаборатории тектонофизики проводятся полевые структурно-геологические иссле-

дования разломов в пределах кимберлитовых районов Якутской алмазоносной провинции с целью выяснения их роли в структурном контроле кимберлитовых тел. Важной составляющей этих исследований является физическое моделирование. В качестве иллюстрации приведем результаты ряда экспериментов по моделированию разломных узлов и пулл-апарт структур как кимберлитомещающих структур, выполненных с целью проверки основных выводов, сделанных по результатам изучения разломной тектоники Мало-Ботубинского и Алакит-Мархинского алмазоносных районов.

Для моделирования использовалась конструкция из четырех штампов, одновременно перемещающихся относительно друг друга и имитирующих одновременную активизацию двух ортогональных разломов фундамента (рис. 12). Приведенная фотография модели, деформированной в два этапа с реверсом движений штампов, иллюстрирует сложнопостроенный разломный узел. Простые горизонтальные смещения по линейным ветвям сдвиговых зон трансформируются в сложную систему разнонаправленных движений в

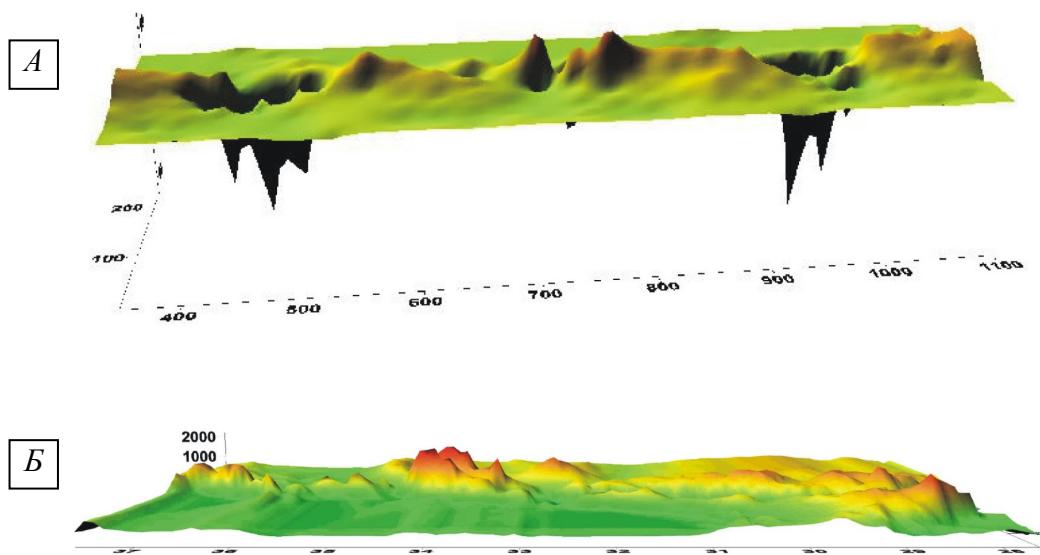


Рис. 11. Объемные цифровые модели рельефа для сдвиговой зоны в модели (A) и Левантийской деструктивной зоны сдвига (Б).

Fig. 11. 3D digital models: (A) surface pattern of the simulated shear zone; (B) terrain of the Levant shear zone (Б).

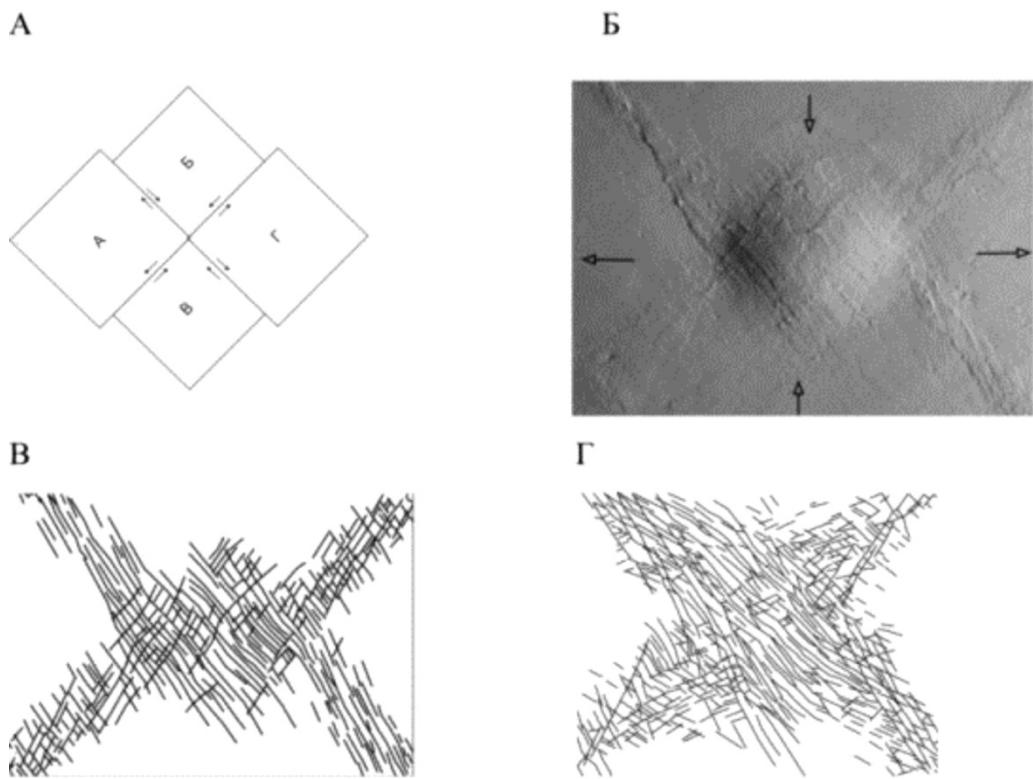


Рис. 12. Результаты моделирования формирования разрывов в «осадочном чехле» над узлом пересечения разломов в «фундаменте».

А – схема расположения штампов экспериментальной установки; Б – фрагмент разломного узла в модели и его структурные схемы в конце первого (В) и второго (Г) этапов.

Fig. 12. Modelling results showing faulting in the 'sedimentary cover' above the fault intersection in the 'base'.

А – scheme showing positions of RAZLOM installation's stamps; Б – fragment of the fault intersection in the model, and its structural schemes at the end of Stage 1 (Б) and Stage 2 (Г).

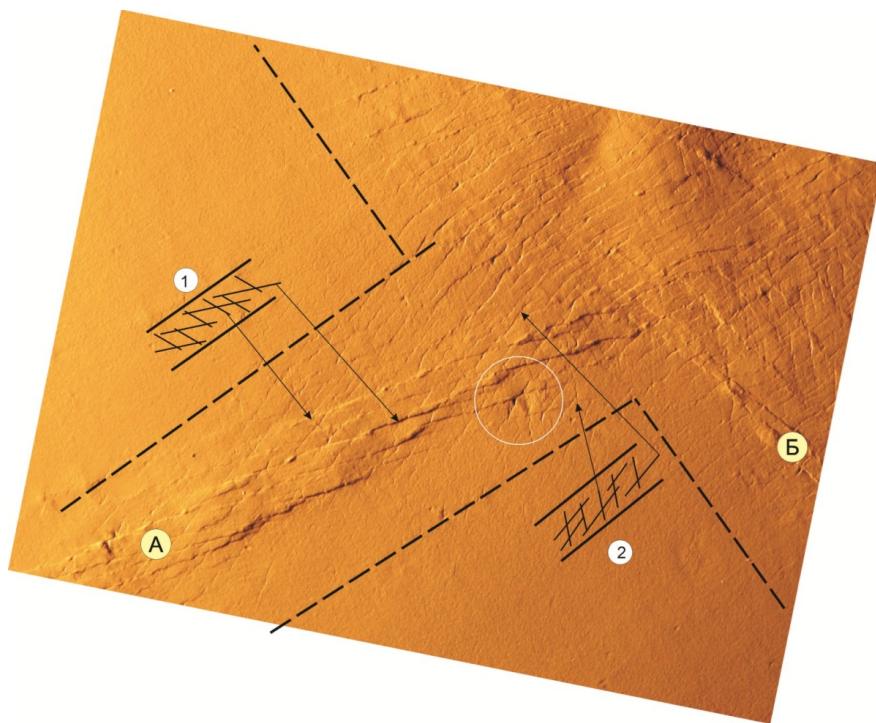


Рис. 13. Фрагмент модели узла пересечения сдвиговых зон сформировавшихся в результате двух этапов разнонаправленных сдвиговых движений.

А и Б – сдвиговые зоны. 1 и 2 – пример наложения разрывных парагенезов для зоны А. Белым кругом отмечен участок проявления локальной структуры раскрытия.

Fig. 13. A fragment of the intersection of shear zones resulting from shear movements in opposite directions which occurred in two stages.

А and Б – shear zones. 1 and 2 – superposition of fracturing parageneses for zone A. The area where a local opening structure occurred is marked by the white circle.

местах их пересечений (рис. 12). Приведенные структурные схемы отражают состояние разрывной сети в модели при разных направлениях смещений штампов в первый и второй этап деформирования. На первом этапе движения штампов осуществлялось в соответствии с направлением стрелок на рисунке 12, Б. Когда в модели сформировалась хорошо выраженная сеть разрывов (рис. 12, В), движение штампов менялось на обратное и продолжалось до формирования новой, наложенной на старую, сети разрывов (рис. 12, Г). Не останавливаясь на детальном рассмотрении результатов экспериментов, подчеркнем, что в итоге в боковых ветвях узлового сочленения пересекающихся сдвиговых зон формируются два разрывных парагенезиса (R и R' -сколы), соответствующие различной кинематике движения штампов (рис. 13).

Полученная в результате моделирования разрывная сеть в целом подобна разрывной сети Накынского кимберлитового поля, а сформировавшаяся в модели структура локального раскрытия по своему строению подобна участку локализации трубы Нюргинская (рис. 14). Аналогичные по выводам экспериментальные результаты получены применительно к струк-

турам Алакит-Мархинского района [Gladkov *et al.*, 2008].

В целом, выполненное моделирование подтвердило выводы полевых тектонофизических исследований о структурном контроле кимберлитовых тел разрывными нарушениями и показало механизм и многоэтапность их формирования в условиях сдвиговых деформаций.

3. ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЯ НА УПРУГИХ ОПТИЧЕСКИ-АКТИВНЫХ МОДЕЛЯХ ЛИТОСФЕРЫ

Поиск общих закономерностей внутреннего строения разломных зон, их напряженно-деформированного состояния, распределения напряжений в окрестностях разломов с оценкой степени их активности является актуальной задачей тектонофизических исследований, решаемых, в том числе, с помощью лабораторного моделирования. Основным является поляризационно-оптический метод, позволяющий оценить общую картину

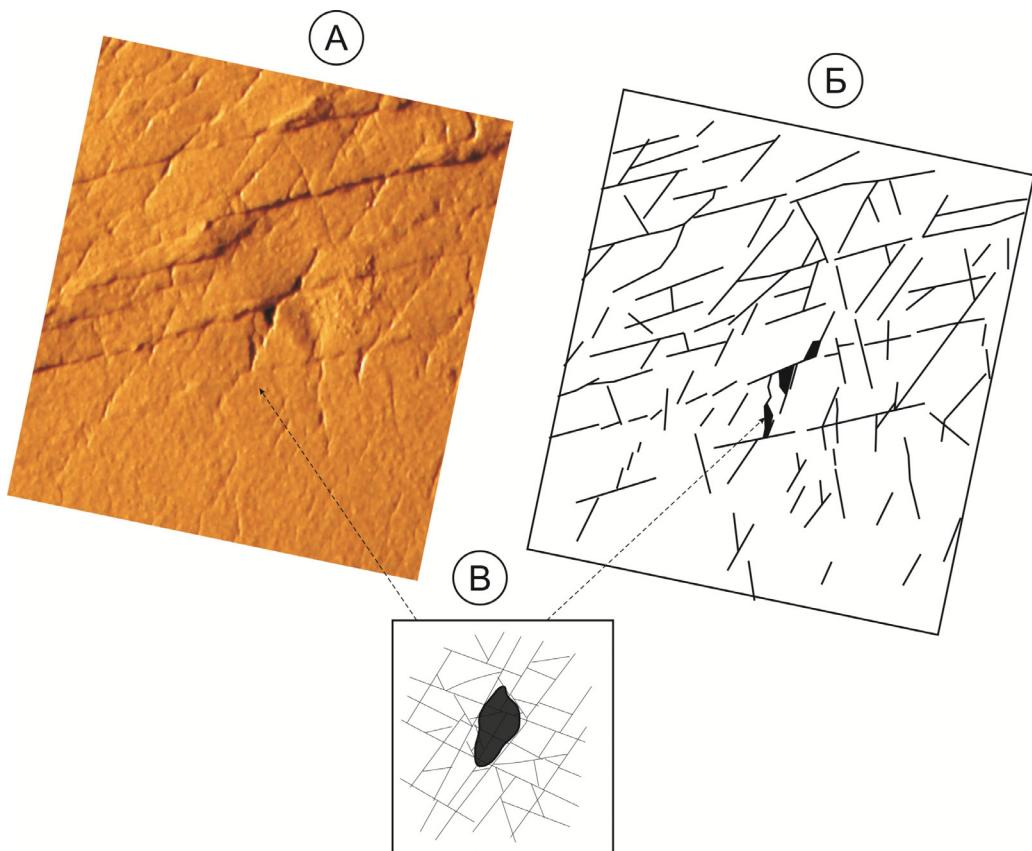


Рис. 14. Локальная структура раскрытия в приузловой части сдвиговой зоны.

А и Б – разрывная сеть, полученная на модели, и локальная структура раскрытия; В – разломная сеть участка локализации трубы Нюрбинской по результатам тектонофизического анализа.

Fig. 14. Local opening structure in the near-fault-junction part of the shear zone.

А – fault pattern in the model; Б – local opening structure; В – fault pattern of the Nyurba pipe site according to results tectonophysical analyses.

распределения напряжений в моделях с системами разрывов, а также получить их количественные характеристики. Этот метод основан на открытом Д. Брюстером явлении искусственного двулучепреломления в прозрачных оптически-изотропных материалах под действием деформации. В деформируемой модели, помещенной между пластиинами со скрещенными плоскостями поляризации (поляризатором и анализатором), наблюдается картина цветных и темных областей или полос, соответствующая напряженному состоянию в модели. При поляризационно-оптических исследованиях нами анализировались полосы двух типов: изохромы и изоклины. Изохромы – полосы одинакового цвета, являющиеся геометрическим местом точек с одинаковой оптической разностью хода, пропорциональной разности квазиглавных (для направления пропречивания) напряжений. При осуществлении в модели плосконапряженного состояния квазиглавные напряжения совпадают с главными нормальными напряжениями. Изоклины – темные полосы, во всех точках которых направление осей квазиглавных напряжений одинаково, а параметры изоклинов определяются положе-

жением плоскостей поляризации относительно исследуемой модели. Между оптической разностью хода (R) и величиной максимальных касательных напряжений (τ_{\max}) существует линейная зависимость:

$$R = B_t \cdot \tau_{\max} / d, \quad (9)$$

где τ_{\max} – величина максимальных касательных напряжений, d – толщина модели. Коэффициент пропорциональности B_t называется коэффициентом оптической активности. Его величина зависит от свойств модельного материала и может варьироваться в широких пределах. Таким образом, метод поляризационно-оптического моделирования позволяет изучить особенности распределения и концентрации максимальных касательных напряжений и ориентацию главных нормальных напряжений по всей модели в целом, а также получить количественные характеристики напряжений для любой точки изучаемого объекта.

Моделирование полей тектонических напряжений на оптически анизотропных материалах широко используется при решении различных задач тектоники,

разведочной и рудной геологии [Gzovsky, 1970; Gzovsky *et al.*, 1974; Bondarenko, 1989; Osokina, 1989; Yin *et al.*, 2002; Noselli *et al.*, 2010].

В лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН поляризационно-оптический метод используется с 1984 г. для выяснения условий активизации зон сочленения разломов (ЗСР) и разломных систем. Эти экспериментальные исследования можно условно разделить на три этапа. На первом этапе анализировались формализованные зоны сочленения разломов, представляющие из себя место сопряжения разрывов и окружающее его пространство, на котором проявляется изменение напряженно-деформированного состояния, обусловленное динамическим взаимодействием сопряженных разрывов [Miroshnichenko, 1989; Miroshnichenko, Adamovich, 1990]. На втором этапе проводилось моделирование напряженно-деформированного состояния природных ЗСР и их систем [San'kov *et al.*, 2004; Miroshnichenko *et al.*, 2007]. Модели первых двух этапов изготавливались из однородного материала, на третьем этапе исследовались комбинированные модели, отдельные части которых имели различные свойства [Sherman, 1984].

3.1. Методика моделирования

3.1.1. Условия подобия

Условия подобия при моделировании полей тектонических напряжений на оптически анизотропных материалах рассмотрены в работах М.В. Гзовского, Д.Н. Осокиной, С.И. Шермана, А.А. Бабичева и др. [Gzovsky, 1975; Babichev, 1987; Osokina, Bondarenko, 1989; Sherman *et al.*, 2005].

При решении поставленных задач условия моделирования (концентрация желатина, размеры модели, прилагаемая нагрузка) подобраны таким образом, чтобы в модели реализовалось плоское напряженное состояние [Aleksandrov, Akhmetzyanov, 1973]. Модель может быть изготовлена из любого однородного, изотропного и упругого материала, поскольку распределение напряжений не зависит от его упругих констант. Условия моделирования в этом случае будут определяться критерием-симплексом:

$$\tau_{max}/\sigma - idem, \quad (10)$$

где τ_{max} – максимальные касательные напряжения, σ – сосредоточенные нагрузки. По литературным данным в природе это отношение составляет от долей до нескольких единиц [Gzovsky, 1975; Turcotte, Schubert, 1985; Byerlee, 1978; Rebetsky, 2007]. В моделях из желатина, используемых для наших экспериментов, данное отношение в зависимости от концентрации желатина и размеров модели составляет первые доли единиц. Это позволяет считать, что условия моделирования при проведении экспериментов выполняются.

Коэффициенты подобия, вычисленные с помощью критерия-симплекса, позволяют рассчитать параметры моделирования. Статически нагруженная модель сопоставляется с массивом горных пород, напряженно-деформированное состояние которых определяется действием внешней нагрузки. Величина нагрузления модели, вычисленная через коэффициенты подобия, должна составлять 1–10 Па, что соответствует величинам напряжений, предполагаемых для сейсмоактивных регионов. Полученные значения совпадают с параметрами моделирования, принятыми в работе [Osokina, Tsvetkova, 1979].

3.1.2. Модельный материал

В качестве модельного материала использовались студни желатина (желатин фотографический активный, марки Б, низковязкий медленный), обладающего высоким коэффициентом оптической активности и удовлетворяющего требованиям теории подобия [Gzovsky, 1975; Bondarenko, 1989; Osokina, 1963].

На рисунке 15, A, B, представлены схема экспериментов и эталонные варианты ЗСР. Модель с разрывами, имитирующими тектонические нарушения, подвергалась нагрузжению. При исследовании модели в проходящем поляризованном свете наблюдается сложная картина цветных и темных полос (изохром и изоклинов), отражающая напряженное состояние в окрестностях разрывов. Фиксирование этих картин проводилось посредством зарисовок и фотографирования. В результате обработки изображений строились схемы траекторий главных нормальных напряжений и карты изолиний максимальных касательных напряжений (рис. 15, C).

Так как оптические свойства гелей желатина существенно зависят от условий обработки [Osokina, 1963], все модели изготавливались по единой схеме. Гранулы желатина выдерживались в воде с температурой 20 °C для набухания в течение двух часов, затем растворялись при непрерывном перемешивании на водяной бане при 70 °C. Полученный раствор заливался в форму через час после полного растворения и выдерживался в течение 24 часов. Исследование модели производилось через час после освобождения ее из формы. Исследовались модели с содержанием желатина от 5 до 20 %.

Соблюдение основных требований, предъявляемых к моделям для поляризационно-оптического моделирования, проверялось тестовыми экспериментами [Durrelli, Riley, 1970; Aleksandrov, Akhmetzyanov, 1973].

3.1.3. Экспериментальная установка

Эксперименты выполнялись на установке «Деформатор», разработанной и изготовленной в Иркутском филиале Новосибирского опытного завода. «Деформа-

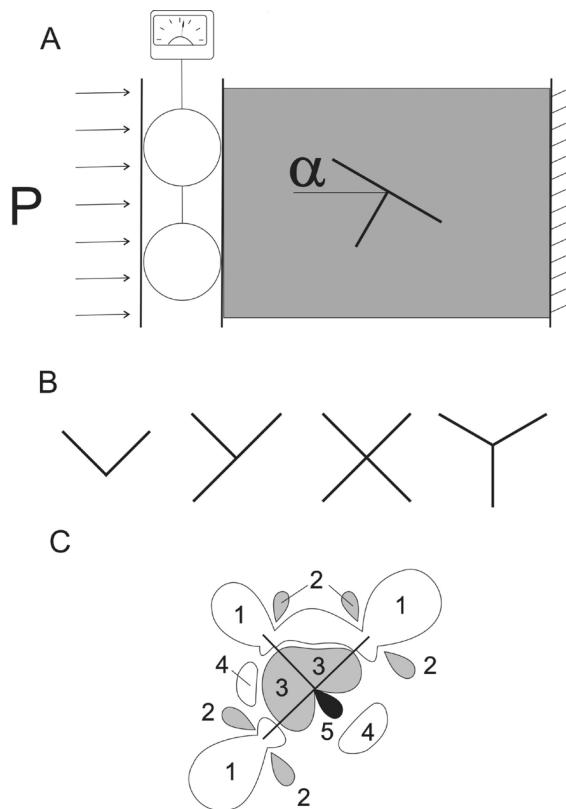


Рис. 15. Схема эксперимента (A): Р – нагрузка на модель, α – угол нагружения; элементарные геометрические типы ЗСР (B) и принципиальная схема строения локальных полей максимальных касательных напряжений (C). Описание условных обозначений дано в тексте.

Fig. 15. Modelling scheme (A): Р – load applied to the model; α – loading angle; elementary geometric types of fault conjugation zones (B), and principal pattern of local fields of maximum tangential stresses (C). See descriptions of symbols in the text.

тор» представляет собой стол, стоящий на двух стойках с опорами, служащими для регулировки положения плоскости стола (рис. 16) На столе установлена емкость с прозрачным дном, в которую помещается модель. С двух сторон емкости расположены каретки, соединенные через упругие кольца с механическим приводом с одной стороны, со стенкой емкости – с другой. Каретки снабжены съемными частями, которые устанавливаются в пазы и крепятся винтами. Применение определенных съемных частей позволяет деформировать модель по нужной схеме. Перемещение кареток осуществляется с помощью системы шарикоподшипников, исключающей неравномерность нагружения модели по ее толщине. Деформация модели осуществляется при движении каретки, соединенной с механическим приводом. Деформатор позволяет осуществлять нагружение модели с усилием от 1 до 500 Н как в динамическом, так и в статическом режиме.

3.1.4. Техника проведения экспериментов

Непосредственно перед каждым экспериментом производилась градуировка модели, в результате которой определялась зависимость двойного лучепрелом-

ления от величины максимальных касательных напряжений, вычисляемых по формуле:

$$\tau^0_{\max} = P/2S, \quad (11)$$

где τ^0_{\max} – величина касательных напряжений в ненарушенной модели; Р – прилагаемая к модели нагрузка, S – площадь грани модели, к которой приложена нагрузка.

Картина изохром, отражающая строение локальных полей максимальных касательных напряжений, фиксировалась фотоаппаратом. С помощью градуировочного графика на полученном изображении проводились изолинии коэффициентов концентрации максимальных касательных напряжений:

$$K_t = \tau^i_{\max} / \tau^0_{\max}, \quad (12)$$

где τ^i_{\max} – величина максимальных касательных напряжений в исследуемой точке модели с разрезами.

Границы локальных максимумов ($K_t > 1$) и минимумов ($K_t < 1$) проводились по изолинии K_t , значение которой отличалось от единицы на 10 % и более; изолинии проводились по центру цветовых полос.



Рис. 16. Установка для моделирования на оптически активных эквивалентных материалах.

Fig. 16. Installation for modelling on optically active equivalent materials.

Для определения траекторий главных нормальных напряжений изоклины фиксировались по всему полю модели. При изменении ориентации плоскостей поляризации с шагом 10° получены карты изоклинов, по которым способом штрихов зарисовывались изостаты – траектории главных нормальных напряжений. Пролеживание изостат от свободных контуров модели позволяет их идентифицировать однозначно.

Таким образом, в результате моделирования были получены схемы распределения и концентрации максимальных касательных напряжений и траектории главных нормальных напряжений, отражающие особенности деформации в окрестностях ЗСР элементарных геометрических типов в силовых полях одноосного сжатия или растяжения. Кроме того, в процессе экспериментов изучались относительная величина, тип подвижек по разрывам и особенности перемещения вычисляемых ими блоков.

3.2. Моделирование напряженно-деформированного состояния ЗСР

Основной задачей при физическом моделировании было изучение особенностей перестройки исходного поля напряжений в окрестностях сочленяющихся разрывов в зависимости от их ориентации в различных силовых полях. Для анализа были привлечены элемен-

тарные геометрические типы сочленений, широко проявленные в строении разломных систем различных сейсмоактивных территорий (рис. 15, В).

Согласно схеме, предложенной Д.Н. Осокиной, по величине относительных напряжений K_t и их положению в окрестностях разрывов были выделены следующие основные типы локальных полей максимальных касательных напряжений в ЗСР (см. рис 15, С):

1. Концевые максимумы – области интенсивной концентрации вблизи концов трещин ($K_t > 1.2$).
2. Концевые минимумы – области умеренного снижения напряжений, сопровождающие концевые максимумы ($K_t = 0.9–0.8$).
3. Боковые минимумы – области значительного снижения напряжений ($K_t < 0.8$), расположены по бокам разрывов, примыкая к ним.
4. Боковые максимумы – области умеренной концентрации по бокам разрывов или между их концами на удалении от плоскости разрывов ($K_t = 1.1–1.2$).
5. Узловой максимум – область интенсивной концентрации напряжений в приузловых частях блоков. Образование данных максимумов обусловлено как взаимодействием углов блоков в разломном узле, так и особенностями деформации углов блоков. Узловой максимум обычно имеет меньшую по сравнению с другими типами площадь, но по интенсивности концентрации максимальных касательных напряжений сопоставим с концевыми максимумами ($K_t > 1.2$).

Выделение типов локальных полей максимальных касательных напряжений проводится на формальной основе, однако их анализ позволяет получить определенную информацию. Например, концевые максимумы в зависимости от формы и положения относительно разрывов показывают особенности перемещений или подвижек по разрывам, а величина K_t в их пределах отражает интенсивность этих подвижек. На рисунке 17 приведены формы концевых максимумов, соответствующие различным типам подвижек по разрывам. Цифры рядом с прямоугольниками показывают соответствие цвета в концевом максимуме со значением K_t .

Боковые максимумы и минимумы определяются особенностями деформации блоков, вычленяемых разрывами. При этом значение $K_t > 1$ указывает на концентрацию максимальных касательных напряжений относительно исходных; при $K_t < 1$ происходит снижение максимальных касательных напряжений относительно исходных.

Кроме изучения отдельных типов локальных полей анализировались такие параметры, как площадь общей перестройки областей исходного поля, соотношение областей концентрации и снижения напряжений и т.п.

Зоны сочленения разломов, в отличие от единичных разрывов, характеризуются более сложным строе-

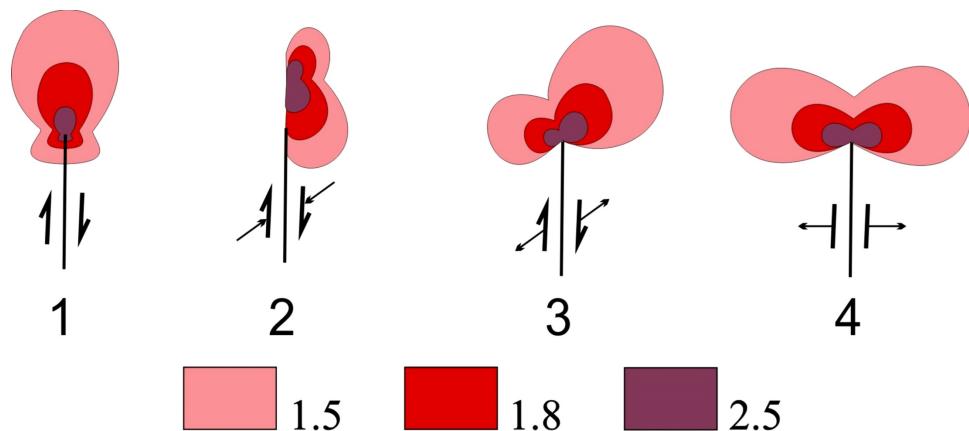


Рис. 17. Схемы строения концевых максимумов при подвижках по разрывам: 1 – сдвиговой, 2 – сдвиговой с поджатием бортов разрыва, 3 – сдвиго-раздвиговой, 4 – раздвиговой. Цифры рядом с цветными прямоугольниками – величины концентрации максимальных касательных напряжений K_t .

Fig. 17. Schemes of end maximums during displacement along faults: 1 – shear, 2 – shear with contraction of fault sides, 3 – shear with extension, 4 – extension. Numbers at coloured boxes show values of maximum tangential stresses, K_t .

нием. По результатам первого этапа поляризационно-оптического моделирования активизированных ЗСР были установлены следующие основные закономерности строения локальных полей напряжений:

1. В пределах ЗСР локальные максимумы или минимумы сливаются в единые зоны сложной конфигурации. При определенном положении ЗСР в силовом поле отсутствуют некоторые из выделенных типов локальных полей напряжений, наблюдается значительно большая дисперсия величины коэффициента концентрации K_t , меняется общая площадь перестройки исходных напряжений, соотношение площадей повышения и понижения максимальных касательных напряжений и т.п. В целом, область динамического влияния ЗСР имеет изометрическую, овальную или неправильных очертаний форму и представляет собой совокупность концентрически расположенных относительно места пересечения или причленения разломов локальных максимумов и минимумов. Центральную часть занимает область концентрации напряжений – узловой максимум. Размеры этой области составляют первые проценты и колеблются в пределах 1–10 % от общей площади ЗСР. Коэффициенты концентрации K_t в пределах этой области принимают значения 1.5–1.8 и более. Узловой максимум оконтуривается областью значительного снижения напряжений, имеющей кольцевую или полукольцевую форму. Размеры площади составляют около 50 %, величина K_t составляет 0.9–0.6 и менее. На периферии ЗСР наблюдаются области концентрации напряжений, имеющие форму прерывистого кольца или выгнутого в сторону от центра ЗСР эллипса. Здесь коэффициент концентрации достигает 1.2, а размеры этих областей колеблются в пределах 30–50 % общей площади. Раз-

меры и форма области динамического влияния ЗСР, величина коэффициента концентрации максимальных касательных напряжений зависят от их геометрии, типа исходного поля напряжений и ориентации ЗСР в силовом поле.

2. Основные структурные элементы зон сочленения разломов (сочленяющиеся разломы, разломные узлы и блоки, разделяемые разломами) характеризуются определенными особенностями концентраций и распределения максимальных касательных, ориентации главных нормальных напряжений. Разломные узлы представляют собой области интенсивной концентрации напряжений K_t и характеризуются концентрически-радиальной схемой расположения траекторий главных нормальных напряжений. В окрестностях разломов наблюдается снижение максимальных касательных напряжений. Вдоль разрывов ориентация главных нормальных напряжений постоянна, при этом ориентация осей сжатия субпараллельна, а осей растяжения субперпендикулярна их плоскостям. Ориентировка главных нормальных напряжений сочленяющихся разрывов может отличаться на 90°. В блоках наблюдается сочетание зонально расположенных локальных максимумов и минимумов, значительное искажение траекторий главных нормальных напряжений. Максимальные вариации их ориентировок наблюдается вблизи изотропных точек. Чаще всего соседние блоки отличаются по характеру концентрации максимальных касательных напряжений и схемам траекторий главных нормальных напряжений.
3. Вариации ориентировок зон сочленений в силовом поле вызывают изменение величины и типа подвижек по разрывам. В ЗСР наблюдается определенное сочетание сдвиговых, раздвиговых и сдвиго-раз-

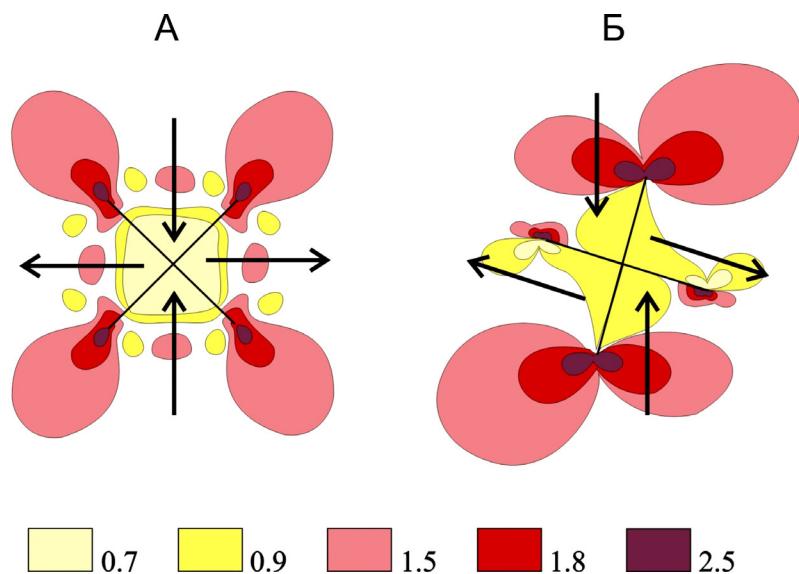


Рис. 18. Два основных типа активизированных ЗСР. Цифры рядом с цветными прямоугольниками – величины концентрации максимальных касательных напряжений K_t . Стрелками показано направление движения блоков.

Fig. 18. Two basic types of activated fault conjugation zones. Numbers at coloured boxes show values of maximum tangential stresses, K_t . Arrows show block movement directions.

двиговых подвижек. Тип и интенсивность подвижек по сочленяющимся разрывам определяют характер перемещения деформации блоков, отражающихся в строении локальных полей напряжений.

По особенностям активизации ЗСР в течение второй стадии выделяются два принципиальных типа активизированных структур.

Один из них характеризуется изометрической формой области динамического влияния, равномерным распределением областей концентрации и уменьшения напряжений τ_{\max}^0 в окрестностях разрывов, имеющих приблизительно равные по величине и одинаковые по типу подвижки, интенсивной концентрацией напряжений в блоках и относительно простой схемой их перемещения (рис. 18, А).

В зонах сочленения второго типа области динамического влияния имеют сложные по очертаниям формы, дифференцированное распределение локальных минимумов и максимумов в окрестностях разрывов, различающихся по интенсивности и типам подвижек, преобладающее развитие областей уменьшения исходных напряжений τ_{\max}^0 в блоках, сложные блоковые перемещения (рис. 18, Б).

Существование двух типов активизированных ЗСР определяется совместным действием двух факторов – геометрии ЗСР и ее ориентации в силовом поле. Тип исходного поля напряжений оказывает влияние на такие характеристики активизированных ЗСР, как размеры областей динамического влияния, интенсивность концентрации напряжений K_t , специфика движения бортов разрывов и т.п.

Таким образом, общие закономерности морфологии и пространственного положения локальных максимумов и минимумов, строение схем траекторий главных нормальных напряжений, соотношение типов и интенсивности подвижек по разломам, блоковых движений и степени активности ЭСР определяются их геометрией и ориентацией в силовом поле.

Значения количественных характеристик напряженно-деформированного состояния, величин перемещения и деформации блоков закономерно связаны с типом и интенсивностью исходного поля тектонических напряжений.

3.3. МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЕНИЕ-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ПРИРОДНЫХ ЗСР И РАЗЛОМНЫХ СИСТЕМ

3.3.1. Усть-Баргузинский разломный узел

Изучено напряженное состояние Усть-Баргузинского разломного узла как региональной структуры, а также в окрестностях зон сочленения участвующих в ее внутреннем строении разрывов более низкого ранга (рис. 19, А). Эксперименты показали, что изменение напряжений в районе узлов сочленения разломов, как по величине, так и по простирианию главных осей, вызвано кооперативным поведением разрывов в зоне влияния более крупного разлома или разломного узла при активизации структуры (рис. 19, Б, Г). Выявлена следующая специфика перераспределения напряжений на концентраторах разных порядков. В региональном поле растяжения с ориентацией СЗ–ЮВ (первый порядок) развиваются наиболее крупные разломы, которые

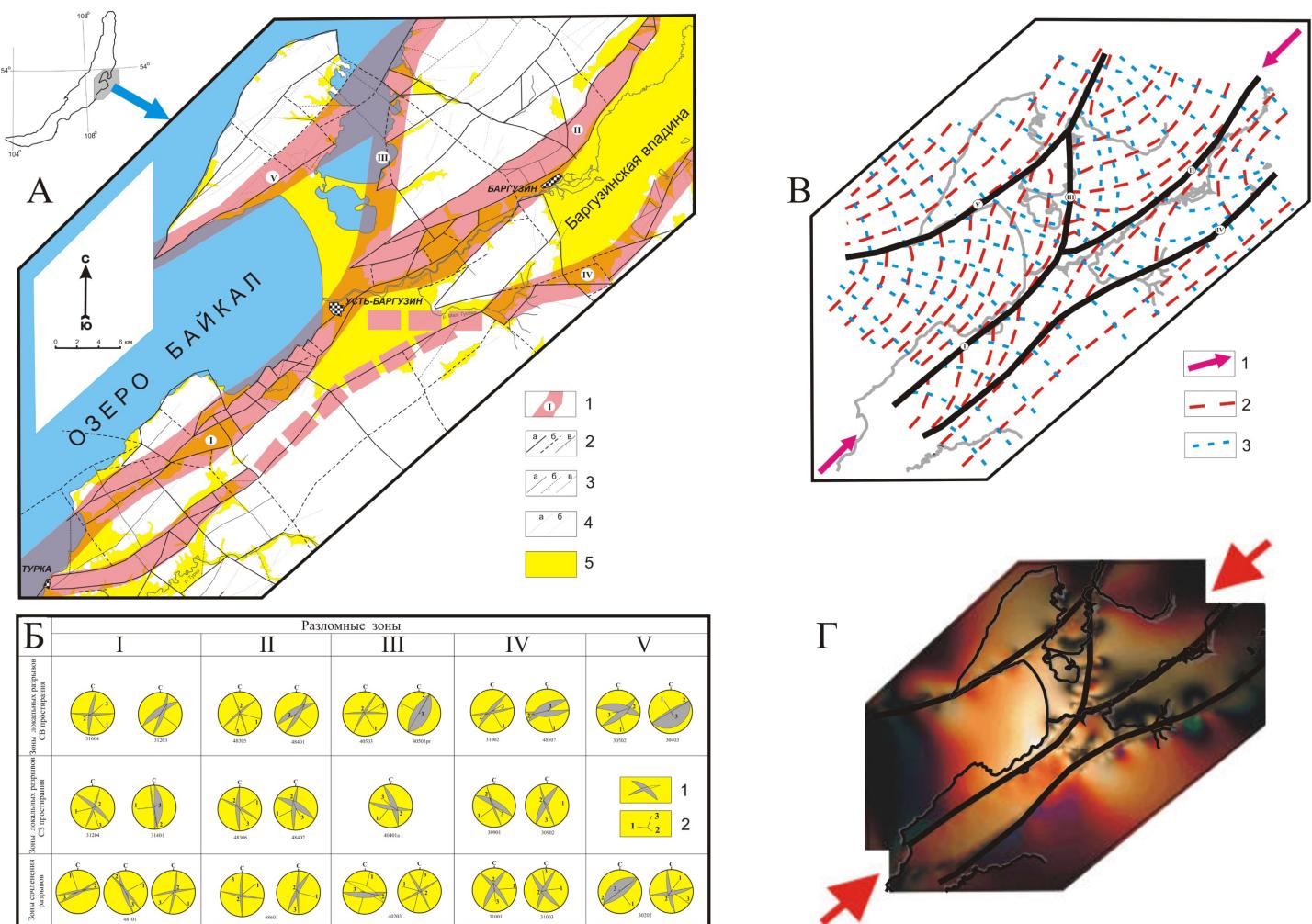


Рис. 19. Разломно-блоковая структура и напряженное состояние земной коры в окрестностях Усть-Баргузинского разломного узла по структурно-геологическим и экспериментальным данным.

А – схема разломно-блокового строения. 1 – зоны региональных разломов и их номера: I – Турка-Усть-Баргузинский, II – южная кулиса Баргузинского разлома, III – Чивыркуйский, IV – Суво-Усть-Баргузинский, V – разлом п-ва Святой Нос; 2 – активные границы локальных блоков 1-го уровня (а – хорошо выраженные в рельефе, б – слабо выраженные в рельефе, в – зафиксированные при геолого-структурных исследованиях); 3 – активные границы локальных блоков 2-го уровня (а – хорошо выраженные в рельефе, б – слабо выраженные в рельефе, в – зафиксированные при геолого-структурных исследованиях); 4 – внутриблочные разрывные нарушения (а – установленные, б – предполагаемые); 5 – кайнозойские отложения. **Б** – систематизация векторов главных нормальных напряжений по отношению к разломам разных рангов и ориентации. Диаграммы представлены в проекции верхней полусфера: 1 – сопряженные сколы; 2 – оси главных нормальных напряжений: 1 – максимальная (растяжение), 2 – промежуточная, 3 – минимальная. **В** – траектории главных напряжений модели Усть-Баргузинского разломного узла. 1 – направление действия нагрузки; 2 – траектории максимальных сжимающих напряжений; 3 – траектории минимальных сжимающих напряжений. **Г** – распределение в модели Усть-Баргузинского разломного узла максимальных касательных напряжений (фотография эксперимента).

Fig. 19. The fault-block structure and the state of stresses near the Ust Barguzin fault intersection according to structural geological and modelling data.

A – fault-block structure scheme. 1 – regional fault zones and their numbers: I – Turka-Ust Barguzin, II – southern wing of the Barguzin fault, III – Chivyrkui, IV – Suvo- Ust Barguzin, V – Svyatoy Nos fault; 2 – active boundaries of local blocks (Level 1) (а – clearly manifested in topography, б – poorly manifested in topography, в – recorded by structural geological studies); 3 – active boundaries of local blocks (Level 2) (а – clearly manifested in topography, б – poorly manifested in topography, в – recorded by structural geological studies); 4 – intra-block fractures and faults (а – confirmed, б – assumed); 5 – Cenozoic sediments. **Б** – systematization of main normal stress vectors in reference to faults of various ranks and orientations. Diagrams are given in the upper hemisphere projection: 1 – conjugated shears; 2 – axes of main normal stresses: 1 – maximum (extension), 2 – transitional, 3 – minimum. **В** – trajectories of main stresses in the model of the Ust Barguzin fault intersection. 1 – loading direction; trajectories: 2 – maximum compression stress, 3 – minimum compression stress. **Г** – patterns of maximum tangential stresses in the model of the Ust Barguzin fault intersection (the photo was taken during modelling).

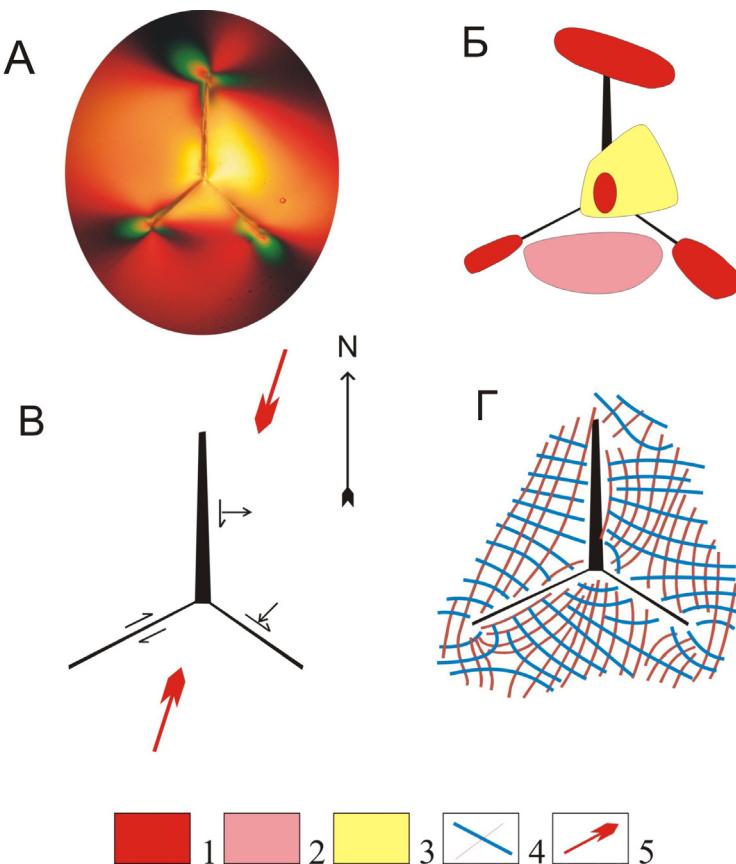


Рис. 20. Результаты поляризационно-оптического моделирования напряженного состояния Могодской ЗСР и их интерпретация.

А – фотография модели из оптически-активного материала под нагрузкой; *Б* – схема моделирования; красными стрелками обозначено направление сжатия модели, черными – направление смещения бортов разрывов; *В* – положение областей с повышенным и пониженным значением касательных напряжений. Цифры рядом с цветными кубиками – величины концентрации максимальных касательных напряжений K_t . *Г* – траектории главных нормальных напряжений в модели (линиями красного цвета обозначены траектории напряжений сжатия, синего – траектории напряжений растяжения).

Fig. 20. The state of stresses in the Mogod fault conjugation zone. Polarization-optical modeling results and interpretation.

А – photo of the loaded model made of optically active material; *Б* – modelling scheme; red arrows show the direction in which the model is compressed; the direction of displacement of the fault wings is shown by black arrows; *В* – areas of high and low values of shear stresses. Numbers next to colored boxes show concentration values of maximum shear stresses, K_t . *Г* – trajectories of main normal stresses in the model (red lines show compression stress trajectories; blue lines show extension stress trajectories).

из-за особенности строения своих зон (парагенезис разрывов второго порядка), ориентации в пространстве и характера взаимодействия (узлы сочленения различных типов) формируют поля напряжений более высоких порядков, отличающиеся ориентировкой осей главных нормальных напряжений [Cheremnykh, 2010].

3.3.2. Могодская зона сочленения разломов

По нашим представлениям, сейсмическая активность Могодской сейсмогенерирующей структуры определяется активизацией Y -образного сочленения под воздействием регионального сжатия ССВ направления. На рисунке 20, *А*, представлены результаты моделирования Могодской ЗСР и их интерпретация. Как

видно из рисунка, максимальной амплитудой смещения бортов характеризуется меридиональный разрыв, характеризующийся наибольшей концентрацией напряжений на конце разрыва. По нему происходит раздвиговое перемещение с правосторонней составляющей. При этом раздвиг происходит за счет правосторонней подвижки по разрыву СЗ простирация, движение по которому осуществляется в условиях сжатия берегов. Амплитуда раскрытия разрыва в модели увеличивается с севера на юг с максимальными значениями в зоне сочленения разрывов. На местности, вдоль меридионального разлома развивается кайнозойская впадина. По разрыву СВ простирация происходит незначительный по амплитуде левосторонний сдвиг (рис. 20, *Б*).

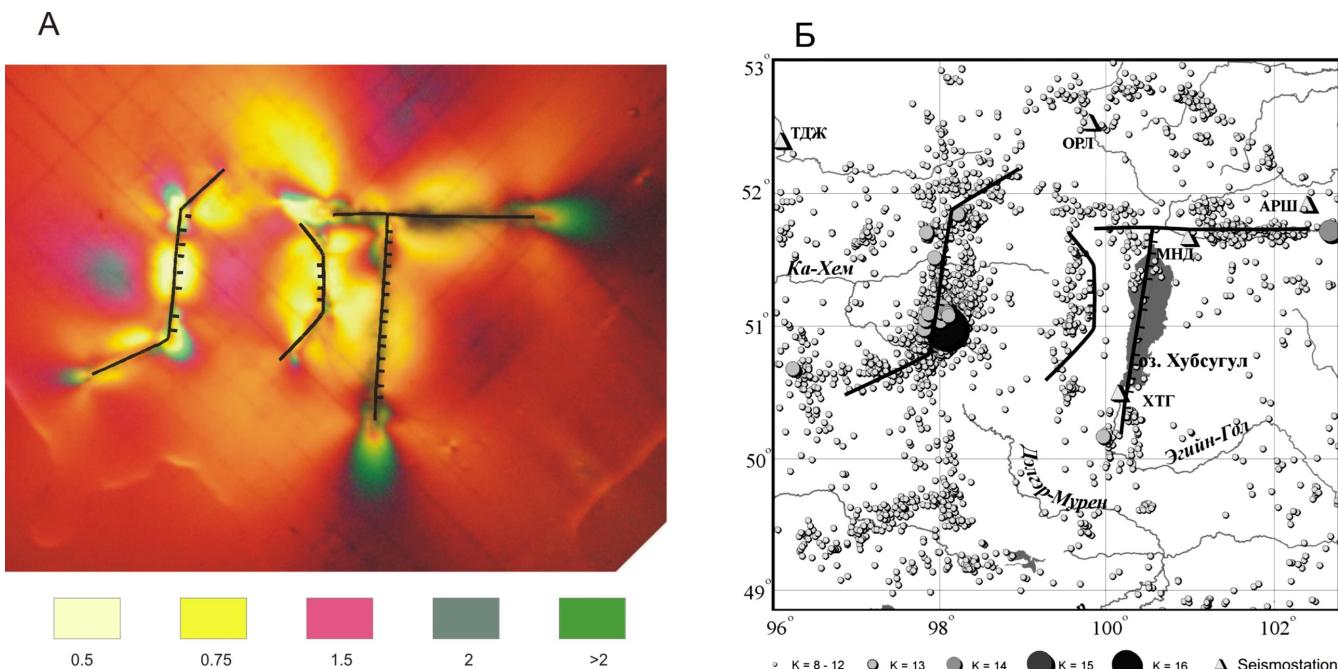


Рис. 21. Результаты поляризационно-оптического моделирования напряженного состояния сейсмоструктуры северо-монгольских впадин (A).

1 – Бусийнгольская, 2 – Дархатская и 3 – Хубсугульская ЗСР. Цветом показаны области концентрации касательных напряжений, цифрами под закрашенными прямоугольниками – коэффициенты концентрации K_t . Описание в тексте. Б – карта эпицентров региона за 1991–2003 гг.

Fig. 21. The state of stresses in the seismic structure of basins in Northern Mongolia. Polarization-optical modelling results (A).

1 – Busiingol, 2 – Darkhat, and 3 – Khubsugul fault conjugation zones. Colours show shear stress concentration areas; numbers under coloured boxes show concentration factors, K_t . See descriptions in the text. B – map of regional epicentres from 1991 to 2003.

Характер деформаций вычленяемых разломами блоков определяется типом и интенсивностью подвижек по разрывам. Значительная концентрация максимальных касательных напряжений наблюдается в южном блоке, к которому на местности приурочена сейсмодислокация. Северо-восточный блок, который отличается максимальной величиной перемещения, характеризуется снижением напряжений. Максимальное увеличение касательных напряжений наблюдается в узле сочленения разрывов (рис. 20, В).

На рисунке 20, Г, показаны траектории главных нормальных напряжений. Характерной особенностью Могодской структуры, как и других зон сочленения разломов, является значительная изменчивость направления осей напряжений, что подтверждается геологоструктурными исследованиями, проведенными в пределах Могодской зоны сочленения разломов.

3.3.3. Система сейсмогенерирующих структур Хубсугул–Дархат–Бусийнгол

Схема разломов и результаты моделирования системы рифтогенных впадин Северной Монголии – Хубсугульской, Дархатской и Бусийнгольской – представлены на рисунке 21. Активизация разломных зон,

формирующих структуру этих впадин, в модели определяется действием сжатия СВ простирания, ориентация которого определена по данным GPS-измерений [Lukhnev et al., 2008].

В целом модель характеризуется повышением максимальных касательных напряжений в широтном направлении с востока на запад. При этом проявляется сокращение размеров областей высоких значений напряжений. Вблизи Хубсугульского разрыва наблюдаются обширные области снижения напряжений. Бусийнгольская структура характеризуется максимумами напряжений практически вдоль всего простирания.

Деформации в районе Хубсугульской структуры подобны описанным выше. Отличительной особенностью данной модели является объединение высоких концентраций максимальных касательных напряжений западного окончания широтного разрыва Хубсугульской структуры и северного окончания СЗ разрыва Дархатской структуры. Большая по площади область высокой концентрации напряжений формируется в узле сочленения меридионального и широтного разрывов.

Между Бусийнгольским и Хубсугульским разрывами, в районе Дархатской впадины, наблюдается обширная по площади область высоких значений максимальных касательных напряжений, формирующая вы-

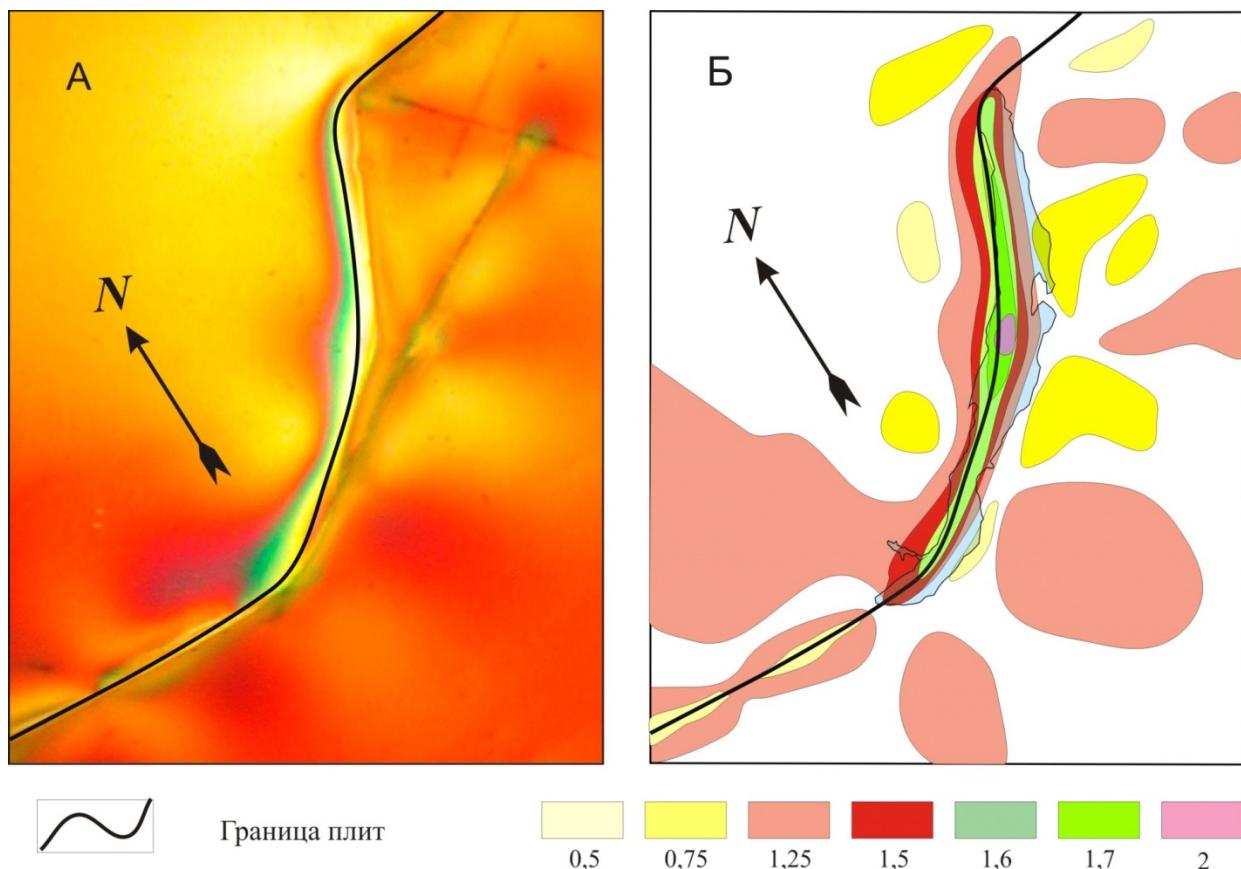


Рис. 22. Результаты поляризационно-оптического моделирования напряженного состояния структурного шва между Сибирской платформой и Забайкальской плитой и их интерпретация.

А – фотография модели из оптически-активного материала под нагрузкой; *Б* – положение областей с повышенным и пониженным значением касательных напряжений. Цветом показаны области концентрации касательных напряжений, цифрами под закрашенными прямоугольниками – коэффициенты концентрации K_t .

Fig. 22. The state of stresses in the structural suture between the Siberian platform and the Transbaikalia plate and their interpretation. Polarization-optical modeling and interpretation.

A – photo of the loaded model made of optically active material; *B* – areas of high and low values of shear stresses. Colours show shear stress concentration areas; numbers under coloured boxes show concentration factors, K_t .

сокоградиентную зону напряжений меридионального направления (рис. 21), на местности совпадающую с западной границей Дархатской впадины. Эта зона определяет пространственное положение полосы эпицентров землетрясений меридионального простирания в окрестностях Дархатской впадины.

Результаты экспериментов позволяют предположить, что активизация систем разломных структур Хубсугул–Дархат–Бусийнгол происходит в региональном поле напряжений, возникающих при взаимодействии Тункинской и Северо-Хангайской разломных зон, характеризующихся левосторонними подвижками. Установлено, что взаимовлияние разрывов и их систем происходит как в результате их непосредственного взаимодействия, так и на расстояниях, сопоставимых с их размерами.

Наблюдается пространственное совпадение обла-

стей интенсивной концентрации максимальных касательных напряжений в модели и эпицентров землетрясений (рис. 21, *А*, *Б*).

3.4. МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

При моделировании напряженно-деформированного состояния Байкальской рифтовой системы (БРС) были выполнены три серии экспериментов. В первой серии изучалось влияние структурного шва между Сибирской платформой и Забайкальским мегаблоком, существенно отличающимися по реологическим свойствам.

На рисунке 22 показаны результаты (рис. 22, *А*) и интерпретация (рис. 22, *Б*) одного из экспериментов первой серии. В модели представлено два блока: севе-

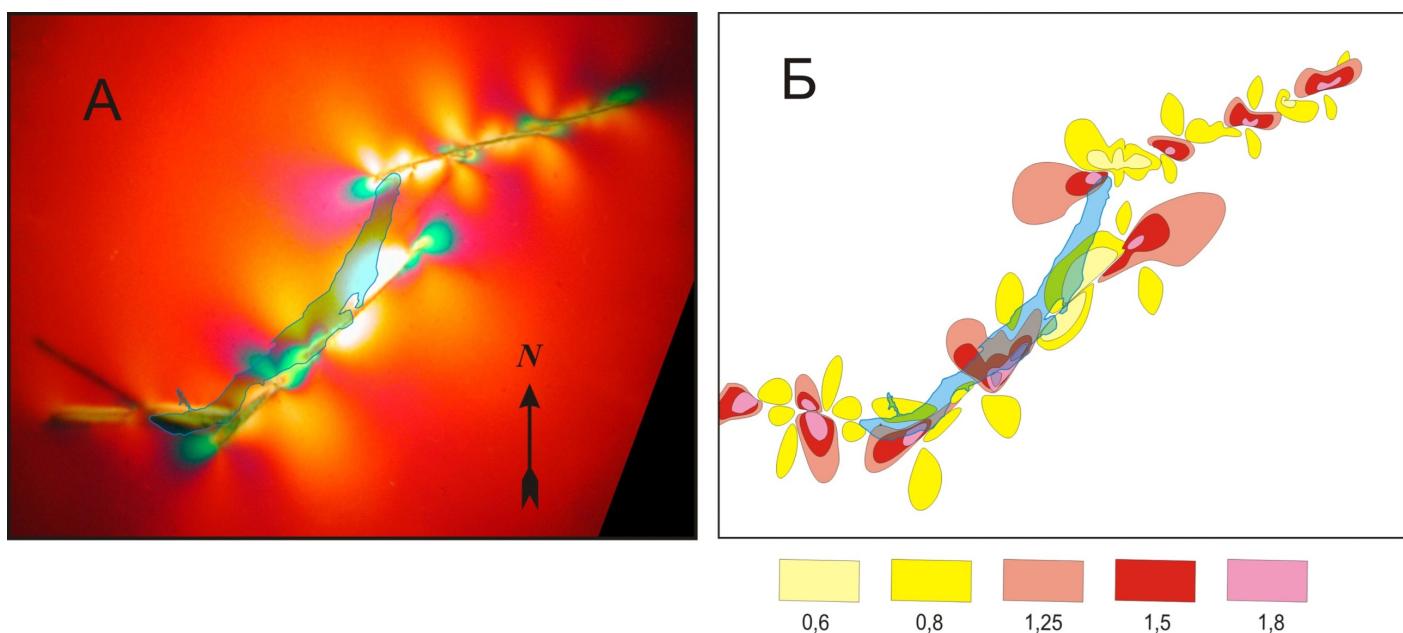


Рис. 23. Результаты поляризационно-оптического моделирования напряженного состояния БРС и их интерпретация.

А – фотография модели из оптически-активного материала под нагрузкой; Б – положение областей с повышенным и пониженным значением касательных напряжений. Цветом показаны области концентрации касательных напряжений, цифрами под закрашенными прямоугольниками – коэффициенты концентрации K_r .

Fig. 23. The state of stresses in the Baikal rift system (BRS). Polarization-optical modelling results and interpretation.

А – photo of the loaded model made of optically active material; Б – areas of high and low values of shear stresses. Colours show shear stress concentration areas; numbers under coloured boxes show concentration factors, K_r .

ро-восточный, имеющий более высокую плотность, и юго-восточный, с плотностью меньше предыдущего на 20 %. Граница между блоками представлена градиентной по плотности зоной. К модели была приложена внешняя нагрузка, соответствующая типичному для БРС северо-запад – юго-восточному растяжению с векторами смещения, характерными для современного этапа развития БРС.

Отмечаются следующие главные особенности в распределении полей максимальных касательных напряжений:

1. Наблюдается узкая градиентная область высоких значений коэффициента концентрации напряжений (K_r) вдоль градиентной зоны плотности материала модели. Ее мощность существенно возрастает в местах изменения ориентации границ блоков.
2. Области умеренной концентрации напряжений прослеживаются на значительное расстояние к юго-востоку от границ блоков, тогда как на северо-западе прослеживаются в виде узкой полосы вдоль этой границы.

Во второй серии экспериментов структура модели усложнялась разрезами, имитирующими основные зоны деструкции БРС. На рисунке 23 приведены результаты одного из экспериментов и его интерпретация (условные обозначения на рис. 22). Добавление в модель разрывов расширяет область пониженных значе-

ний τ_{max} , а область их повышенных значений смещается к северо-востоку. Фиксируется пространственное сочетание областей снижения и повышения максимальных касательных напряжений по простиранию БРС (рис. 23, Б).

По распределению касательных напряжений можно выделить близкие по структуре поля три области:

- 1) юго-западный и северо-восточный фланги БРС;
- 2) Южно-Байкальскую впадину, объединяющуюся с Баргузинской, которые образуют центральную часть БРС;
- 3) северную котловину оз. Байкал.

Юго-западная и северо-восточная фланговые зоны делятся на фрагменты с различными относительными величинами касательных напряжений. Для флангов преимущественно характерны сдвиговые подвижки, иногда сочетающиеся с небольшим растяжением или сжатием.

В третьей серии экспериментов выяснялось влияние на поле напряжений БРС возможных энергетических источников, обусловливающих процесс рифтогенеза на современном этапе, и выявлялась специфика перераспределения напряжений в ее разломно-блоковой структуре на разных иерархических уровнях. Применены различные условия на границах моделей (рис. 24), которые воспроизводят деформацию растяжения, характерную для центральной части БРС. Экс-

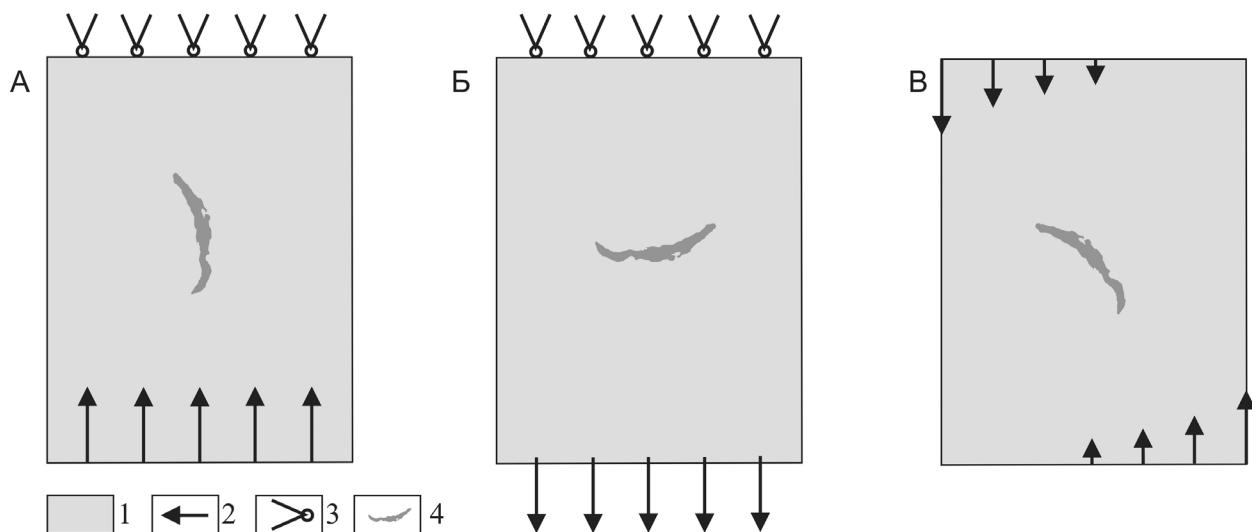


Рис. 24. Схемы деформирования моделей.

А – имитация действия Индостанской коллизии; Б – имитация действия подлитосферного потока аномальной мантии; В – имитация поворота Амурской плиты под действием одного или нескольких энергетических источников. 1 – модель; 2 – направление действия нагрузки; 3 – упор с возможностью бокового смещения; 4 – контур оз. Байкал.

Fig. 24. Deformation models.

A – impact of the Indian Subcontinent collision; B – impact of the sub-lithospheric flow of the anomalous mantle; B – rotation of the Amur plate that is triggered by one or several energy sources. 1 – model; 2 – loading direction; 3 – locking with possible lateral displacement; 4 – Lake Baikal.

периментальное исследование, выполненное при разных вариантах действия внешних сил, выявило черты сходства и отличия в распределении напряжений по отношению к заданной в моделях консервативной сетке разрывов. Полученные результаты показали, что из воспроизведенных в моделях энергетических источников, местного (подлитосферный конвекционный поток) и двух удаленных (Индостанская коллизия и поддвиг Тихоокеанской плиты), при имитации деформационного воздействия Индостанской коллизии и подлитосферной конвекции генерируются поля напряжений, имеющие сходство с напряженным состоянием литосферы региона на современном этапе развития. С результатами моделирования находят удовлетворительное соответствие основные параметры очагов сильных землетрясений, зафиксированных за период инструментальных наблюдений (рис. 25). Третий энергетический источник, по-видимому, влияет на кратковременные флюктуации напряженно-деформированного состояния в БРС [Cheremnykh, 2005].

Для изучения стационарной составляющей поля напряжений в БРС проведена серия опытов, по результатам которых была оконтурена область динамического влияния деструктивной зоны и установлены особенности долговременной составляющей ее напряженного состояния на различных участках. С учетом того, что БРС развивается на границе плит с различной мощностью и реологическими свойствами литосферы, в модель изначально была заложена неоднородность в

виде более плотного блока Сибирской платформы и несколько менее плотного Забайкальского блока. Область влияния деструктивной зоны охватывает территорию, значительно более широкую, чем непосредственное развитие структур БРС (см. рис. 23). Результат моделирования напряженного состояния БРС как структуры, развивающейся на границе плит, приведен на рисунке 22. Хорошо видны два различающихся по величине напряжений поля: более низкое (Сибирская плита) и более высокое (Забайкальская плита). Они предопределяют дальнейшее разное тектоническое развитие этих сопредельных с областью рифтогенеза территорий. В рифтогенез полностью вовлечена юго-восточная пограничная от шва территория, то есть северо-западная часть Забайкальской плиты. Так же четко видно, что основные касательные напряжения возникают на границе плит в районе современного оз. Байкал со стороны северо-западной более жесткой платформенной структуры. Кроме того, область высоких касательных напряжений характеризуется зональным строением. Добавление в модель разрывов расширяет область пониженных значений τ_{max} , а область повышенных значений смещается к северо-востоку. Фиксируется пространственное сочетание областей снижения и повышения максимальных касательных напряжений по простирианию БРЗ (см. рис. 23). Напряженное состояние внутри области динамического влияния зоны современной деструкции характеризуется пространственным сочетанием областей снижения и

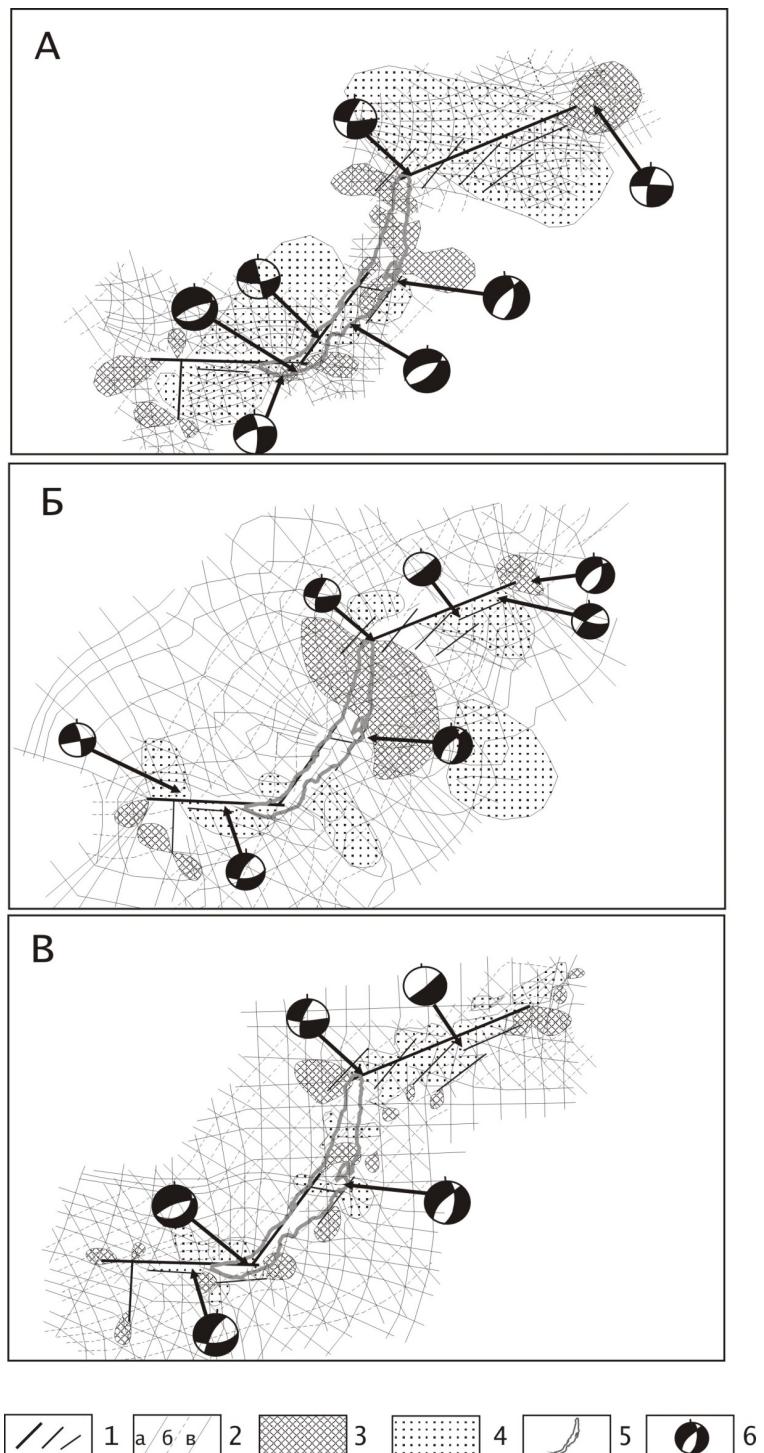


Рис. 25. Сопоставление поля максимальных касательных напряжений в моделях с механизмами очагов землетрясений в Байкальской рифтовой зоне.

A, B, C – результаты деформирования моделей в соответствующих условиях (см. рис. 24). 1 – разноранговые разломы; 2 – траектории напряжений: а – растяжения, б – сжатия, в – скола (касательные); 3 – области повышенных значений τ_{\max} ; 4 – области пониженных значений τ_{\max} ; 5 – контур оз. Байкал; 6 – механизмы очагов сильных землетрясений (проекции нижней полусфера) [Solonenko et al., 1997; Melnikova, Radziminovich, 1998]. Закрашенные области на диаграммах соответствуют областям волн сжатия, светлые – областям волн разрежения.

Fig. 25. Comparison between the field of maximum tangential stresses in the models and earthquake focal mechanisms in the Baikal rift system.

A, B, C – simulated deformation under specified conditions (see Fig. 24). 1 – faults of various ranks; 2 – stress trajectories: a – extension, b – compression, c – shear; 3 – areas of high τ_{\max} ; 4 – areas of low τ_{\max} ; 5 – countour of Lake Baikal; 6 – mechanisms of strong earthquake foci (lower hemisphere projections) [Solonenko et al., 1997; Melnikova, Radziminovich, 1998]. In diagrams, areas of compression waves are shaded, and areas of extension waves are light.

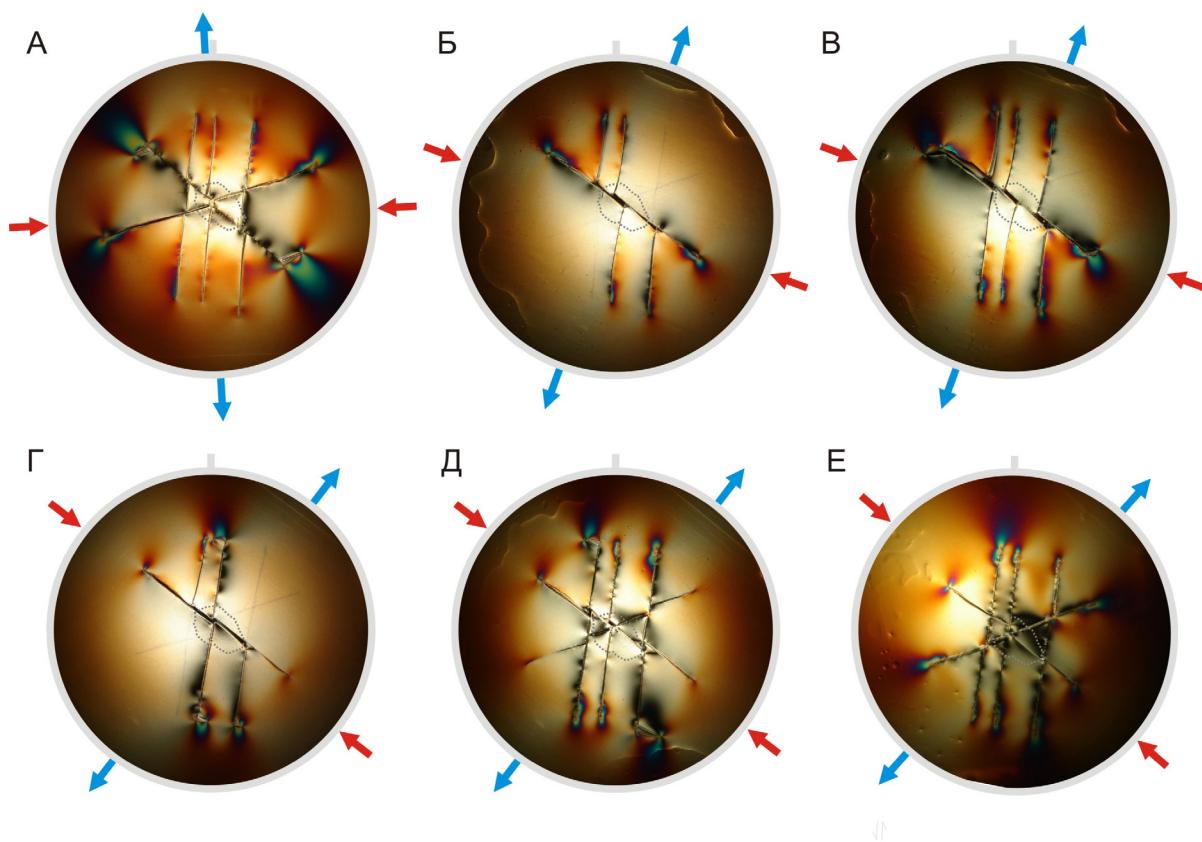


Рис. 26. Результаты поляризационно-оптического моделирования напряженно-деформированного состояния элементов разломного узла, вмещающего трубку Мир, при разных граничных условиях экспериментов (фото экспериментов).

Граничные условия: *А* – сжатие 265° – растяжение 355° ; *Б, В* – сжатие 290° – растяжение 20° ; *Г, Д* – сжатие $\sim 310^\circ$ – растяжение $\sim 40^\circ$; *Е* – сжатие 312° – растяжение 42° . Пунктирной линией серого цвета обозначено положение выхода на поверхность трубы Мир. Стрелками показана ориентировка внешних воздействий на границах модели.

Fig. 26. The stress-and strain state of elements comprising the fault conjugation site including the Mir mine. Polarization-optical modelling results under different boundary conditions of modelling (photos of modelled cases).

Boundary conditions: *A* – compression 265° – extension 355° ; *B, В* – compression 290° – extension 20° ; *Г, Д* – compression $\sim 310^\circ$ – extension $\sim 40^\circ$; *Е* – compression 312° – extension 42° . The dotted line shows the Mir mine of the surface. Arrows show orientations of external impacts at the model's boundaries.

повышения максимальных касательных напряжений по ее простирианию, что объясняет избирательную по площади рифтогенеза относительную активизацию разноранговых разломов [Sherman *et al.*, 2005].

3.5. Моделирование напряженно-деформированного состояния в разломных узлах, вмещающих коренные месторождения Якутской алмазоносной провинции

В последнее время начаты исследования прикладного характера по моделированию напряженно-деформированного состояния в окрестностях разломных узлов, вмещающих кимберлитовые тела Якутской алмазоносной провинции. Данные исследования входят в комплекс работ, направленных на детальное изучение коренных месторождений алмазов России, с созданием для каждого из них трехмерных моделей структурно-

вещественного строения и динамики развитиярудовмещающих разломных узлов. Цель моделирования заключалась в выявлении специфики напряженно-деформированного состояния при активизации разных фрагментов разломного узла во внешнем поле тектонических напряжений. Выполнены постановочные эксперименты для окрестностей алмазоносных кимберлитовых трубок Мир и Нюрбинская. Так, в 15 опытах, отличающихся спецификой сети дизъюнктивных дислокаций разломного узла и граничными условиями воздействия на модель, были воспроизведены различные сочетания разрывов в окрестностях разломного узла, вмещающего кимберлитовую трубку Мир (рис. 26). Моделирование показало, что благоприятные для локализации трубки структуры формируются в результате активизации северо-западных и субмеридиональных разрывов в сдвиговом поле напряжений с ориентировкой оси сжатия ~ 290 – 310° [Cheremnykh *et al.*, 2014].

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Многолетние экспериментальные исследования позволили установить ряд закономерностей развития разломных зон в моделях, которые, с одной стороны, расширяют наши представления о протекании процессов разломообразования в литосфере, а с другой стороны – способствуют адресному переносу этих закономерностей на природные аналоги. Отдельные элементы найденных закономерностей были намечены ранее в работах М.В. Гзовского и В.В. Белоусова и некоторых зарубежных исследователей-экспериментаторов и благодаря комплексным экспериментальным исследованиям, проводимым в лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН, получили дальнейшее развитие.

Например, именно наблюдения за структурной эволюцией зоны разлома в модели инициировали введение понятия ОАДВР для ее характеристики как объемной трехмерной структуры. Благодаря многочисленным экспериментам с меняющимися граничными условиями был собран представительный цифровой фактический материал и рассчитаны уравнения множественной корреляции для оценки ширины ОАДВР [Sherman et al., 1983]. На основе этих уравнений в дальнейшем были выполнены количественные оценки ширины зон разломов разных морфолого-генетических типов с учетом категорий пород и скоростного режима их деформирования. Эти оценки, представленные для удобства в табличной форме, были рекомендованы для практического использования [Sherman et al., 1985]. Эксперименты способствовали дальнейшему развитию сложившихся представлений о масштабной ранжированности разломов и привели к необходимости введения понятия «деструктивные зоны литосферы» для описания наиболее крупных межплитных и внутриплитных структур разрушения [Sherman, 1996].

Рассмотренные ранее в общих чертах на качественном уровне в работах М.В. Гзовского, Дж. Чаленко, С. Стоянова и других представления о стадийности формирования зон разломов получили существенное развитие, в том числе и на количественном уровне. Показано, что периодичность эволюционного процесса внутриразломной разрывной структуры является фундаментальной закономерностью и проявляется не только в его стадийности, но и в делении самих стадий на этапы [Seminsky, 2003; Bornyakov, Semenova, 2011; и др.]. Эта временная неравномерность дополняется неравномерностью пространственной, выражющейся в вариациях геометрических параметров внутриразломных систем разрывов по простианию и вкрест простириания зон разломов. Выражением пространственной неравномерности развития их внутренней структуры является большая раздробленность активного крыла разлома по отношению к пассивному, а также чередующихся по их простирианию двух типов областей с разной интенсивностью развития. Это находит

отражение в густоте разрывов в их пределах и накопленных на них суммарных амплитудах смещений. Пространственная неравномерность разрушения в зонах разломов характеризуется также наличием определенного шага между областями с максимумами плотности разрывов, который зависит от стадии развития и скорости деформации [Seminsky, 2003]. Тесная взаимосвязь пространственных и временных проявлений неравномерности разрушения свидетельствует, что выявленные закономерности являются наиболее общими особенностями развития крупных разломных зон литосфера.

Благодаря экспериментам получила дальнейшее развитие идея количественной параметризации разломов, инициированная рядом исследователей в 70-х годах прошлого столетия [Sherman, 1977, 1996; Rats, Chernyshev, 1970; Ruzhich, 1977; Nesmeyanov, 2004; и др.]. По результатам экспериментов установлено, что для единичных разломов выполняются лимитированные соотношения длины, ширины, глубины проникновения и амплитуды смещения, а для ансамблей разноранговых разрывных нарушений в ОАДВ крупной разломной зоны, при кажущейся их неупорядоченности, существуют свои закономерности пространственных взаимоотношений, выраженные через параметры густоты, плотности, средней длины и других. Впервые было подтверждено, что взаимоотношения между параметрами разломов закономерны и имеют многофакторную природу и видоизменяются в зависимости от морфолого-генетического типа разлома и стадии его развития, реологических свойств вмещающей его среды и скорости ее деформирования [Sherman et al., 1983; Bornyakov, 1990; Seminsky, 2003].

Уникальные эксперименты, не имеющие аналога в мировой экспериментальной практике, выполненные В.Ю. Буддо по инструментальному тензометрическому мониторингу объемных деформаций в ОАДВР, позволили впервые получить убедительные доказательства их пространственно-временной мобильности и волнового характера миграции в объеме формирующейся разломной зоны [Sherman et al., 1991; Buddo, Truskov, 1982]. Дальнейшие детальные исследования показали, что формирующаяся разломно-блоковая внутренняя структура зон разломов имеет сложную, но закономерную, дискретную деформационную динамику развития. Она реализуется через дифференцированную по типу деформацию блоков и избирательную пространственно-временную сегментную активизацию межблочных контактов [Bornyakov, Semenova, 2011]. Установлено, что такая пространственно-временная дискретность деформационного процесса во внутренней структуре зоны разлома обусловлена внутренними свойствами упруговязкопластичной среды, обеспечивающими генерацию в ней деформационных волн даже при постоянной внешней нагрузке.

Наблюдения за структурной эволюцией внутриразломных систем разрывов в моделях и результаты их

фрактального и энтропийного анализа дали основание для синергетической интерпретации этого процесса, согласно которой зоны разломов литосфера являются открытыми неравновесными динамическими системами, а их эволюция представляет собой синергетический процесс последовательной смены структурных уровней деформации с характерным для каждого из них набором разномасштабных разрывных нарушений, обладающих свойствами самоподобия. Определяющая роль при смене структурных уровней принадлежит процессам самоорганизации систем разрывных нарушений. Системы разрывных нарушений, охваченных самоорганизацией, представляют собой особый класс динамических структур, именуемых «разрывными диссипативными структурами» (РДС) [Bornyakov, Sherman, 2003; и др.]. В условиях прогрессирующей деформации кооперативное поведение разрывных нарушений в РДС через механизм последовательной сегментации обеспечивает накопление в их пределах аномально высоких напряжений, способствующих процессам рудо- и сейсмогенеза. Такая интерпретация существенно обогатила представления о зоне разлома и привела, с одной стороны, к введению нового понятия, характеризующего его особое динамическое состояние как сложной, иерархически построенной структурно-динамической системы, с другой – позволила предложить новый подход к прогнозным построениям. Примерами его реализации являются разрабатываемые способ прогноза алмазоносных кимберлитовых тел [Gladkov et al., 2008; Matrosov et al., 2004] и способ прогноза землетрясений [Bornyakov et al., 2013; Bornyakov, 2010; Vstovsky, Bornyakov, 2010].

Возможность получения непрерывных в простран-

стве параметров напряженно-деформированного состояния сложных тектонических структур, хорошая согласованность результатов поляризационно-оптического моделирования с данными, полученными в результате сейсмологических, геолого-структурных и геодезических исследований, позволяют использовать этот вид моделирования для геодинамических построений и прогнозирования зон повышенной сейсмической активности. С его помощью получены серии схем, отражающих распределение и концентрацию максимальных касательных напряжений, связанных с геологическими и тектоническими неоднородностями литосфера, ориентацией горизонтальных осей сжатия и растяжения. Произведена оценка интенсивности и типов подвижек по разломам. Установлено, что основные параметры сейсмической активности Могодской, Хубсугульской, Дархатской и Бусийнгольской кайнозойских впадин Монголии определяются взаимодействием систем разломов различной ориентации под воздействием регионального поля напряжений. Изучена пространственная зональность максимальных касательных напряжений в Байкальской рифтовой системе, связанная со структурным швом между Сибирской платформой и Забайкальским мегаблоком и разломными деструктивными зонами БРС.

В целом, приведенный выше обзор представляет собой краткую историю развития физического моделирования в лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН, которая на сегодняшний день является единственной профильной лабораторией в России и одной из немногих в мире, где системно и комплексно используется физическое моделирование процессов разломообразования в литосфере.

5. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Akopian S.T., 1995. Entropy of seismic system and new seismic law. *Doklady AN* 340 (4), 531–535 (in Russian) [Акопян С.Ц. Энтропия сейсмической системы и новый сейсмический закон // Доклады АН. 1995. Т. 340. № 4. С. 531–535].
- Akopian S.T., 1998. Quantitative description of seismic processes based on seismic entropy. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 34 (1), 8–22.
- Aleksandrov A.Ya., Akhmetzyanov M.Kh., 1973. Polarization Optical Methods in Deformed Body Mechanics. Nauka, Moscow, 576 p. (in Russian) [Александров А.Я., Ахметзянов М.Х. Поляризационно-оптические методы механики деформируемого тела. М.: Наука, 1973. 576 с.].
- Atmaoui N., Kukowski N., Stöckhert B., König D., 2006. Initiation and development of pull-apart basins with Riedel shear mechanism: insights from scaled clay experiments. *International Journal of Earth Sciences* 95 (2), 225–238. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-005-0030-1>.
- Babichev A.A., 1987. About some principal issues of the use of the criteria of similarity in modelling of fractures and faults. *Russian Geology and Geophysics* (4), 36–42 (in Russian) [Бабичев А.А. О некоторых принципиальных вопросах использования критерия подобия при моделировании трещин и разрывов // Геология и геофизика. 1987. № 4. С. 36–42].
- Bondarenko P.M., 1989. Modelling of tectonic stress fields of elementary deformation structures. In: Experimental tectonics. methods, results, and prospects. Nauka, Moscow, p. 126–163 (in Russian) [Бондаренко П.М. Моделирование тектонических полей напряжений элементарных деформационных структур // Экспериментальная тектоника. Методы, результаты, перспективы. М.: Наука, 1989. С. 126–163].
- Bornyakov S.A., 1981. Tectonophysical analysis of formation of a transform zone in the elasto-plastic model. In: Problems of fault tectonics. Nauka, Novosibirsk, p. 26–44 (in Russian) [Борняков С.А. Тектонофизический анализ процесса фор-

мирования трансформной зоны в упруговязкой модели // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С. 26–44].

Bornyakov S.A., 1990. Quantitative analysis of parameters of shear faults varying in scale. *Russian Geology and Geophysics* (10), 34–42 (in Russian) [Борняков С.А. Количественный анализ параметров разномасштабных сдвигов // Геология и геофизика. 1990. № 10. С. 34–42].

Bornyakov S.A., 2010. Deformation precursors of the Ust-Barguzin earthquake of May 20, 2008. *Doklady Earth Sciences* 431 (1), 406–408. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X1003030X>.

Bornyakov S.A., 2012. Physical modelling of faulting in the lithosphere in the recent stage: review. In: Tectonophysics and top issues of Earth sciences. Proceedings of the 3rd Tectonophysical Conference, 8–12 October 2012. IPE, Moscow, p. 50–56 (in Russian) [Борняков С.А. Физическое моделирование процессов разломообразования в литосфере на современном этапе: обзор // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле на современном этапе: Материалы докладов третьей тектонофизической конференции, 8–12 октября 2012 г. М.: ИФЗ, 2012. С. 50–56].

Bornyakov S.A., Gladkov A.S., Adamovich A.N., Matrosov V.A., Klepikov V.A., 2003. Informational entropy and fractal dimension as criteria of self-organization of fracture systems in fault zones (based on physical modeling results). *Doklady Earth Sciences* 391 (5), 766–768.

Bornyakov S.A., Matrosov V.A., Gladkov A.S., 2013. The method for assessment of exploration areas promising for kimberlite bodies within diamond-bearing regions. Patent RU 2492511 C1. (in Russian) [Борняков С.А., Матросов В.А., Гладков А.С. Способ оценки перспективности поисковой площади на обнаружение алмазоносных кимберлитовых тел в пределах алмазоносных районов. Патент RU 2492511 C1. 2013].

Bornyakov S.A., Semenova N.V., 2011. Dissipative processes in fault zones (based on physical modeling results). *Russian Geology and Geophysics* 52 (6), 676–683. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2011.05.010>.

Bornyakov S.A., Sherman S.I., 2000. Multilevel self-organization of destruction in a shear zone (data of physical modeling). *Fizicheskaya Mezomekhanika* 3 (4), 105–112 (in Russian) [Борняков С.А., Шерман С.И. Многоуровневая самоорганизация деструктивного процесса в сдвиговой зоне (по результатам физического моделирования) // Физическая мезомеханика. 2000. Т. 3. № 4. С. 107–115].

Bornyakov S.A., Sherman S.I., 2003. Multistage evolution of strike-slip faults reflected in their displacement-fault length relationship (tectonophysical modeling). *Russian Geology and Geophysics* 44 (7), 712–718.

Brace W.F., Byerlee J.D., 1966. Stick-slip as a mechanism for earthquake. *Science* 153 (3739), 990–992. <http://dx.doi.org/10.1126/science.153.3739.990>.

Brillouin L., 1966. Scientific Uncertainty and Information. Mir, Moscow, 271 p. (in Russian) [Брэллюэн Л. Научная неопределенность и информация. М.: Мир, 1966. 271 с.].

Buddo V.Yu., Truskov V.A., 1982. Stress fields inside models. In: Experimental tectonics in solution of problems of applied and theoretical geology. Abstracts of the All-Union Symposium. Novosibirsk, p. 39–40 (in Russian) [Буддо В.Ю., Трусков В.А. Поля напряжений внутри модели // Экспериментальная тектоника в решении задач практической и теоретической геологии: Тезисы докладов Всесоюзного симпозиума. Новосибирск, 1982. С. 39–40].

Byerlee J., 1978. Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics* 116 (4–5), 615–626. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00876528>.

Cheremnykh A.V., 2005. Active stress field in the Baikal rift zone: laboratory modeling. *Russian Geology and Geophysics* 46 (10), 1071–1080.

Cheremnykh A.V., 2010. Fault-block structure and the stress state of the upper crust of Lake Baikal's eastern coast (field observations and modeling). *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 46 (5), 404–411. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351310050058>.

Cheremnykh A.V., Gladkov A.S., Afon'kin A.M., Potekhina I.A., Serebryakov E.V., Kuz'min I.V., 2014. Modelling of the strain-and-stress state in the vicinity of the fault conjunction in the area of the Mir kimberlite pipe (Yakutian diamond-bearing province). *Izvestiya Sibirskogo otdeleniya sektsii nauk o Zemle RAEN. Geologiya, poiski i razvedka rudnykh mestorozhdenii* (1 (44)), 35–43 (in Russian) [Черемных А.В., Гладков А.С., Афон'кин А.М., Потекхина И.А., Серебряков Е.В., Кузьмин И.В. Моделирование напряженно-деформированного состояния в окрестностях разломного узла района кимберлитовой трубки «Мир» (Якутская алмазоносная провинция) // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле РАН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2014. № 1 (44). С. 35–43].

Courtillot V., Tapponier P., Varet J., 1974. Surface features associated with transform faults: a comparison between observed examples and an experimental model. *Tectonophysics* 24 (4), 317–329. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(74\)90015-8](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(74)90015-8).

Dooley T.P., Schreurs G., 2012. Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results. *Tectonophysics* 574–575, 1–71. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.05.030>.

Durelli J., Riley W.F., 1970. Introduction to Photomechanics (Polarization Optical Method). Translated from English. Mir, Moscow, 488 p. (in Russian) [Дурелли А., Райли У. Ведение в фотомеханику (поляризационно-оптический метод): Пер. с англ. М.: Мир, 1970. 488 с.].

Gladkov A.S., Manakov A.V., Bornyakov S.A., Matrosov V.A., 2008. Tectonophysical Studies in Diamond Prospecting. Nauchny Mir, Moscow, 175 p. (in Russian) [Гладков А.С., Манаков А.В., Борняков С.А., Матросов В.А. Тектонофизические исследования при алмазоисковых работах. М.: Научный мир, 2008. 175 с.].

- Graveleau F., Malavieille J., Dominguez S., 2012. Experimental modelling of orogenic wedges: A review. *Tectonophysics* 538–540, 1–66. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.027>.
- Grigoriev A.S., Osokina D.N. (Eds.), 1979. Stress and Strain Fields of the Lithosphere. Nauka, Moscow, 256 p. (in Russian) [Поля напряжений и деформаций в литосфере / Ред. А.С. Григорьев, Д.Н. Осокина. М.: Наука, 1979. 256 с.].
- Gzovsky M.B., 1970. Development of new directions in tectonophysics. *Izvestia AN SSSR. Fizika Zemli* (5), 51–84 (in Russian) [Гзовский М.В. Развитие новых направлений в тектонофизике // Известия АН СССР. Физика Земли. 1970. № 5. С. 51–84].
- 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., Osokina D.N., Lomakin A.A., Kudryashova V.V., 1974. Stresses, faults, and earthquakes foci (modelling results). In: Regional studies of seismic regime. Shtinitsa, Kishinev, p. 113–124 (in Russian) [Гзовский М.В., Осокина Д.Н., Ломакин А.А., Кудряшова В.В. Напряжения, разрывы, очаги землетрясений (результаты моделирования) // Региональные исследования сейсмического режима. Кишинёв: «Штиница», 1974. С. 113–124].
- Haken H., 1980. Synergetics. Mir, Moscow, 404 p. (in Russian) [Хакен Г. Синергетика. М.: Мир, 1980. 404 с.].
- Haken H., 1985. Synergetics: Instability Hierarchies of Self-Organizing Systems and Devices. Mir, Moscow, 19 p. (in Russian) [Хакен Г. Синергетика: Иерархия неустойчивости в самоорганизующихся системах и устройствах. М.: Мир, 1985. 419 с.].
- Hubbert M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geological Society of America Bulletin* 48 (10), 1459–1520. <http://dx.doi.org/10.1130/GSAB-48-1459>.
- Klimontovich Yu.L., 1989. Problems in the statistical theory of open systems: Criteria for the relative degree of order in self-organization processes. *Soviet Physics Uspekhi* 32 (5), 416–433. <http://dx.doi.org/10.1070/PU1989v032n05ABEH002717>.
- Kostrov B.V., 1975. Mechanics of Tectonic Earthquake Focus. Nauka, Moscow, 174 p. (in Russian) [Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 174 с.].
- Kuznetsov O.L., 1981. Nonlinear geophysics. In: Issues of nonlinear geophysics. VNIIYaGG, Moscow, p. 5–20 (in Russian) [Кузнецов О.Л. Нелинейная геофизика // Вопросы нелинейной геофизики. М.: ВНИИЯГГ, 1981. С. 5–20].
- Letnikov F.A., 1992. Synergetics of Geological Systems. Nauka, Moscow, 228 p. (in Russian) [Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 228 с.].
- Levi K.G., Sherman S.I., 1991. Neotectonic Movements in Seismically Active Zones of the Lithosphere. Tectonophysical Analysis. Nauka, Novosibirsk, 166 p. (in Russian) [Леви К.Г., Шерман С.И. Неотектонические движения земной коры в сейсмоактивных зонах литосферы: тектонофизический анализ. Новосибирск: Наука, 1991. 166 с.].
- Lobatskaya R.M., 2003. Infrastructure of fault zone of the lithosphere and seismicity. In: Stress-and-Strain State and Seismicity of the Lithosphere. GEO Branch, Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, p. 92–95 (in Russian) [Лобацкая Р.М. Инфраструктура разломных зон литосферы и сейсмичность // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. С. 92–95].
- Lukhnev A.V., San'kov V.A., Miroshnichenko A.I., Ashurkov S.V., Calais E., Déverchère J., 2008. Recent movements, deformation and rotation of blocks in the Mongol-Baikal regions according to GPS data. In: All-Russia Conference “Tectonophysics and Topical Problems in Earth Sciences. To the 40th anniversary of M.V. Gzovsky Laboratory of Tectonophysics, Institute of Physics of the Earth RAS”. IPE RAS, Moscow, Vol. 1, p. 264–266 (in Russian) [Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошнichenko А.И., Ашурков, С.В., Кале Э., Девершер Ж. Современные движения, деформации и вращения блоков Монголо-Байкальского региона по данным GPS // Всероссийская конференция «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН». М.: ИФЗ РАН, 2008. Т. 1. С. 264–266].
- Mandelbrot B.B., 1982. The fractal geometry nature. Freeman, New York, 480 p.
- Matrosov V.A., Bornyakov S.A., Gladkov A.S., 2004. A new approach to optimization of prognostic prospecting for diamondiferous kimberlites. *Doklady Earth Sciences* 395 (2), 192–195.
- Melnikova V.I., Radziminovich N.A., 1998. Mechanisms of action of earthquake foci in the Baikal region over the period 1991–1996. *Geologiya i Geofizika* 39 (11), 1598–1607.
- Mikhailova A.V., 1971. The method of quantitative analysis of displacements, deformation and strain in plastic non-transparent models. In: Tectonophysics and mechanical properties of rocks. Nauka, Moscow, p. 38–48 (in Russian) [Михайлова А.В. Методика количественной оценки перемещений, деформаций и напряжений в пластических непрозрачных моделях // Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971. С. 38–48].
- Miroshnichenko A.I., 1989. Conditions of Activation and Stress Fields of Fault Jointing Zones. Synopsis of the Author's Thesis for Candidate of Geology and Mineralogy Degree. Novosibirsk, 16 p. (in Russian) [Мирошнichenko А.И. Условия активизации и поля напряжений зон сочленения разломов: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1989. 16 с.].
- Miroshnichenko A.I., Adamovich A.N., 1990. Modelling of the state of stresses of fault jointing zones. In: Baikal rift seismicity. Nauka, Novosibirsk, p. 3–7 (in Russian) [Мирошнichenko А.И., Адамович А.Н. Моделирование напряженного состояния зон сочленения разломов // Сейсмичность Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1990. С. 3–7].

- Miroshnichenko A.I., San'kov V.A., Parfeevets A.V., Lukhnev A.V., 2007. State of stress and strain of the Earth crust of the basins of North Mongolia from the model results. In: Conference commemorating the 50th Anniversary of the 1957 Gobi-Altay earthquake. Ulaanbaatar, p. 138–143.
- Myachin V.N., 1978. Earthquake Preparation Processes. Nauka, Moscow, 231 p. (in Russian) [Мячкін В.Н. Процессы подготовки землетрясений. М.: Наука, 1978. 231 с.].
- Naylor M.A., Mandl G., Superteijn C.H.K., 1986. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *Journal of Structural Geology* 8 (7), 737–752. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(86\)90022-2](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(86)90022-2).
- Nesmeyanov S.A., 2004. Engineering Geotectonics. Nauka, Moscow, 780 p. (in Russian) [Несмєянов С.А. Інженерна геотектоніка. М.: Наука, 2004. 780 с.].
- Noselli G., Dal Corso F., Bigoni D., 2010. The stress intensity near a stiffener disclosed by photoelasticity. *International Journal of Fracture* 166 (1–2), 91–103. <http://dx.doi.org/10.1007/s10704-010-9502-9>.
- Osokina D.N., 1963. Plastic and Elastic Low-Module Optically Active Materials in Studies of Crustal Stresses by the Modelling Method. The USSR Acad. Sci. Publishing House, Moscow, 196 p. (in Russian) [Осокіна Д.Н. Пластичні та упругі низкомодульні оптически-активні матеріали для дослідження напруження в земній корі методом моделювання. М.: Ізд-во АН ССР, 1963. 196 с.].
- Osokina D.N., 1989. Modeling of tectonic stress fields caused by discontinuities and inhomogeneities in the Earth's crust. In: Experimental tectonics. Methods, results, and prospects. Nauka, Moscow, p. 163–196 (in Russian) [Осокіна Д.Н. Моделювання тектоніческих полей напруженій, обумовлених разривами та неоднорідностями в земній корі // Експериментальна тектоніка. Методи, результати, перспективи. М.: Наука, 1989. С. 163–196].
- Osokina D.N., Bondarenko P.M., 1989. Application issues of polarization optical method in experimental tectonics for modelling of tectonic stress fields. In: Experimental tectonics. Methods, results, and prospects. Nauka, Moscow, p. 78–125 (in Russian) [Осокіна Д.Н., Бондаренко П.М. Вопросы применения поляризационно-оптического метода в экспериментальной тектонике для моделирования тектонических полей напруженій // Експериментальна тектоніка. Методи, результати, перспективи. М.: Наука, 1989. С. 78–125].
- Osokina D.N., Tsvetkova N.Y., 1979. Modeling method of local stress fields in the vicinity of tectonic fractures and in earthquake foci. In: Stress and strain fields of the lithosphere. Nauka, Moscow, p. 139–162 (in Russian) [Осокіна Д.Н., Цветкова Н.Ю. Метод моделирования локальных полей напруженій в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений // Поля напруженій и деформаций в литосфера. М.: Наука, 1979. С. 139–162].
- Panin V.E., 1998. Foundations of physical mesomechanics. *Fizicheskaya Mezomekhanika* 1 (1), 5–22 (in Russian) [Панін В.Е. Основи фізичної мезомеханіки // Фізическая мезомеханика. 1998. Т. 1. № 1. С. 5–22].
- Panin V.E., Egorushkin V.E., Makarov P.V., Grinyayev Yu.V., Zuyev L.B., Syryamkin V.I., Kolobov Yu.R., 1995. Physical Mesomechanics and Computer Design of Materials. Nauka, Novosibirsk, 297 p. (in Russian) [Панін В.Е., Егорушкін В.Е., Макаров П.В., Гриняєв Ю.В., Зуев Л.Б., Сирямкін В.І., Колобов Ю.Р. Фізическая мезомеханіка и комп'ютерное конструирование материалов. Новосибирск: Наука, 1995. 297 с.].
- Prigozhin I., Kondepudi D., 2002. Modern Thermodynamics: From Heat Engines to Dissipative Structures. Mir, Moscow, 460 p. (in Russian) [Пригожин И., Кондепуди Д. Современная термодинамика: от тепловых двигателей до диссипативных структур. М.: Мир, 2002. 460 с.].
- Pushcharovsky Yu.M. (Ed.), 1994. Nonlinear Geodynamics. Nauka, Moscow, 192 p. (in Russian) [Нелинейная геодинамика / Под ред. Ю.М. Пущаровского. М.: Наука, 1994. 192 с.].
- Pushcharovsky Yu.M., 1998. Geologic expression of nonlinear geodynamic processes. *Geotectonics* 32 (1), 3–14.
- Ramberg H., 1981. The role of gravity in orogenic belts. In: K.R. McClay, N.J. Price (Eds.), Thrust and Nappe Tectonics. Geological Society, London, Special Publications, Vol. 9, p. 125–140. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1981.009.01.11>.
- Rats M.V., Chernyshev S.N., 1970. Fracturing and Properties of Fractured Rocks. Nedra, Moscow, 160 p. (in Russian) [Рац М.В., Чернішев С.Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М.: Недра, 1970. 160 с.].
- Rebetsky Yu.L., 2007. Tectonic Stresses and Strength of Natural Massifs. Akademkniga, Moscow, 407 p. (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Тектоніческие напруженія та прочність природних масивів. М.: ІКЦ «Академкнига», 2007. 407 с.].
- Ruzhich V.V., 1977. Relationships between parameters of faults and their practical value. In: Mechanisms of formation of tectonic structures in East Siberia. Nauka, Moscow, p. 41–48 (in Russian) [Ружич В.В. Зависимости между параметрами разрывных нарушений и их практическое значение // Механизмы формирования тектонических структур Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. С. 41–48].
- Sadovsky M.A., 1979. Natural lumping of rocks. *Doklady AN SSSR* 247 (4), 829–832 (in Russian) [Садовский М.А. Естественная кусковатость горной породы // Доклады АН ССР. 1979. Т. 247. № 4. С. 829–832].
- Sadovsky M.A., Pisarenko V.F., 1991. Seismic Process in Block Medium. Nauka, Moscow, 97 p. (in Russian) [Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 97 с.].
- San'kov V.A., Miroshnichenko A.I., Parfeevets A.V., Arzhannikova A.V., Lukhnev A.V., 2004. Late Cenozoic state of stress in the Earth's crust of the Khubsugul region (Northern Mongolia): Field and experimental evidence. *Geotectonics* 38 (2), 142–152.

- Seminsky K.Zh., 1986. Structural and Mechanical Properties of Clayey Pastes as Model Material in Tectonic Experiments. IEC SB of the USSR Acad. Sci., Irkutsk, 130 p. VINITI 13.08.86. 5762–B86 (in Russian) [Семинский К.Ж. Структурно-механические свойства глинистых паст как модельного материала в тектонических экспериментах. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1986. 130 с. ВИНТИ 13.08.86. № 5762–B86].
- Seminsky K.Zh., 2003. The Internal Structure of Continental Fault Zones. Tectonophysical Aspect. GEO, Novosibirsk, 244 p. (in Russian) [Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разрывных зон: тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во «ГЕО», 2003. 244 с.].
- Shemenda A.I., 1983. Criteria of similarity in mechanical modelling of tectonic processes. *Russian Geology and Geophysics* (10), 10–19 (in Russian) [Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10–19].
- Sherman S.I., 1977. Physical Regularities of Faulting in the Earth's Crust. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 102 p. (in Russian) [Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. 102 с.].
- Sherman S.I., 1984. Physical experiment in tectonics and the theory of similarity. *Russian Geology and Geophysics* (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., 1996. Destructive zones of the lithosphere, their state of stresses and seismicity. In: Neotectonics and recent geodynamics of continents and oceans. MTK, RAS, Moscow, p. 157–158 (in Russian) [Шерман С.И. Деструктивные зоны литосфера, их напряженное состояние и сейсмичность // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. М.: РАН, МТК, 1996. С. 157–158].
- Sherman S.I., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., 1983. Areas of Dynamic Influence of Faults (Modelling Results). Nauka, Novosibirsk, 112 p. (in Russian) [Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.].
- Sherman S.I., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., 1985. Recommendations on Evaluation of Widths of Near-Fault Structural Changes. IEC SB RAS, Irkutsk, 42 p. (in Russian) [Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Рекомендации по оценке ширины приразломных структурных изменений. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1985. 42 с.].
- Sherman S.I., Cheremnykh A.V., Bornyakov S.A., Gladkov A.S., Shishkina L.P., 2002. Dynamics of major faulting in extension zones of the lithosphere (Physical modeling results). *Fizicheskaya Mezomekhanika* 5 (2), 79–86 (in Russian) [Шерман С.И., Черемных А.В., Борняков С.А., Гладков А.С., Шишкина Л.П. Динамика формирования генеральных разломов в зонах растяжения литосфера (результаты физического моделирования) // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5. № 2. С. 79–86].
- 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., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A. et al., 1991. Faulting in the Lithosphere. Shear Zones. Nauka, Novosibirsk, 261 p. (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере: зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 261 с.].
- Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A. et al., 1992. Faulting in the Lithosphere. Extension Zones. Nauka, Novosibirsk, 227 p. (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере: зоны растяжения. Новосибирск: Наука, 1992. 227 с.].
- Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A. et al., 1994. Faulting in the Lithosphere. Compression Zones. Nauka, Novosibirsk, 262 p. (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере: зоны сжатия. Новосибирск: Наука, 1994. 262 с.].
- Solonenko A., Solonenko N., Melnikova V., Shteman E., 1997. The seismicity and earthquake focal mechanisms of the Baikal rift zone. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine* 21 (1), 207–231.
- Stoyanov S.S., 1977. Fault Zone Formation Mechanisms. Nedra, Moscow, 114 p. (in Russian) [Стоянов С.С. Механизмы формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 114 с.].
- Tchalenko J.S., 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin* 81 (6), 1625–1640. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1970\)81\[1625:SBSZOD\]2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1970)81[1625:SBSZOD]2.0.CO;2).
- Turcotte D., Schubert J., 1985. Geodynamics. Applications of Continuum Physics to Geological Problems. Mir, Moscow, 727 p. (in Russian) [Туркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. М.: Мир, 1985. 727 с.].
- Velde B., Dubois J., Touchard G., Badri A., 1990. Fractal analysis of fractures in rocks: the Cantor's Dust method. *Tectonophysics* 179 (3), 345–352. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90300-W](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(90)90300-W).
- Ventcel E.S., Ovcharov L.A., 2000. Theory of Random Processes and Its Engineering Applications. Vysshaya Shkola, Moscow, 383 p. (in Russian) [Вентцель Е.С., Овчаров Л.А. Теория случайных процессов и ее инженерные приложения. М.: Высшая школа, 2000. 383 с.].
- Vstovsky G.V., Bornyakov S.A., 2010. First experiences of seismodeformation monitoring of Baikal rift zone (by the example of South-Baikal earthquake of August 27, 2008). *Natural Hazards and Earth System Science* 10 (4), 667–672. <http://dx.doi.org/10.5194/nhess-10-667-2010>.
- Wilcox R.E., Harding T.P., Seely D.R., 1973. Basic wrench tectonics. *AAPG Bulletin* 57 (1), 74–96. <http://dx.doi.org/10.1306/819A424A-16C5-11D7-8645000102C1865D>.

Yin Xiu-Ian, Ma Yin-Sheng et al., 2002. Photoelastic modeling of the tectonic stress field in the central part of the Bozhong depression. *Journal of Geomechanics* 8 (3), 219–228.

Zubarev D.N., Morozov V.G., Repke G., 2002. Statistical Mechanics of Non-Equilibrium Processes. Fizmatlit, Moscow, 431 p. (in Russian) [Зубарев Д.Н., Морозов В.Г., Репке Г. Статистическая механика неравновесных процессов. М.: Физматлит, 2002. 431 с.].



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 SB RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
✉ e-mail: bornyak@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 SB RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel.: 8(3952)423027; e-mail: seminsky@crust.irk.ru



Буддо Владимир Юрьевич, канд. геол.-мин. наук
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Buddo, Vladimir Yu., Candidate of Geology and Mineralogy
Institute of the Earth's Crust SB RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia



Мирошниченко Андрей Иванович, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
e-mail: mai@crust.irk.ru

Miroshnichenko, Andrei I., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust SB RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: mai@crust.irk.ru



Черемных Александр Викторович, канд. геол.-мин. наук, с. н. с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел.: 89501404851; e-mail: cherem@crust.irk.ru

Cheremnykh, Alexander V., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust SB RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel.: 89501404851; e-mail: cherem@crust.irk.ru



Черемных Алексей Сергеевич, аспирант
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
e-mail: acherem@crust.irk.ru

Cheremnykh, Alexei S., PhD student
Institute of the Earth's Crust SB RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: acherem@crust.irk.ru



Тарасова Анастасия Алексеевна, аспирант
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Tarasova, Anastassia A., PhD student
Institute of the Earth's Crust SB RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia



SLOW SLIP EVENTS: PARAMETERS, CONDITIONS OF OCCURRENCE, AND FUTURE RESEARCH PROSPECTS

G. G. Kocharyan^{1,2}, S. B. Kishkina¹, V. A. Novikov³, A. A. Ostapchuk¹

¹ Institute of Geosphere Dynamics RAS, Moscow, Russia

² Moscow Institute of Physics and Technology, Moscow, Russia

³ Joint Institute for High Temperatures RAS, Moscow, Russia

Abstract: Slow slip events along faults and fractures are reviewed. Such inter-block displacements can be recorded at various scale levels and considered as transitional from quasi-stable (creep) to dynamic slip (earthquake). Such events include seismogenic slip along faults at velocities by one to three orders lower than those in case of 'normal' earthquakes, as well as aseismic slip cases. Discovering such events facilitates better understanding of how energy accumulated during deformation of the crust is released.

Studying conditions and the evolution of transitional regimes can provide new important information on the structure and regularities of deformation in fault zones.

Data from latest publications by different authors are consolidated, and the data analysis results are presented. Over 170 slow slip events are reviewed. Based on the consolidated data and modelling results obtained by the authors, relationships between parameters of the reviewed process are established, scale relations between the events are considered, and a first-approximation analysis is conducted for impacts of geomaterial characteristics on various deformation regimes.

Low-frequency earthquake foci and slow slip sites are most typically located in zones of transition from stable creep areas to seismogenic segments of the discontinuity (Fig. 3). It can be logically supposed that in such transitional zones, the interface has specific frictional properties providing for a regime that can be termed as 'conditionally stable slip'.

The duration of slow deformation events is roughly proportional to the released seismic moment, while such a ratio is close to self-similarity in case of 'normal' earthquakes (Fig. 4). In case of slow slip, an area of the displaced section is larger by many factors than the corresponding value for an earthquake with the same seismic moment, while an average displacement amplitude along the fault is significantly smaller (Figures 5 and 6). Velocities of slip propagation along the fault strike are variable from a few hundred metres to 20–30 km/day. Slip velocities tend to decrease with scale (Fig. 7).

Various slip modes were realized in laboratory experiments with slider model. Main specific features of slow slip along faults were simulated in the laboratory conditions. Possibilities for implementation of different deformation regimes were mainly determined by structure of simulated fault gouge. At equal Coulombic strength, small variations of structural characteristics, such as granulometric composition, grain shape, presence of fluid and its viscosity, may critically impact the deformation mode (Fig. 12).

As evidenced by the data consolidated and analysed in this article, conditionally stable regimes of deformation of crustal discontinuities are a common phenomenon. Studies of such transitional deformation regimes seem promising for establishment of regularities in generation and evolution of dynamic events, such as earthquakes, tectonic rock bursts, and slope events.

Key words: fault, earthquake, tectonic rock bursts, post-seismic deformation, slow slip.

Recommended by S.I. Sherman

Citation: Kocharyan G.G., Kishkina S.B., Novikov V.A., Ostapchuk A.A. 2014. Slow slip events: parameters, conditions of occurrence, and future research prospects. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (4), 863–891. doi:10.5800/GT-2014-5-4-0160.

МЕДЛЕННЫЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ПО РАЗЛОМАМ: ПАРАМЕТРЫ, УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ, ПЕРСПЕКТИВЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Г. Г. Кочарян^{1,2}, С. Б. Кишкина¹, В. А. Новиков³, А. А. Остапчук¹

¹ Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия

² Московский физико-технический институт, Москва, Россия

³ Объединенный институт высоких температур РАН, Москва, Россия

Аннотация: В статье рассматриваются явления медленного скольжения по разломам и трещинам. Эти режимы межблоковых перемещений, которые регистрируются на разном масштабном уровне, можно считать переходными от квазистатического стабильного скольжения (крипа) к динамическому срыву (землетрясению). К ним относятся сейсмогенные явления скольжения по разломам со скоростями на 1–3 порядка ниже, чем при «нормальных» землетрясениях, а также эпизоды асейсмического скольжения. Открытие этих явлений в значительной степени изменяет понимание того, как реализуется энергия, накопленная в процессе деформирования земной коры.

Изучение условий возникновения и эволюции переходных режимов может дать новую важную информацию о структуре и закономерностях деформирования разломных зон.

В работе выполнен анализ данных, приведенных в работах различных авторов за последние годы. Рассмотрено свыше 170 явлений медленного скольжения. Их обобщение и результаты собственных модельных экспериментов позволили авторам установить связь между некоторыми параметрами процесса, рассмотреть масштабные соотношения событий, проанализировать в первом приближении влияние характеристик геоматериала на реализацию того или иного режима деформирования.

Очаги низкочастотных землетрясений и участки медленного скольжения чаще всего локализуются в зонах, переходных между участками стабильного крипа и сейсмогенными частями границы раздела (рис. 3). Естественно предположить, что в этих переходных зонах интерфейс обладает особыми фрикционными свойствами, позволяющими реализовать режим, который можно назвать условно-стабильным скольжением.

Длительность медленных деформационных событий примерно пропорциональна реализованному сейсмическому моменту, в то время как для «нормальных» землетрясений наблюдается соотношение, близкое к закону самоподобия (рис. 4). Площадь сдвигаемой области при явлениях медленного скольжения обычно многократно превышает соответствующую величину для землетрясения с тем же сейсмическим моментом, а средняя амплитуда смещения по разрыву оказывается значительно ниже (рис. 5, рис. 6). Скорость распространения подвижки в направлении простирания разлома изменяется от нескольких сотен метров до 20–30 км/сут. При этом наблюдается тенденция снижения этой величины с масштабом (рис. 7).

В проведенных лабораторных экспериментах разные режимы скольжения были реализованы на установке типа «слайдер»-модели. В опытах на качественном уровне удалось воспроизвести основные особенности, характерные для медленных перемещений по разломам. Возможность реализации того или иного режима деформирования определялась, прежде всего, структурными свойствами материала-заполнителя. При близких значениях кулоновской прочности небольшие вариации структурных характеристик (гранулометрический состав, форма зерен, наличие флюида и его вязкость) могут радикально сказываться на режиме деформирования (рис. 12).

Сведения, собранные и проанализированные в настоящей статье, позволяют заключить, что условно-стабильные режимы деформирования границ раздела в земной коре – распространенное явление. Исследования переходных деформационных режимов перспективны для установления закономерностей зарождения и эволюции динамических событий – землетрясений, горно-тектонических ударов, склоновых явлений.

Ключевые слова: разлом, землетрясение, горно-тектонический удар, постсейсмические деформации, медленное скольжение.

1. ВВЕДЕНИЕ

Концептуально механика развития разрыва при землетрясении стала понятна уже в начале XX столетия, после предложенной Г. Рейдом схемы упругой отдачи, согласно которой землетрясения возникают вследствие постепенного нарастания напряжений, в конечном итоге превышающих определенный пороговый уровень критической локальной прочности горных пород, что и приводит к образованию разрыва и относительному смещению его бортов. Принятая на сегодняшний день глобальная схема разломообразова-

ния и сейсмичности сводится к тому, что стабильное относительное движение тектонических плит является источником дополнительных напряжений, которые высвобождаются как при проскальзывании вдоль разломов, являющихся границами плит, так и вдоль более мелких разрывов, расположенных во внутриконтинентальных областях [Sherman et al., 1991, 1992, 1994; Sherman, 2012; Seminsky, 2014; и др.].

Практически с самого начала инструментальных наблюдений за деформациями земной поверхности стало ясно, что релаксация избыточных напряжений, накапливаемых в тектонически активных регионах,

происходит не только путем динамического разрушения участков земной коры, но и через непрерывное асейсмическое скольжение (крип) по разломам. Землетрясения интерпретировались как квазихрупкое разрушение горной породы, а крип – как пластическая деформация.

По мере накопления фактического материала и совершенствования средств измерений стали обнаруживаться качественные и количественные различия между сейсмическими событиями одного и того же масштаба. Так, например, оказалось, что сейсмическая энергия, излучаемая землетрясениями с одним и тем же сейсмическим моментом, может различаться на несколько порядков [Kocharyan, 2014]. Отсюда появились термины «вязкие» и «жесткие» землетрясения [Shebalin, 1997], которые, впрочем, не получили широкого распространения.

Высокочувствительные деформографы и наклономеры периодически регистрировали перемещения и деформации со скоростями на несколько порядков выше фоновых, но значительно более медленные по сравнению со скоростью распространения разрыва при «обычном» землетрясении, однако низкая плотность расположения таких приборов не позволила выполнить обобщение получаемых результатов, тем более что внимание исследователей концентрировалось преимущественно на постсейсмических и предсейсмических деформациях.

Ситуация качественно изменилась, когда начали функционировать в непрерывном режиме плотные сети датчиков GPS [Savage, Yu, 2007; Savage *et al.*, 2007; Nettles, Ekstrom, 2004] и широкополосных высокочувствительных сейсмических станций. В результате за последние 20–25 лет были открыты и классифицированы режимы перемещений по разломам и трещинам, которые можно считать переходными от квазистатического стабильного скольжения (крипа) к динамическому срыву (землетрясению). К таким режимам относятся сейсмогенные явления скольжения по разломам, трещинам, границам раздела со скоростями на 1–3 порядка ниже, чем при «нормальных» землетрясениях, а также эпизоды асейсмического скольжения. В первой группе явлений излучаются низкочастотные колебания довольно малой амплитуды. Во второй сейсмическое излучение не регистрируется, однако скорость перемещения значительно превышает величины, характерные для асейсмического крипа. В российской литературе такие процессы иногда называют «суперинтенсивными геодеформациями» [Kuzmin, 1996].

Открытие этих явлений в значительной степени изменяет понимание того, как реализуется энергия, накопленная в процессе деформирования земной коры. При этом медленные движения по разломам воспринимаются уже не как особый вид деформаций, а как единый ряд режимов скольжения от крипа до землетрясения [Peng, Gomberg, 2010].

Изучение условий возникновения и эволюции пе-

реходных режимов может дать новую важную информацию о структуре и закономерностях скольжения разломов. В силу этого исследование «необычных» движений по разломам стало одним из ведущих направлений. Обнаружение явления эпизодического тромора, сопровождаемого скольжением во многих субдукционных зонах, признается одним из наиболее крупных достижений геофизики за последнее десятилетие [Lay, 2009].

Между тем до сих пор остается неясным, какие макроскопические параметры разломов или какие их характеристики на микро- и мезоуровне являются ответственными за реализацию того или иного деформационного режима. Исследование условий возникновения и эволюции переходных режимов деформирования нарушений сплошности представляет большой интерес для исследователей в области сейсмотектоники и горных наук. Построение модели этих событий может оказаться крайне полезным при разработке научного направления, связанного с исследованиями возможности искусственной трансформации напряженно-деформированного состояния локальных участков массива горных пород.

В России систематические исследования рассматриваемых явлений почти не проводились. Можно отметить известные работы Ю.О. Кузьмина [Kuzmin, 1996, 2009, 2014], а также сейсмологические наблюдения прежних лет (Ю.В. Ризниченко, Т.Г. Раутиан, Н.В. Шебалин, А.А. Маловичко и др.), в которых отмечалось проявление «мягких» и «жестких» очагов событий при регистрации естественной и индуцированной сейсмичности [Riznichenko, 1974; Shebalin, 1997; Malovichko A.A., Malovichko D.A., 2010; и др.].

В этой связи мы сочли уместным выполнить краткий обзор современных данных о «необычных» движениях по нарушениям сплошности земной коры и проанализировать имеющиеся сведения, основываясь, в том числе, на опыте лабораторного эксперимента.

2. От крипа до землетрясения – виды реализации энергии, запасенной в процессе деформирования земной коры

Как отмечалось выше, развитие системы высокоточных GPS-наблюдений и создание сетей высокочувствительных широкополосных сейсмометров позволили обнаружить целый ряд новых деформационных явлений, ассоциированных с нарушениями сплошности земной коры – зонами субдукции [Dragert *et al.*, 2001; и др.], континентальными разломными зонами [Linde *et al.*, 1996; и др.], тектоническими трещинами [Psakhie *et al.*, 2007; и др.], трещинами в крупных массивах льда [Ekström *et al.*, 2003; и др.] и даже микротрещинами в коллекторах углеводородов [Das, Zoback, 2013; и др.].

При динамических срывах несколько процентов энергии деформации излучается в виде упругих волн. Этого оказывается достаточно для сильнейших макроскопических проявлений крупных землетрясений. При некоторых условиях скольжение может не достигать динамических скоростей, но низкоамплитудные, низкочастотные сейсмические волны все еще излучаются. Спектр колебаний при таких событиях обеднен высокими частотами, что отражает большую длительность скольжения в очаге, чем следует из стандартных соотношений. В ряде случаев скорость подвижки по разлому оказывается настолько низкой, что сейсмические волны, регистрируемые приборами, не излучаются вовсе. Тем не менее скорость скольжения во время этих деформационных явлений значительно превышает типичные значения скорости асейсмического крипа по разломам (на несколько см/год).

По мере обнаружения новых типов деформационных явлений, в зависимости от их особенностей, они получали разные названия: тихие землетрясения (silent earthquakes); эпизодический трепор и скольжение (Episodic Tremor&Slip (ETS)); эпизодический крип (Episodic Creep Events), эпизоды медленного скольжения (Slow Slip Events) (SSE); низкочастотные землетрясения (Low-Frequency Earthquakes (LFE)); очень низкочастотные землетрясения (Very Low-Frequency earthquakes (VLFE)) [Peng, Gomberg, 2010; Sekine et al., 2010; Wei et al., 2013; и др.].

Так же, как и для обычных землетрясений, масштаб этих событий можно описать величиной сейсмического момента

$$M_0 = \mu \cdot \Delta U \cdot S \quad (1)$$

или моментной магнитудой, связанной с сейсмическим моментом известным соотношением [Hanks, Kanamori, 1979]:

$$M_w = 2/3(\lg M_0 - 9.1). \quad (2)$$

В уравнении (1) μ – модуль сдвига породы в очаге, S – площадь разрыва, ΔU – относительное смещение берегов. Хотя смещение берегов разлома ΔU является, вообще говоря, сложной функцией пространства и времени, чаще всего используется величина среднего перемещения вдоль разломной плоскости. Величина скалярного сейсмического момента не зависит от деталей развития процесса в очаге, поскольку определяется асимптотикой спектра смещений в области низких частот.

Характерная скорость разрыва (распространения подвижки) определяется для медленных событий при помощи простейшего соотношения:

$$V_r = \frac{\lambda}{t_c}, \quad (3)$$

где λ – характерная длина разрыва, а t_c – длительность подвижки.

Наблюдения, проведенные в последние несколько лет, позволили подразделить деформационные события на несколько групп [Peng, Gomberg, 2010].

Первая группа – «нормальные» землетрясения, параметры которых в целом соответствуют представлениям об излучении при динамических разрывах. Скорость распространения разрыва при таких событиях составляет обычно величину $V_r \sim 1.5\text{--}3.0$ км/с, а отношение величины излученной сейсмической энергии E_s и сейсмического момента M_0 варьируется в диапазоне $E_s/M_0 \sim 10^{-6}\text{--}10^{-3}$ при средней величине $\sim 2 \cdot 10^{-5}$. Отметим, что величина E_s/M_0 для землетрясений со сдвиговым механизмом в среднем в несколько раз выше, чем для сбросов и надвигов. Максимальная скорость смещения берегов разлома при «нормальных» землетрясениях достигает величин $u_m \sim 5$ м/с.

Основные периоды колебаний при этих событиях изменяются в диапазоне от долей секунды в группе объемных волн до первых десятков секунд в группе поверхностных волн от крупных землетрясений. Длительность динамической подвижки в очаге зависит от энергии события и изменяется от миллисекунд для микроземлетрясений до десятков секунд для крупнейших событий. Наибольшую длительность имеют крупные цунамигенные землетрясения с меньшей скоростью смещения в очаге, у которых длительность подвижки достигает величины 100–200 с.

Вторая группа, так называемые низкочастотные землетрясения (Low Frequency Earthquake, LFE), – события, для которых скорость подвижки значительно ниже ($V_r \sim 50\text{--}1000$ м/с), чем для «нормальных» землетрясений, а длительность подвижки для события с тем же сейсмическим моментом примерно на порядок выше. Характерное для таких событий соотношение между энергией и моментом $E_s/M_0 \sim 5 \cdot 10^{-8}\text{--}5 \cdot 10^{-7}$. Скорость смещения в окрестности разлома достигает величин $u_m \sim 0.01\text{--}0.10$ м/с. Для низкочастотных землетрясений характерно более плавное, чем при нормальных землетрясениях, нарастание со временем функции $M_0(t)$.

Вероятно, впервые подобное событие было детально описано в работе [Kanamori, Hauksson, 1992], в которой рассматривается необычное землетрясение с магнитудой $M_L = 3.5$, произошедшее во впадине Санта Мария (Калифорния, США) 31.01.1991 г., во время проведения работ по гидроразрыву пласта на нефтяном месторождении. Зарегистрированные Южно-Калифорнийской сейсмической сетью, а также трехкомпонентным широкополосным сейсмографом станции TERRAscope колебания были аномально низкочастотны и длились свыше 100 с. Событие произошло на глубине 135–280 м, что было установлено по макропроявлениям (S-образное искривление обсадных колонн в пяти скважинах). В ряде случаев медленное событие с доминирующими низкими частотами непосредственно предшествовало «нормальному» землетрясению [Jordan, 1991], представляя своего рода

преслип, неоднократно наблюдавшийся в лабораторных экспериментах.

К следующей группе относят очень низкочастотные землетрясения (Very Low Frequency Earthquake, VLFE). Даже небольшие такие события с сейсмическим моментом $M_0 \sim 10^{14} - 10^{15}$ Н·м имеют длительность в очаге десятки секунд, скорость разрыва $V_r \sim 10 - 100$ м/с, а отношение $E_s/M_0 \sim 10^{-9} - 10^{-7}$. Подобные VLF события наблюдались в Японии, Канаде, Центральной Калифорнии, Мексике и др. Заметим, что в отличие от «нормальных» событий, амплитуда сейсмического сигнала, излучаемого при низкочастотных землетрясениях, практически не растет с масштабом [Gao *et al.*, 2012].

В субдукционной зоне Nankai (Япония) благодаря данным, полученным по многим станциям, удалось определить достаточно точное положение гипоцентров низкочастотных землетрясений и сравнить их пространственное распределение с геометрией погружающейся плиты. Пространственное расположение гипоцентров образовало плоскую поверхность, расположенную на несколько километров выше океанической границы Мохо. Малая ширина зоны расположения гипоцентров LFE – индикатор того, что деформационный процесс на границе между плитами достаточно локализован [Ohta, Ide, 2011]. Определенные фокальные механизмы VLF событий показывают, что последние происходят в виде сдвига по относительно неглубоким участкам надвигов в направлении, субпараллельном погружающейся плите [Ide *et al.*, 2007a].

Деформационные события, которые имеют настолько малые скорости скольжения по разлому, что сейсмическое излучение не регистрируется существующими инструментами, принято называть явлениями медленного скольжения. Первые систематические исследования асейсмического скольжения на некоторых участках разломной зоны Сан-Андреас были проведены в 50-е годы прошлого столетия [Steinbrugge, Zacher, 1960]. Хотя подразумевалось, что в этих зонах происходит скольжение с постоянной скоростью, уже первые инструментальные наблюдения продемонстрировали на некоторых участках разлома очевидную нестационарность процесса. Установленные крипметры отчетливо регистрировали на некоторых участках разлома этапы ускорения и замедления скольжения с характерными значениями от нескольких часов до нескольких недель [Tocher, 1960]. Более современные наблюдения позволили установить участки разломов Калифорнии, для которых характерно стабильное скольжение с постоянной скоростью (крип), и участки, на которых периодически происходят явления медленного скольжения. Участки с различными типами деформации в системе разломов Сан-Андреас показаны на рис. 1. Подчеркнем, что тип деформации, характерный для данного участка, сохраняется как в межсейсмический период, при низких скоростях смещения, так и в постсейсмический период, когда скорости деформации

существенно возрастают [Wei *et al.*, 2013].

Первые сообщения, в которых явления асейсмического скольжения были интерпретированы как «медленные землетрясения», появились после наблюдений на полуострове Изу в Японии [Sacks *et al.*, 1978]. Однако впервые эпизод медленного скольжения как самостоятельное событие, имеющее начало и конец, был описан в работе [Linde *et al.*, 1996]. Авторы представили описание зарегистрированного деформационного события длительностью около недели, назвали это событие медленным землетрясением (Slow Earthquake) и предложили количественно характеризовать подобные события, как и обычные землетрясения, при помощи сейсмического момента [Linde *et al.*, 1996]. Современные GPS-технологии позволили собрать значительное количество сведений о подобных событиях.

В сейсмически активных регионах можно выделить несколько типов медленного скольжения в зависимости от их расположения на оси времени относительно крупного землетрясения.

Медленное постсейсмическое скольжение, наблюдаемое после некоторых крупных и средних землетрясений, обладает рядом отличительных черт. Плоскость локализации перемещений чаще всего совпадает с направлением косейсмических смещений. Кумулятивная амплитуда составляет, как правило, десятки процентов величины косейсмической подвижки, а в некоторых случаях даже превышает последнюю, достигая величины в несколько метров. Длительность постсейсмического скольжения, в зависимости от масштаба землетрясения, составляет от первых дней до 20–30 месяцев, причем зависимость перемещения от времени описывается логарифмическим законом [Kocharyan *et al.*, 2006]:

$$W_{(t)} = V_0 \tau \cdot \ln \left(1 + \frac{t}{\tau} \right), \quad (4)$$

где V_0 – скорость смещения в начале постсейсмической фазы, τ – характерное время процесса, определяемое жесткостью разломной зоны и напряженным состоянием. Пример постсейсмического слипа показан на рис. 2.

При недостаточно длительных наблюдениях постсейсмическое скольжение по разлому зачастую трудно отличить от вязкоупругой релаксации при которой деформации локализуются значительно глубже – в нижней коре и верхней мантии. В последнем случае перемещения описываются экспоненциальным законом [Kocharyan *et al.*, 2006]:

$$W_{(t)} = V_0 \tau \left(1 - e^{-\frac{t}{\tau}} \right). \quad (5)$$

Хотя асимптотика соотношений (4) и (5) совершенно различна, при малых временах эти выражения близки.

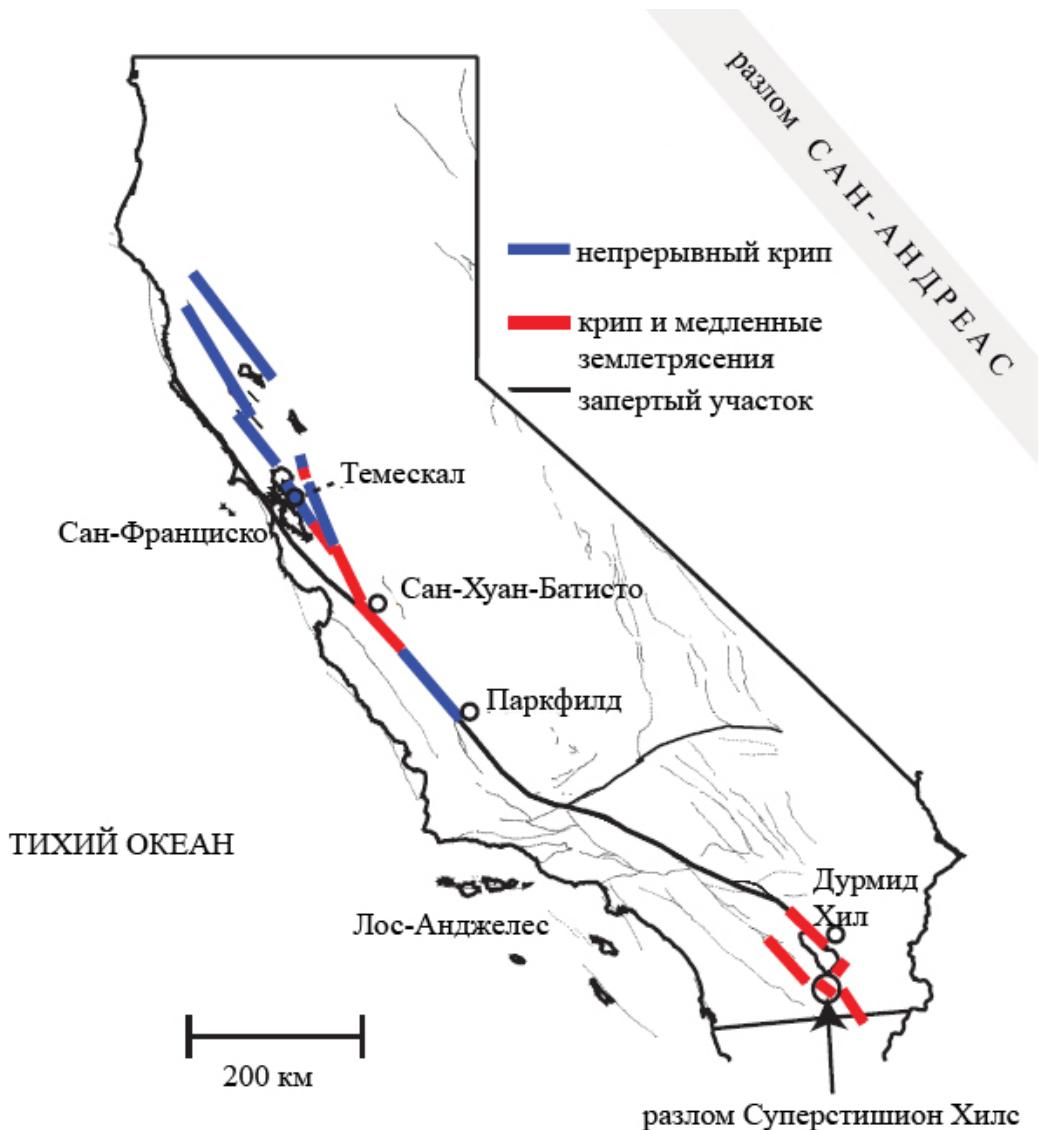


Рис. 1. Участки с различными типами деформации в системе разломов Сан-Андреас по данным [Wei et al., 2013].

Fig. 1. San-Andreas fault system. Sites with deformations of various types according to data from [Wei et al., 2013].

В некоторых случаях непосредственно перед крупными землетрясениями наблюдается медленное асейсмическое скольжение, которое длится от нескольких минут до нескольких лет. Хотя в лабораторных экспериментах предварительное скольжение наблюдается достаточно часто, в натурных условиях надежно зарегистрировано всего лишь около десятка таких событий [Roeloffs, 2006], что объясняется, скорее всего, недостаточной чувствительностью измерений.

Существенное внимание в настоящее время уделяется SSE, происходящим в межсейсмический период вне явной связи с крупными землетрясениями. Широкие исследования этого явления развернуты в субдукционной зоне Cascadia у западного побережья Северной Америки. В работе [Dragert et al., 2001] описано произошедшее в этом регионе событие медленного скольжения с амплитудой сдвига около 2–3 см, до-

стигнутой в течение нескольких недель. Авторы оценили моментную магнитуду этого события $M_w \sim 6.7$. При этом последнее крупное землетрясение произошло в этой зоне около 300 лет назад. За период с 1997 по 2009 г. здесь было зарегистрировано свыше 50 событий, относящихся к категории SSE, 20 из которых имели моментные магнитуды $M_w > 5.9$ [Miller et al., 2002; Brudzinski, Allen, 2007; Aguiar et al., 2009; Schmidt, Gao, 2010; Gao et al., 2012]. Продолжительность эпизодов медленного скольжения в Cascadia составляет от 10 дней до нескольких недель, а перемещения довольно малы $\sim 1\text{--}3$ см. В среднем скольжение здесь происходит со скоростью ~ 4 см/год; но на самом деле движение замирает на 11–15 мес., а затем в течение нескольких недель происходит интенсивная подвижка, причем этот процесс близок к периодическому: лишь около 10 % событий не вписываются в ука-

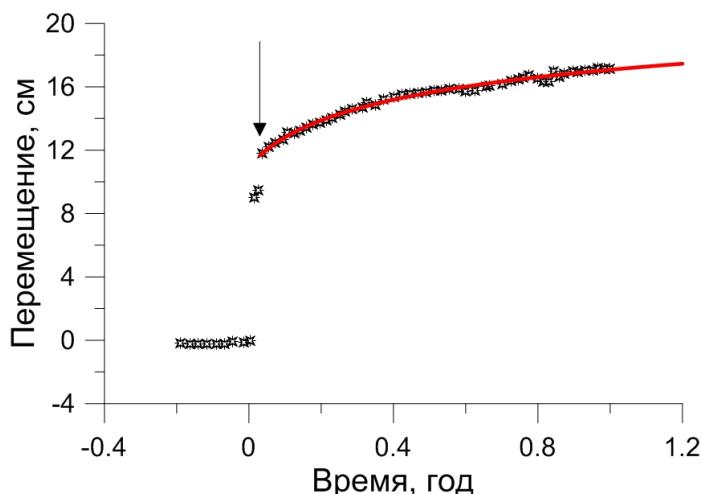


Рис. 2. Результаты обработки параметров постсейсмических перемещений при землетрясении Sanriku-Haruka-Oki 28.12.1994 г.

Звездочки – результаты измерений [Heki *et al.*, 1997], аппроксимация данных уравнением (4) после момента сильнейшего афтершока $M=6.9$ (указан стрелкой).

Fig. 2. Parameters processing results for post-seismic displacements due to Sanriku-Haruka-Oki earthquake of 28 December 1994.

Stars show measurement results [Heki *et al.*, 1997]; data are approximated by equation (4) after the strongest aftershock of $M=6.9$ (arrow).

занную периодичность [Vidale, Houston, 2012].

На юго-западе Японии с 2001 по 2008 г. с помощью высокоточных наклономерных наблюдений было обнаружено свыше 50 медленных событий, происходящих квазипериодически, с моментными магнитудами от 5.4 до 6.2. Амплитуда перемещения при каждом таком событии составляла от 0.5 до 3.5 см [Hirose *et al.*, 1999; Ando *et al.*, 2012; Ohta, Ide, 2011; Sekine *et al.*, 2010; Ito *et al.*, 2013; Uchida, Matsuzawa, 2013] при длительности от нескольких суток до нескольких десятков суток.

Несмотря на относительно небольшие перемещения, при SSE набирается значительный сейсмический момент за счет большой площади разлома, на которой происходит подвижка, $\sim 10^3\text{--}10^4$ км 2 . Результаты измерений показывают, что посредством медленных движений реализуется значительная часть энергии, накопленной в процессе деформирования. Так, в Новой Зеландии, где через SSE реализуется около 40 % сейсмического момента [Little, 2013], фиксируются медленные перемещения с продолжительностью от нескольких месяцев до года и моментной магнитудой вплоть до $M_w\sim 7$, повторяющиеся с периодом около 5 лет. Более мелкие события, продолжительностью в несколько недель, имеют рекуррентное время 1–2 года [Douglas *et al.*, 2005; McCaffrey *et al.*, 2008; Delahaye *et al.*, 2009; Wallace, Beavan, 2010].

SSE наблюдалась и в других районах: в Мексике [Larson *et al.*, 2007; Vergnolle *et al.*, 2010], на Аляске [Ohta *et al.*, 2006; Peterson, Christensen, 2009] и в Коста-Рике [La Bonte *et al.*, 1999], на Гавайях [Cervelli *et al.*, 2002; Brooks *et al.*, 2006; Segall *et al.*, 2006], в Италии [Amoruso, Crescentini, 2009] и в районе разлома Сан-Андреас [Linde *et al.*, 1996; Murray, Segal, 2005; Johanson, Bürgmann, 2005], однако здесь события медленного скольжения случаются спонтанно, без явной регулярности.

Более крупные эпизоды асейсмичного скольжения, в течение которых реализуется сейсмический момент, сопоставимый с крупнейшими землетрясениями, делятся месяцы и даже годы. Масштаб явлений медленного скольжения может быть достаточно большим. Так, в течение 1995–2007 гг. в различных регионах мира (Япония, Западное побережье Северной Америки, Мексика, Новая Зеландия, Аляска) было зарегистрировано свыше 15 событий с реализованным в каждом из них сейсмическим моментом более чем $M_0\sim 5\cdot 10^{19}$ Н·м, что соответствует моментной магнитуде $M_w\sim 7$ [Gao *et al.*, 2012]. При этом их длительность составляла от месяца до полутора лет, а амплитуда перемещения по разлому достигала 300 см. Заметим, что часть этих эпизодов является не самостоятельными событиями, а постсейсмическим скольжением.

SSE в субдукционных зонах обычно фиксируются, как правило, на довольно больших глубинах между сейсмогенной зоной и зоной стабильного скольжения (25–45 км) [Dragert *et al.*, 2001, 2004; Obara *et al.*, 2004] (рис. 3, А). Однако SSE были обнаружены и на небольших глубинах (~ 5 км) между сейсмогенной зоной и поверхностью зоны непрерывного крипа [Hirose, Obara, 2005; Wallace, Beavan, 2010]. На Гавайях SSE происходят на глубине ~ 8 км, т.е. несколько выше сейсмогенной зоны [Cervelli *et al.*, 2002].

SSE были также идентифицированы на некоторых участках разлома San-Andreas [Langbein *et al.*, 1990; Linde *et al.*, 1996], а также на разломах Hayward [Lienkaemper *et al.*, 1997], Superstition Hills [Wei *et al.*, 2009] и Calaveras [McFarland *et al.*, 2009]. Предполагается, что в этих сдвиговых разломных зонах явления медленного скольжения также происходят на границе стабильных и нестабильных участков (рис. 3, Б).

Таким образом, хотя длительность и время повторяемости SSE сильно изменяются от региона к региону, представляется, что везде они происходят на границе между участком стабильного скольжения и сейсмогенным участком, т.е. в зоне переходных фрикционных характеристик.

Довольно часто, но не всегда, явления медленного скольжения сопровождаются эпизодически повторяющимися низкоамплитудными колебаниями большой продолжительности, подобными тем, что предшествуют вулканической активности. Эти колебания получили название «невулканический трепор» (толчки, дрожание). Они продолжаются от минут до нескольких

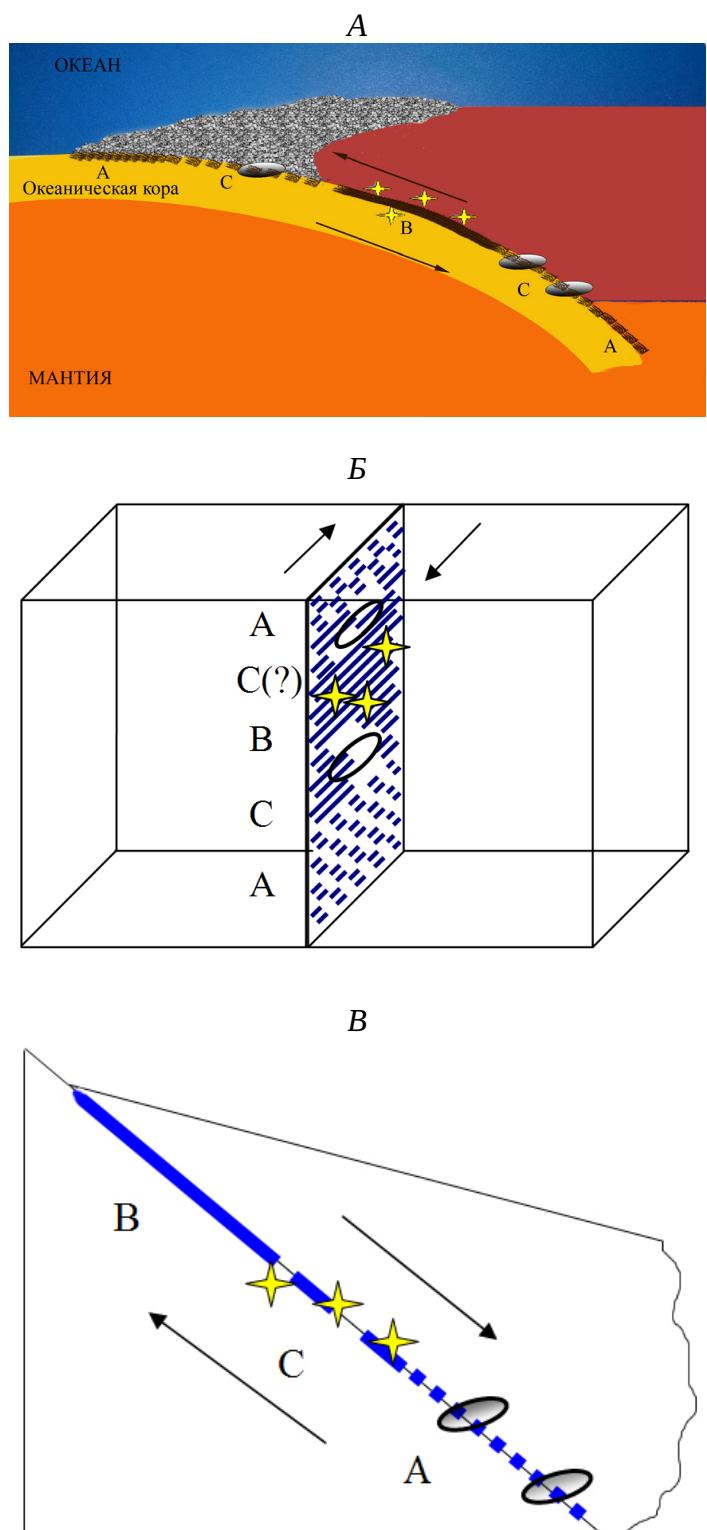


Рис. 3. Схема расположения участков медленного скольжения в субдукционных зонах (A), в зонах сдвига (B), при склоновых явлениях (B).

А – области стабильного скольжения (крипа); В – области прерывистого скольжения (землетрясения); С – области условно-стабильного скольжения (медленные события).

Fig. 3. Layout scheme showing locations of slow slip sites in zones of subduction (A), shear (B), and slope events (B).

Areas: A – stable slip (creep); B – interrupted slip (earthquakes); C – conditionally stable slip (slow events).

суток, изменяясь по амплитуде. Обнаружение таких сигналов возможно только с помощью плотных чувствительных сейсмических наблюдений, поскольку иначе слабые сигналы просто невозможно выделить на фоне помех [Peng, Gomberg, 2010; Vidale, Houston, 2012]. Эти колебания, как правило, не имеют резких вступлений, характерных для обычных землетрясений. Увеличение амплитуды в цуге может происходить на протяжении десятков минут. Следует, однако, отметить, что на юго-востоке Японии в ходе тремора иногда регистрируются импульсные вступления поперечных волн, которые никогда не фиксируются в зоне Cascadia. Нельзя исключить, что причина заключается в методе регистрации: в Японии измерения ведутся скважинными станциями, а в Северной Америке – датчиками, расположенными на поверхности, что ограничивает возможность регистрации низкоамплитудных вступлений [Schwartz, Rokosky, 2007]. Наиболее отчетливо тремор наблюдается на частотах 2–10 Гц.

Интенсивность тремора очень хорошо коррелирует как с кратковременными [Dragert et al., 2004], так и с долговременными [Obara, Hirose, 2006] событиями медленного сдвига. Скольжение сопровождается многократным увеличением интенсивности тремора. Судя по всему, тремор генерируется при возникновении скольжения по межблоковым границам [Linde et al., 1996; Ghosh et al., 2012; Vidale, Houston, 2012; Segall et al., 2008; и др.]. В зоне Cascadia локация источников тремора проводилась сетью малоапertureных групп [Ghosh et al., 2012]. Полученные результаты показали, что « пятна » локации источников тремора – это участки размером в десятки километров, которые окружены областями асейсмического сдвига. Эти области, как в Северной Америке, так и в Японии, расположены субпараллельно сейсмогенному слою, на 5–8 км выше последнего [Ghosh et al., 2012]. На разломах Калифорнии тремор, как и SSE, наблюдается на значительно меньших глубинах, чем в зонах субдукции.

Медленные, низкочастотные события могут иметь не только тектоническую, но и гравитационную природу. Так, ледовые землетрясения регулярно происходят в Антарктике, на Аляске, в Гренландии. Их механизм интерпретируется как прерывистое скольжение в основании массы льда [Wiens et al., 2008]. При этом излучение часто ближе к низкочастотным событиям, чем к обычным землетрясениям. При подвижке ледников неоднократно регистрировались колебания с периодами десятки секунд [Ekström et al., 2003]. Подвижка, зарегистрированная по геодезическим данным на леднике в Антарктике, имела сейсмический момент $5 \cdot 10^{19}$ Н·м, а по телесейсмическим измерениям – $7 \cdot 10^{14}$ Н·м [Wiens et al., 2008]. По оценкам цитируемой работы, динамический срыв в этом случае последовал за медленным скольжением через 20–150 с. Явления медленного скольжения при сдвигении пород вдоль склонов фиксировались инструментально и в Прибайкалье [Psakhie et al., 2007].

Вероятно, явления медленного скольжения распространены значительно шире, чем это следует из опубликованных данных. Дело в том, что чувствительности измерительных сетей и плотности расположения приборов недостаточно для регистрации многих событий. Так, при расположении очага на глубине выше 25 км чувствительности GPS хватает только для регистрации SSE с $M_w > 6$, а события с $M_w \sim 5$ могут быть обнаружены только скважинными наклонометрами и деформометрами, которые располагаются довольно редко. Если подвижка происходит на относительно небольшой глубине – 3–5 км, то успешно регистрируются события с $M_w > 2.8$ –3.0.

Значительно более слабые события, скорее всего, регистрировались системами деформационного и сейсмического мониторинга, расположенные на горнодобывающих предприятиях, однако их идентификация требует проведения специальных работ.

3. ХАРАКТЕРНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ЯВЛЕНИЙ МЕДЛЕННОГО СКОЛЬЖЕНИЯ

В настоящей статье мы собрали, вероятно, большую часть опубликованных на сегодняшний день сведений о характеристиках SSE. Основные их параметры содержатся в таблице 1, которая помещена в Приложении. Всего рассмотрено выше 170 явлений медленного скольжения.

Параметром, который определяется наиболее надежно, является длительность события T_0 . Этую величину обычно фиксируют по существенному изменению скорости смещения поверхности на большинстве станций GPS, расположенных в окрестности очага. Средняя амплитуда смещения в очаге \bar{D} и его геометрия обычно рассчитываются путем инверсии результатов наблюдений, и надежность их оценок не так высока.

Скорость распространения разрыва мы рассчитывали, следуя [Gao *et al.*, 2012], по соотношению (3).

Зависимости длительностей событий разного рода от величины реализованного сейсмического момента приведены на рис. 4. На графике синими значками показана длительность событий медленного скольжения, произошедших в различных регионах. Красными значениями приведены данные о длительности некоторых «медленных» землетрясений.

Соотношение, наилучшим образом описывающее весь ряд данных SSE и VLFE,

$$t_c = 1.19 \cdot 10^{-17} M_0^{0.97}, \quad (6)$$

нанесено на графике сплошной линией.

Пунктиром показана регрессионная зависимость для SSE:

$$t_c = 7.98 \cdot 10^{-14} M_0^{0.77}. \quad (7)$$

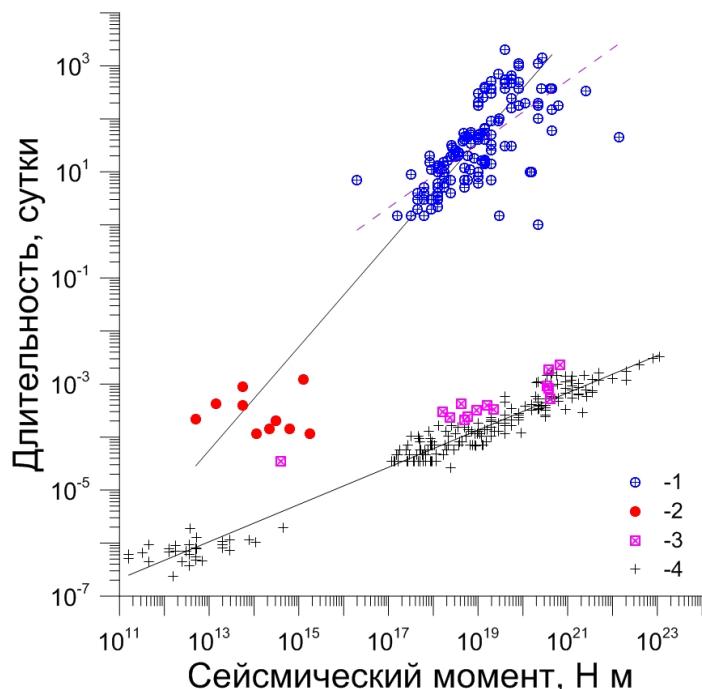


Рис. 4. Зависимость длительности события от его масштаба.

1 – данные табл. 1 Приложения; 2 – VLF землетрясения [Gao *et al.*, 2012]; 3 – LF землетрясения; 4 – «нормальные» землетрясения по различным опубликованным данным.

Fig. 4. Event duration versus event scale.

1 – data from Table 1, Appendix; 2 – VLF earthquakes [Gao *et al.*, 2012]; 3 – LF earthquakes; 4 – 'normal' earthquakes according to data published in different sources.

Таким образом, длительность медленных деформационных событий примерно пропорциональна реализованному сейсмическому моменту. Впервые на пропорциональность длительности эпизода скольжения реализованному сейсмическому моменту обратили внимание авторы работы [Ide *et al.*, 2007b].

Для «нормальных» землетрясений, длительность которых по данным [Houston, 2001; Bilek *et al.*, 2004; Thurber *et al.*, 2006; Lomax, Michelini, 2009; и др.] показана на рис. 4 черными крестиками, наилучшее приближение дает зависимость:

$$t_c = 2.91 \cdot 10^{-11} M_0^{0.35}, \quad (8)$$

т.е. соотношение, близкое к закону самоподобия, согласно которому и линейные размеры очага, и время развития землетрясения пропорциональны корню кубическому из сейсмического момента.

В уравнениях (6)–(8) время измеряется в сутках, а сейсмический момент здесь и далее в Н·м.

На рис. 4 показана также длительность нескольких низкочастотных (LF) землетрясений. Время развития процессов этого типа в несколько раз выше, чем у «нормальных» землетрясений с той же моментной

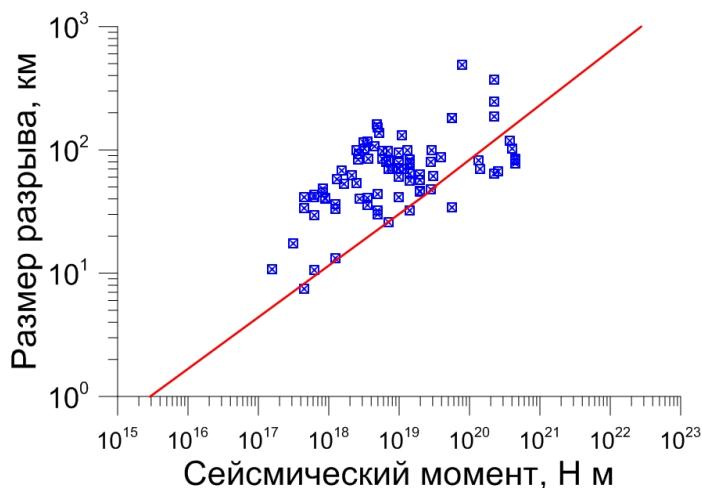


Рис. 5. Зависимость линейного размера сдвигаемой области от масштаба события.

Значки – результаты измерений при SSE (табл. 1 Приложения), линия – зависимость (9) для «нормальных» землетрясений.

Fig. 5. Linear size of displaced areas versus scale of events.

Symbols show measurement results for SSE (Table 1, Appendix); the line shows equation (9) for 'normal' events.

магнитудой. При этом закономерность изменения длительности с масштабом ближе к «нормальным» землетрясениям, нежели к процессам медленного скольжения.

Характерный размер сдвигаемой при медленном скольжении области для событий разного масштаба показан значками на рис. 5. В качестве размера мы использовали величину $\bar{L} = \sqrt{s}$, где s – площадь разрыва.

Красной линией показана предложенная в работе [Kocharyan et al., 2014] зависимость, связывающая величину реализованного сейсмического момента с линейным масштабом «нормального» землетрясения:

$$M_0 = \begin{cases} 2.9 \cdot 10^{15} \cdot L^{2.39}, & 1 \text{ км} < L \leq 50 \text{ км} \\ 4.57 \cdot 10^{15} \cdot L^{2.26}, & L > 50 \text{ км} \end{cases}, \quad (9)$$

где длина разлома измеряется в километрах.

Можно видеть, что характерный размер разрыва при явлениях медленного скольжения в большинстве случаев в несколько раз превышает длину разрыва землетрясения с тем же сейсмическим моментом.

Соответственно, средняя амплитуда смещения по разрыву D_{av} при «нормальных» землетрясениях значительно выше, чем при SSE с тем же сейсмическим моментом. Результаты измерений при медленных смещениях показаны на рис. 6 синими значками. Сплошной линией для ориентира показано наилучшее приближение методом наименьших квадратов:

$$D_{av} = 1.67 \cdot 10^{-5} M_0^{0.28}, \quad (10)$$

однако разброс данных слишком велик, чтобы (10)

можно было использовать для оценок.

Здесь и далее D_{av} измеряется в сантиметрах.

Для того чтобы сопоставить эти результаты с данными, получаемыми при землетрясениях, используем, например, зависимость среднего смещения по разлому для событий со сдвиговым механизмом очага, полученную в работе [Leonard, 2010]:

$$\lg(D_{av}) = 0.833 \lg L - 1.34, \quad (11)$$

где длина разрыва L измеряется в километрах.

Преобразуя (11) совместно с (9), получаем:

$$D_{av} = 2.75 \cdot 10^{-5} M_0^{0.34}, \quad (12)$$

т.е. амплитуды смещения по разрыву при медленных событиях в несколько десятков раз ниже, чем при динамических подвижках той же магнитуды. Красными треугольниками показаны значения амплитуды постсейсмического скольжения при некоторых крупных землетрясениях. Эти величины лежат в промежуточном диапазоне.

Скорость распространения разрыва в направлении простирания разлома мы рассчитывали, следуя [Gao et al., 2012], по соотношению (3). Эта величина изменяется от нескольких сотен метров до 20–30 км/сут. При этом наблюдается тенденция снижения величины V_r

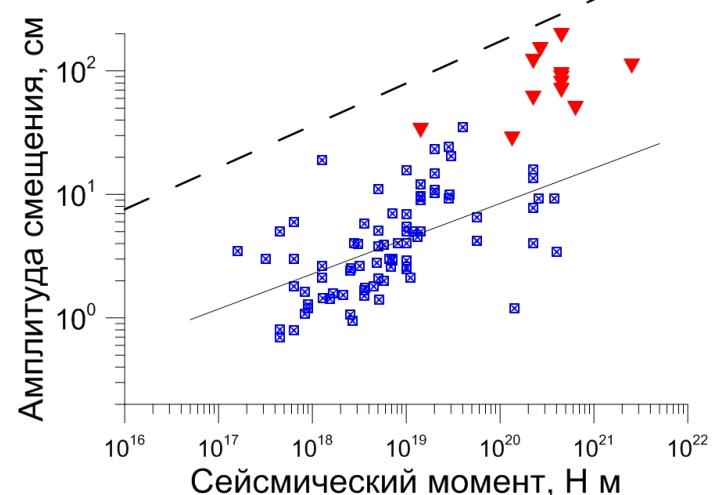


Рис. 6. Амплитуда смещения по разрыву при событиях разного масштаба.

Синие значки – результаты измерений при SSE (табл. 1 Приложения); красные – амплитуда постсейсмического скольжения при некоторых землетрясениях (табл. 2 Приложения). Пунктир – соотношение (12).

Fig. 6. Amplitudes of displacements along faults for events of various scales.

Blue symbols show measurement results under SSE (Table 1, Appendix); red symbols show postseismic slip due to earthquakes (Table 2, Appendix). Dashed line is the relation (12).

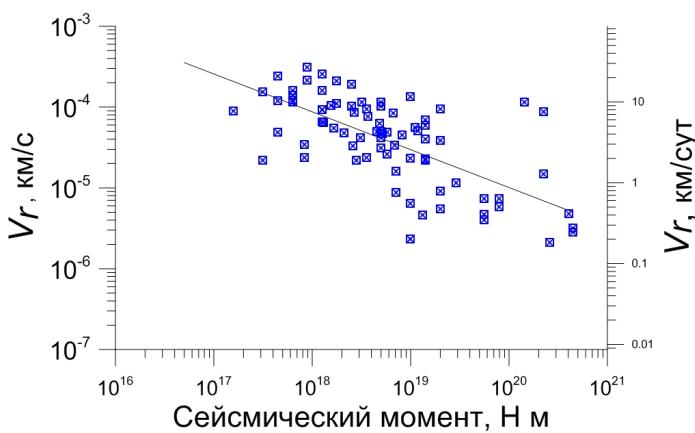


Рис. 7. Зависимость скорости распространения разрыва от масштаба SSE.

Значки – результаты измерений (табл. 1 Приложения).

Fig. 7. Rupture propagation velocity versus SSE scale.

Symbols show measurement results (Table 1, Appendix).

с масштабом примерно обратно пропорционально корню квадратному из величины сейсмического момента. Линией на графике показано регрессионное соотношение:

$$V_r = 2.35 \cdot 10^4 M_0^{-0.46}, \quad (13)$$

наилучшим образом описывающее результаты наблюдений (рис. 7).

Высокоточная локация местоположения источников тремора, иногда сопровождающего эпизоды медленного скольжения, позволила авторам работы [Shelly *et al.*, 2007] обнаружить миграцию этих источников внутри очага SSE со скоростями на 2–3 порядка выше ($\sim 5 \cdot 10^{-3}$ – $5 \cdot 10^{-2}$ км/с).

Простейшая оценка уровня напряжений, сбрасываемых при событиях медленного скольжения, выполненная по соотношению:

$$\Delta\sigma \sim \frac{M_0}{S^{3/2}}, \quad (14)$$

следующему непосредственно из определения сейсмического момента (1), показывает (рис. 8), что величина $\Delta\sigma$ находится в пределах 10^{-3} –1 МПа, что на два-три порядка ниже, чем при «нормальных» землетрясениях. Линией проведена зависимость:

$$\Delta\sigma = 2.23 \cdot 10^{-16} \cdot M_0^{0.75}, \quad (15)$$

наилучшим образом описывающая данные степенной функцией.

Возможно, соотношение (15) отражает тенденцию увеличения величины сброса напряжений с увеличением масштаба события, хотя разброс данных весьма велик.

4. ОБ УСЛОВИЯХ ВОЗНИКНОВЕНИЯ МЕДЛЕННЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ

Несмотря на то, что развитие инструментальных методов наблюдений позволило получить в последние годы значительный объем информации о дифференциальных движениях блоков земной коры, закономерности пространственных и временных вариаций деформационных режимов на различных участках остаются недостаточно понятными. Зачастую при схожести напряженного состояния и структуры разломной зоны реализуются совершенно разные деформационные моды – от асейсмического крипа до динамических срывов. Как отмечалось выше, до сих пор неясно, какие макроскопические параметры разломов или какие их характеристики на микро- и мезоуровне являются ответственными за реализацию того или иного деформационного режима.

Стабильное скольжение характерно либо для слабо консолидированных участков разломов, расположенных на небольших глубинах, либо для больших глубин, где температура достаточно высока для начала пластического течения [Scholz, 1998]. Для крупных разломов континентальной коры зона стабильности обычно располагается на глубинах до 3–5 км. Ниже центральная часть разлома становится более консолидированной, чтобы проявлять свойства скоростного разупрочнения. При малой толщине зоны магистрального сместителя разупрочнение может происходить и при малых давлениях, т.е. на меньших глубинах. Заметим, что результаты исследований разломных зон, проведенные в последние годы, заставляют пересмотр-

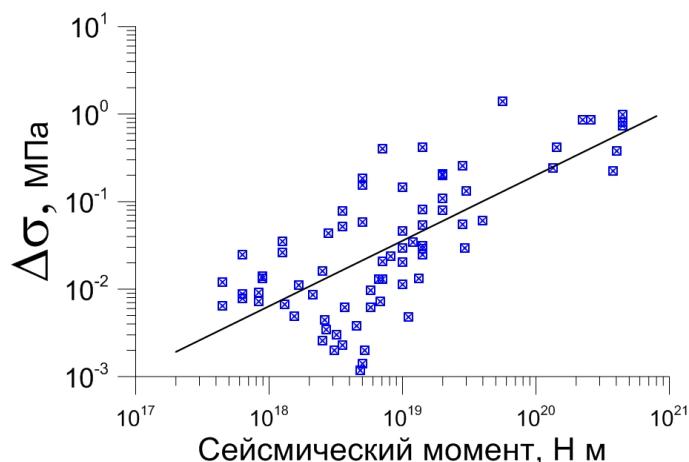


Рис. 8. Величина напряжений, сбрасываемых при событиях медленного скольжения.

Значки – данные табл. 1 Приложения; линия – соотношение (15).

Fig. 8. Values of stress drops for slow slip events.

Symbols show data from Table 1, Appendix; the line shows ratio (15).

реть оценки характерных размеров зон магистрального смещителя в сторону уменьшения. Обзор этих данных можно найти в работе [Kocharyan et al., 2010]. Глубина, на которой происходит переход к пластическому течению, зависит от регионального температурного градиента, вида напряженно-деформированного состояния и содержания в породе кварца [Sherman, 1977, 2014; Handy et al., 2007]. Так, например, в Калифорнии эта граница проходит на глубине 15–20 км, в Центральной Азии – 25–30 км, а в зонах субдукции, где плиты сложены базальтовыми породами, – 45–50 км [Scholz, 1998].

Реализация стабильного или нестабильного режима скольжения зависит также от структуры материала, слагающего центральную часть разломной зоны. Так, присутствие угловатых, «необработанных» частиц обеспечивает стабильное скольжение, в то время как наличие в составе геоматериала «гладких» частиц правильной формы провоцирует эффект динамического срыва [Kocharyan et al., 2014].

На границе стабильной и нестабильной зон располагаются области с промежуточными свойствами. Согласно результатам наблюдений, очаги низкочастотных землетрясений и участки медленного скольжения чаще всего локализуются как раз в зонах, переходных между участками стабильного крипа и сейсмогенными частями границы раздела (см. рис. 3). Естественно предположить, что в этих переходных зонах интерфейс обладает особыми фрикционными свойствами, позволяющими реализовать режим, который можно назвать условно стабильным скольжением.

Поскольку натурные измерения, как правило, не обладают необходимой детальностью, особенности различных режимов скольжения удобно исследовать в лабораторном эксперименте. Локализация сдвига в очень узкой зоне магистрального смещителя разлома [Kocharyan et al., 2010] может в известной степени служить основанием простой постановки лабораторных экспериментов и поиска качественных соответствий между полученными результатами и явлениями, наблюдаемыми в природе.

В проведенных лабораторных экспериментах разные режимы скольжения по разлому были смоделированы на установке типа «слайдер»-модели (рис. 9), подробное описание которой можно найти, например, в работе [Kocharyan et al., 2014]. Гранитный блок размером $8 \times 8 \times 3$ см³ располагался на неподвижном гранитном основании. Контакт между шероховатыми поверхностями заполнялся слоем дискретного гранулированного материала. Толщина межблокового контакта составляла величину около 2 мм. Специальные приспособления обеспечивали возможность приложения равномерно распределенной нормальной нагрузки и нарастающего с постоянной скоростью сдвигового усилия. В ходе экспериментов регистрировались прикладываемые усилия, смещение блока относительно основания и сигналы акустической эмиссии (АЭ).

В опытах использовались различные заполнители трещины – кварцевый песок, гранитная крошка, хлористый натрий, стеклянные шарики и др., что позволило реализовать весь спектр деформационных режимов – от динамического срыва до стабильного скольжения. Структурные и физико-механические характеристики материалов-заполнителей можно найти в работе [Kocharyan et al., 2014]. В качестве ключевого параметра, характеризующего режим, реализованный в эксперименте, удобно использовать максимальную скорость скольжения. Примеры зависимостей смещений и скоростей смещений блока от времени представлены на рис. 10.

Стабильное скольжение (рис. 10, а) вовсе не является движением с постоянной скоростью, а состоит из участков ускорения и замедления. При этом максимальная скорость смещения в этом режиме составляла 0.10–0.15 мм/с при средней скорости крипа 0.02 мм/с. При стабильном скольжении акустическая эмиссия состоит главным образом из акустического шума со среднеквадратичной амплитудой (5–15 мкм/с) в несколько раз выше уровня шума в состоянии покоя. На участках движения блока со скоростью выше 0.04 мм/с, т.е. более чем вдвое превышающей среднюю скорость деформации, регистрируются волновые пакеты продолжительностью от 2 до 6 с, не имеющие четких вступлений. Амплитуда этих колебаний постепенно нарастает, достигая максимума, а затем медленно снижается. По форме эти «тремор-подобные» сигналы типичны для излучения мелких распределенных источников. На протяжении всего скольжения регулярно регистрируются короткие (сотни микросекунд) пакеты с резким вступлением и формой, характерной для динамических микрособытий, связанных с образованием дефектов («шпильки» на рис. 10, а).

В условно-стабильном режиме (рис. 10, б) наблюдаются интервалы квазистабильного движения, эпизоды медленного скольжения и отдельные динамические подвижки малой амплитуды. Характерное время эпизодов медленного скольжения составляет обычно несколько секунд, а максимальная скорость достигает 0.5–1.0 мм/с. Амплитуда межблокового перемещения, как правило, невелика и достигает величины 0.1–0.2 мм. Длительность отдельных срывов – десятки миллисекунд при максимальной скорости смещения 5–10 мм/с. Сигналы АЭ, генерируемые при медленных подвижках, имеют выраженную «тремор-подобную» форму. Среднеквадратичная амплитуда сигнала в несколько раз выше, чем на участках ускоренного движения при стабильном скольжении. Продолжительность сигналов составляет от 0.2 до 5 с. Кроме того, по сравнению со стабильным скольжением, наблюдается значительно большее количество коротких одиночных импульсов АЭ.

В режиме прерывистого скольжения (рис. 10, в) скорость относительного смещения значительно выше, чем при условно-стабильном режиме, и составляет

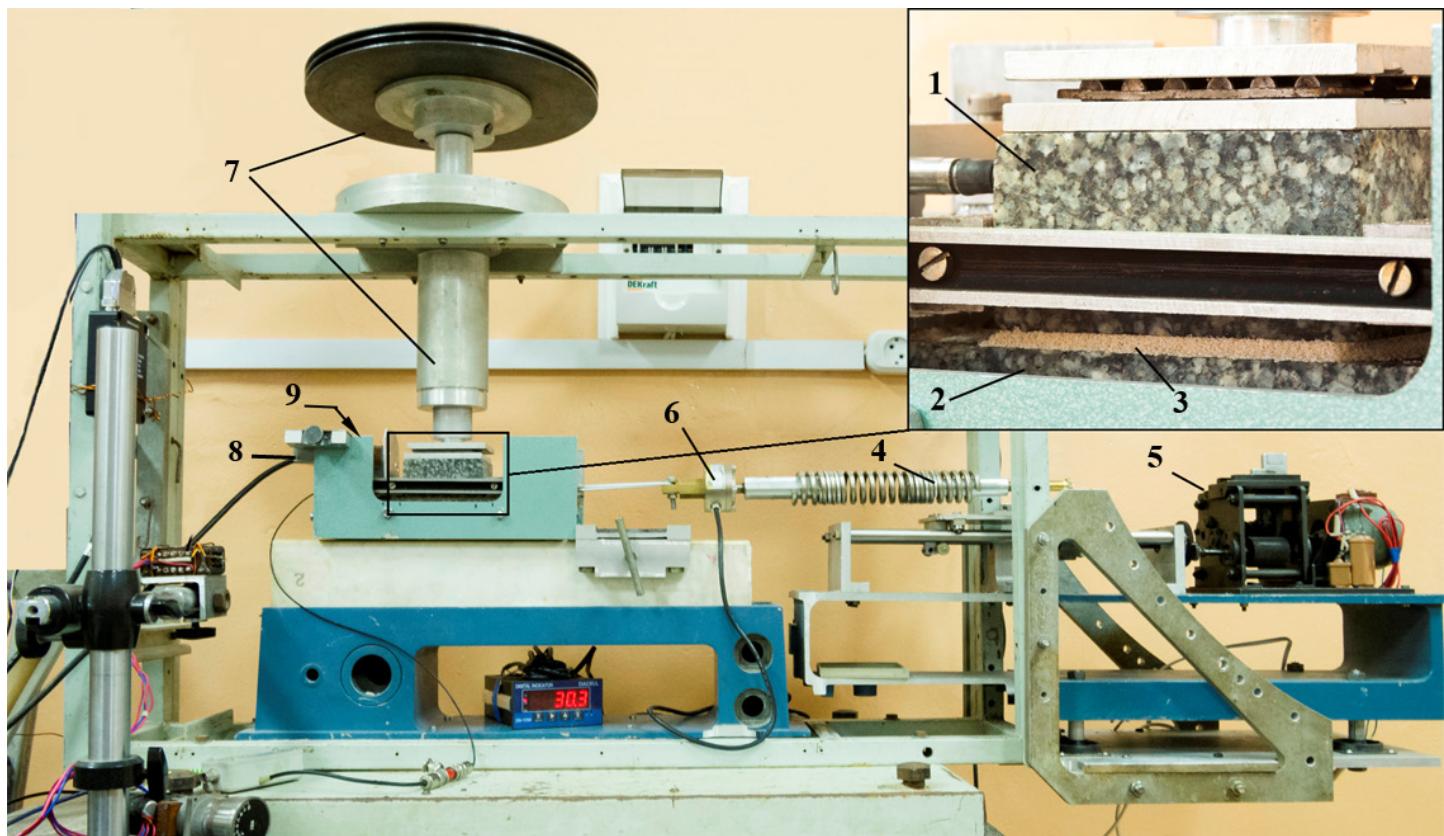


Рис. 9. Лабораторная установка.

На врезке: 1 – подвижный гранитный блок; 2 – неподвижное основание; 3 – слой заполнителя. На основном рисунке: 4 – пружинный блок с переменной жесткостью; 5 – электропривод с редуктором; 6 – датчик силы; 7 – устройство для приложения нормальной нагрузки; 8 – лазерный датчик перемещения; 9 – внутри сборки – датчики акустической эмиссии и LVDT датчики перемещения.

Fig. 9. Laboratory setup.

Insert: 1 – mobile granite unit; 2 – fixed foundation; 3 – gouge layer. Main figure: 4 – spring block with variable stiffness; 5 – electric drive and gear; 6 – force meter; 7 – normal loading device; 8 – laser meter of displacements; 9 (interior) – acoustic emission gauges and LVDT detectors of displacements.

100–200 мм/с. Амплитуда межблокового перемещения достигает 1–2 мм. Во время динамического срыва в ходе прерывистого скольжения излучается короткий (~30 мс) сигнал АЭ, среднеквадратичная амплитуда которого в 100–1000 раз превышает уровень сигналов при стабильном скольжении.

Сравнительный анализ закономерностей изменения во времени потока акустической энергии и скорости смещения блока $u(t)$ показывает высокую корреляцию между этими величинами (коэффициент корреляции – 0.95). Функциональная связь потока энергии и скорости относительного смещения блоков имеет вид степенной функции $\Pi(t) \sim (u(t))^m$, показатель степени которой изменялся в наших экспериментах в диапазоне $m \sim 0.6–1.0$.

Чем же определяются условия возникновения медленных перемещений? Мы пока способны судить об этом по результатам лабораторных экспериментов и по немногочисленным косвенным натурным данным.

В лабораторных опытах при одинаковом напряженно-деформированном состоянии возможность реализации того или иного режима деформирования определялась, прежде всего, структурными свойствами материала-заполнителя. Вариация кулоновской прочности определяет, в ограниченных пределах, амплитуду скачка напряжений при динамическом срыва или акте проскальзывания с малой скоростью смещения и слабо влияет на изменение режима деформирования. Напротив, при близких значениях кулоновской прочности небольшие вариации структурных характеристик (гранулометрический состав, форма зерен, наличие флюида и его вязкость) могут радикально сказываться на режиме деформирования. Как отмечалось выше, чем более шероховатые частицы, тем ниже вероятность возникновения стик-слипа.

Важное влияние на характер деформирования оказывает поровое давление флюида и его свойства. Сейсмомографические исследования показывают, что SSE наблюдаются в регионах с высоким отношением

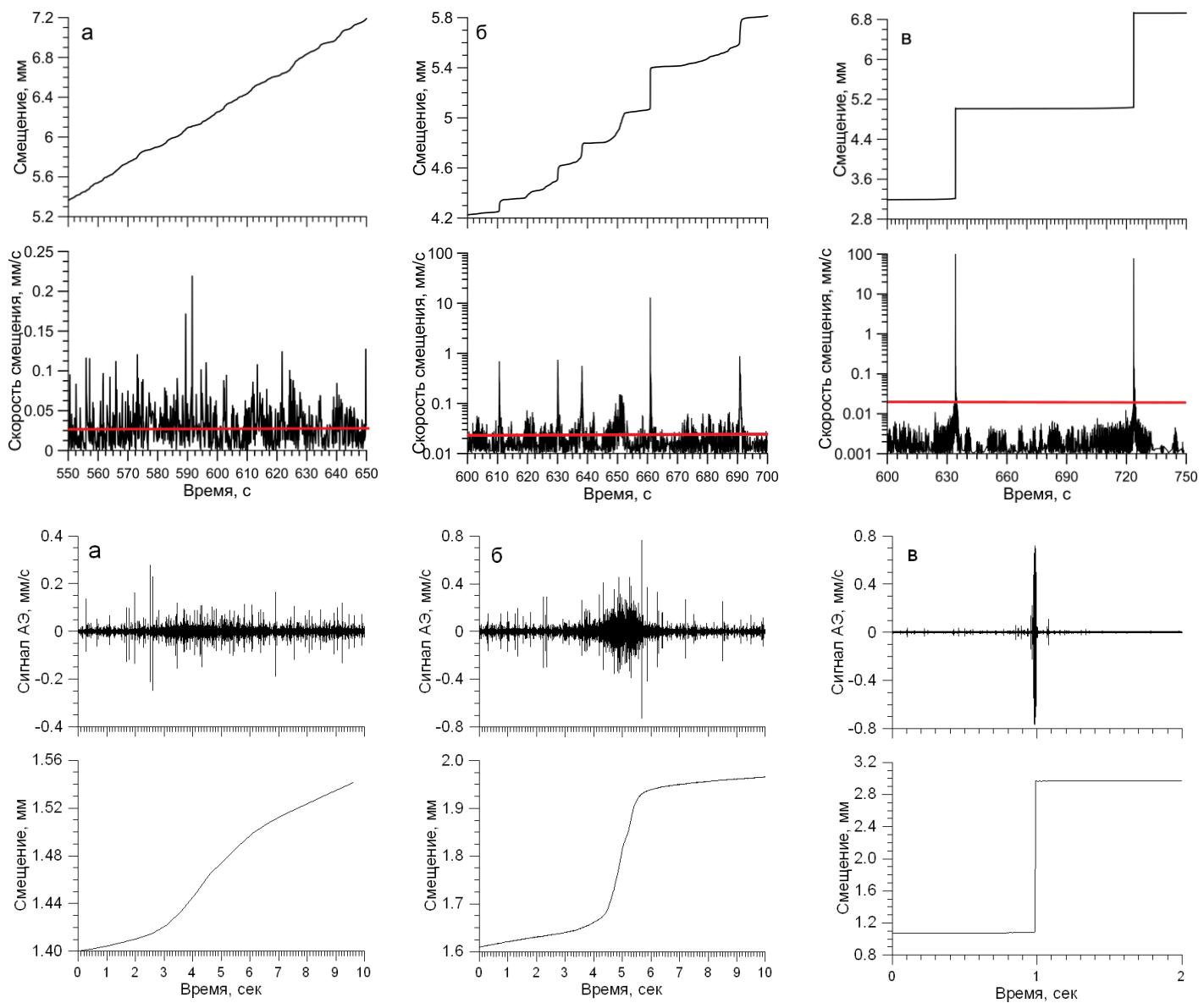


Рис. 10. Зависимости изменения смещения, скорости смещения блока и акустической эмиссии от времени: *а* – стабильное скольжение, *б* – квазистабильное скольжение, *в* – прерывистое скольжение.

Fig. 10. Block displacement, block velocity and acoustic emission VS time.. Slip: *a* – stable; *б* – quasi-stable; *в* – stick-slip.

Vp/Vs , аномально высоким коэффициентом Пуассона или на участках со слоями сверхнизкой скорости распространения поперечных волн [Peng, Gomberg, 2010].

Как показывают результаты лабораторных экспериментов, важное влияние на режим деформирования оказывает наличие тонких пленок флюида, заполняющего трещины. Контакт, заполненный сухим кварцевым песком, в используемом нами диапазоне нормальных нагрузок не проявляет свойства скоростного разупрочнения, демонстрируя стабильное скольжение после достижения касательными напряжениями кулоновского предела прочности. Увеличение содержания флюида уже при влажности $\psi \approx 0.1\%$ по массе приводит к довольно резкому переходу от стабильного

скольжения к прерывистому, при дальнейшем увеличении влажности режим стабилизируется и вплоть до $\psi \approx 10\%$ изменение характеристик режима деформирования почти не зависит от влажности заполнителя.

На рис. 11 приведена зависимость максимальной скорости межблокового смещения для различных значений процентного содержания глицерина в заполнителе. Если для сухого песка $u_m \approx 5 \cdot 10^{-4}$ м/с, то уже при $\psi \approx 0.1\%$ скорость срыва увеличивается более чем в 300 раз – до $1.6 \cdot 10^{-1}$ м/с.

Радикальный эффект на характер скольжения оказывает и вязкость флюида. На рис. 12 показана зависимость амплитуды скачка напряжений от вязкости флюида, увлажняющего заполнитель. В этих опытах

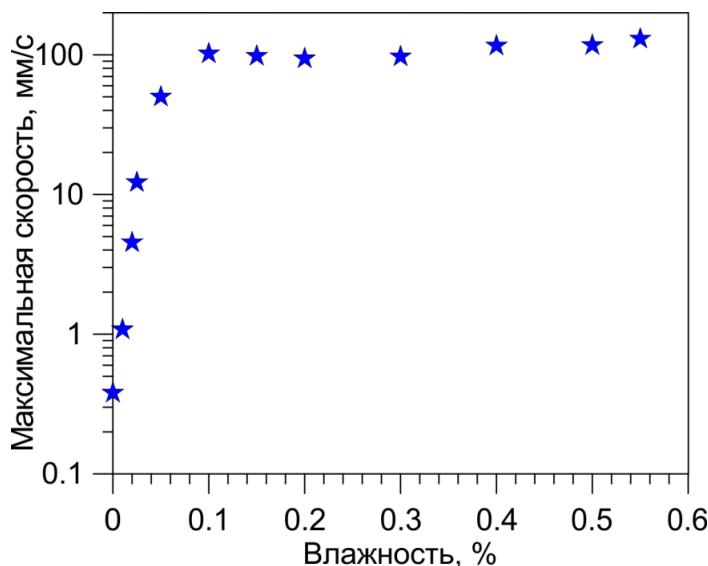


Рис. 11. Зависимость максимальной скорости перемещения от степени увлажнения песка жидкостью с вязкостью $\eta = 900\text{--}950 \text{ МПа}\cdot\text{с}$. Нормальная нагрузка составляет 83 кПа.

Fig. 11. Maximum displacement velocity versus sand humidity, fluid viscosity $\eta = 900\text{--}950 \text{ mPa}\cdot\text{s}$. The normal load amounts to 83 kPa.

количество флюида составляло $\psi \approx 0.5 \%$ по массе. Из приведенного графика видно, что зависимость $\frac{\Delta\sigma}{\sigma_c}(\eta)$ оказывается не монотонной, а носит выраженный пороговый характер. Постепенно возрастая с увеличением вязкости флюида вплоть до величины $\eta \approx 1 \text{ Па}\cdot\text{с}$, значение $\frac{\Delta\sigma}{\sigma_c}$ затем резко падает почти на порядок с дальнейшим постепенным снижением. Таким образом, при вязкости флюида выше определенного предела режим деформирования контакта вновь становится квазистабильным. Выраженный стик-слип на нем практически не наблюдается.

Измерения показали, что изменение вязкости флюида не приводит к радикальному изменению кулоновской прочности контакта. Предельная прочность σ_c варьируется в пределах $\sim 20 \%$, в то время как нормированная на прочность величина скачка напряжений при $\frac{\Delta\sigma}{\sigma_c}$ изменяется в 15 раз.

По нашему мнению, этот феномен связан с характером взаимодействия частиц заполнителя трещины. При добавлении небольшого количества флюида на поверхности частиц образуется тончайшая пленка жидкости, сглаживающая неровности и способствующая формированию контакта между отдельными гранулами. Толщина пленки флюида h при влажности $\psi=0.5 \%$ составляет величину около 0.5 мкм. В результате приложения нормальной нагрузки внутри заполнителя образуются силовые цепочки из частиц, нагруженных сильнее, чем основная масса. Это неоднократ-

но наблюдалось, например, в экспериментах с фотоупругими материалами [Drescher, de Josselin de Jong, 1972]. Именно эти силовые цепочки определяют трение сопротивление контакта. Чем больше вязкость флюида, тем лучше сглаживаются неровности частиц. Частица становится «более круглой», что способствует образованию большего количества силовых цепочек и, как следствие, увеличению амплитуды скачка напряжений при их динамическом разрушении. Это непосредственно продемонстрировано в экспериментах с круглыми и угловатыми частицами [Mair *et al.*, 2002; Kocharyan *et al.*, 2014].

На нагруженных нормальным давлением контактах излишки флюида выдавливаются, скапливаясь в поровом пространстве между зернами. При определенной «критической» скорости деформации $\dot{\varepsilon}_c$ этот флюид проникает внутрь контакта, смачивая поверхность, что приводит к формированию режима стабильного скольжения. При этом величина критической скорости обратно пропорциональна вязкости флюида $\dot{\varepsilon}_c \sim \eta^{-1}$. Этот эффект хорошо известен в трибологии [Martin *et al.*, 2002].

В проведенных опытах при вязкости флюида $\eta \leq 1000 \text{ МПа}\cdot\text{с}$ скорость деформации оказывается недостаточной для достижения эффекта смачивания контакта. При $\eta \geq 1000 \text{ МПа}\cdot\text{с}$ происходит проникновение

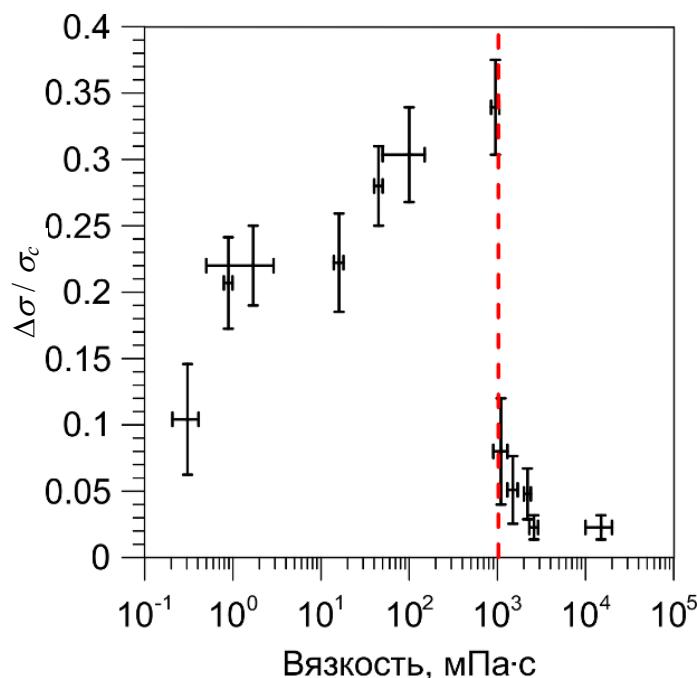


Рис. 12. Зависимость изменения скачка сдвигового усилия от вязкости жидкости. Нормальная нагрузка составляет 83 кПа, массовая доля жидкостей составляет 0.5 %.

Fig. 12. Variations of shear force jump versus fluid viscosity. The normal load amounts to 83 kPa; weight percentage of fluids amounts to 0.5 %.

флюида между частицами напряженных цепочек, что приводит к затуханию эффекта стик-слипа. При этом, чем больше вязкость флюида, тем при меньшей скорости деформации скольжение стабилизируется.

Протекающая в квазистационарном режиме по расположенным на глубине трещинам вода содержит $\sim 10^{10}\text{--}10^{11}$ алюмосиликатных частиц микронного размера на кубический метр. В растворах, содержащих такие частицы в небольших концентрациях, происходят процессы агрегации – образование укрупненных структурных элементов в результате слизания отдельных частиц. При распространении флюида в зернистой среде эти элементы формируются в промежутках между частицами, образуя вязкие коллоидные пленки микронной толщины, обволакивающие частицы заполнителя трещин. Судя по результатам проведенных экспериментов, вязкость этих пленок, т.е. химический состав глин, может определять режим деформирования разлома. При высокой вязкости скольжение стабилизируется после достижения определенной скорости деформации, не превышая значений ~ 1 м/с, характерных для «нормальных» землетрясений.

Эти результаты согласуются с данными испытаний образцов, извлеченных из Нанкайского желоба [Ikari et al., 2013; Saito et al., 2013] и Японской трещины, в том числе из разлома мегаземлетрясения Тохоку 11 марта 2011 г. [Ujiiie et al., 2013; Chester et al., 2013]. Они показали, что фрикционные свойства материалов, извлеченных из разных разломов, существенно отличаются. Так, например, для глин, слагающих центральную часть разлома мегаземлетрясения 2011 г. Tohoku Oki, характерно радикальное разупрочнение (коэффициент трения скольжения достигает значения ~ 0.1) по мере развития высокоскоростного скольжения [Ujiiie et al., 2013]. В то же время для образцов глин, отобранных на участке Нанкайской впадины, где происходили медленные события, характерна иная реология. Если при малых скоростях скольжения наблюдается скоростное разупрочнение контакта, то при возрастании скорости, хотя бы до нескольких мм/с, контакт переходит в стадию скоростного упрочнения и разрыв «запирается» [Ikari et al., 2013]. Это означает, что в разломных зонах с такой реологией могут происходить только медленные события.

Таким образом, простые лабораторные эксперименты на качественном уровне воспроизводят основные особенности, характерные для медленных перемещений по разломам, сформулированные в работе [Segall et al., 2008]:

- Небольшие перемещения происходят в течение одного события.
- Сбрасываемые напряжения характеризуются небольшими величинами амплитуд.

• В областях SSE накопленные в среде напряжения релаксируют преимущественно посредством медленных перемещений. Кумулятивный момент сопровождающих «нормальных» сейсмических событий мал

по сравнению с асейсмичными.

- Средние скорости скольжения в процессе эпизодов SSE на один-два порядка выше скорости движения плиты.
- Длительность эпизодов SSE варьируется более чем на два порядка.
- В среднем рекуррентное время между эпизодами SSE на порядок выше длительности события.

Подводя итог данному разделу, подчеркнем, что, скорее всего, доминирующий режим скольжения определяется характеристиками конкретного участка разломной зоны, а не внешними вариациями напряженного состояния.

5. Обсуждение

Выполненный в статье далеко не полный обзор результатов исследований медленных движений по разломам показывает, что эти специфические деформации довольно широко распространены на Земле и посредством их снимается значительная часть избыточных напряжений в коре. Хотя первоначально полагали, что периодическое медленное скольжение характерно главным образом для глубин в несколько десятков километров в зонах субдукции, развитие сетей сейсмических и геодезических наблюдений позволило обнаружить подобные явления на неглубоких участках погружающихся плит и континентальных разломов. Нельзя исключить, что по мере увеличения плотности расположения и чувствительности измерительной аппаратуры будут выявлены участки периодических движений с небольшими моментными магнитудами на многих тектонических структурах, включая участки активной техногенной деятельности. Склоновые явления также имеют много общего с медленными тектоническими движениями по разломам.

Одним из важных является вопрос о том, представляют ли собой динамические и квазистатические смещения по разломам физически разные явления [Ide et al., 2007] или режимы скольжения являются компонентами единого процесса [Peng, Gomberg, 2010]. Ответить на этот вопрос пока затруднительно. С одной стороны, радикально различающиеся масштабные соотношения $t_c(M_0)$ для медленных (6) и динамических (8) подвижек, казалось бы, свидетельствуют о разной физике явлений. Так, режим постсейсмического скольжения качественно отличается от явлений медленного скольжения. В первом случае работает потенциал произошедшего землетрясения – скорость деформации в процессе постсейсмического движения только снижается, а зависимость перемещения от времени описывается обычно логарифмической функцией типа (4). Явления медленного скольжения возникают спонтанно и, в отличие от афтерслипа, имеют фазу нарастания скорости, а зависимость перемещения от времени на стадии затухания процесса скорее экспоненциальная (5),

что свидетельствует о значительном вкладе вязкоупругой составляющей.

С другой стороны, разнообразные блоковые движения образуют практически непрерывный ряд: «нормальные» землетрясения, цунамигенные события, LFE, VLFE, SSE. В этот же пространственно-временной ряд встраиваются события, инициирующие блоковые движения (например, распространяющиеся вдоль разломных зон деформационные волны [Sherman, 2013]) и явления, сопровождающие их, – афтершоковые последовательности и рои землетрясений [Peng, Gomberg, 2010], невулканический трепор [Dragert *et al.*, 2004] и т.д.

Важность исследования явлений медленного скольжения определяется целым рядом обстоятельств. Во-первых, изучение механизмов и движущих сил этих процессов позволит существенно продвинуться в понимании закономерностей взаимодействия блоков земной коры и, следовательно, в оценке рисков природных и техногенных катастроф, связанных с движениями по границам разделов, – землетрясений, горнотектонических ударов, оползней и т.д. Во-вторых, расположение зон условно-стабильного скольжения на границе областей стик-слипа наводит на мысль о возможности картирования потенциально неустойчивых участков массива горных пород. В-третьих, медленные смещения по разломам, несомненно, могут служить триггерами динамических событий. Примеры подобного развития событий рассмотрены, например, в работе [Kocharyan, 2010]. В-четвертых, одной из проблем, регулярно привлекающих широкое внимание, является возможность изменения сейсмического режима территории в результате тех или иных экзогенных воздействий. Актуальными примерами являются невиданная прежде сейсмичность в Кузбассе, где 18.06.2013 г. произошло сильнейшее Бачатское землетрясение с магнитудой M_L , равной 6.1 [Emanov *et al.*, 2014], и радикальное увеличение сейсмической активности в центральных регионах США, связанное с развертыванием работ по добыче сланцевого газа. Если в течение многих лет в этом регионе стабильно наблюдалось примерно 20 довольно крупных землетрясений ($M_L > 3$) в год, то с началом интенсивной разработки месторождений в 2001 г. сейсмическая активность стала повышаться, и в 2011 г. было зафиксировано уже не 20, а почти 200 землетрясений [Ellsworth, 2013]. Важно исследовать условия возникновения и эволюции разных режимов деформирования разломных зон.

Механика процессов медленного скольжения разработана пока слабо. К настоящему времени опубликовано довольно много работ, содержащих эвристические, аналитические и численные модели явлений медленного скольжения по разломам. Их анализ выходит за рамки настоящей статьи. Отметим лишь, что в той или иной степени все они основываются на двух эффектах – вариации фрикционных свойств поверхно-

сти раздела и изменении порового давления флюида за счет ряда физических явлений. Так, например, в модели, разрабатываемой в работе [Segall *et al.*, 2008], предполагается, что конкуренция между дилатантным упрочнением и повышением давления за счет выделения тепла может управлять режимом скольжения и определять, будет ли оно медленным или быстрым.

Наиболее естественный путь к пониманию механики SSE – это сочетание натурных наблюдений с лабораторным и численным экспериментом. К настоящему времени накоплено довольно много данных о параметрах относительно крупных явлений медленного скольжения с моментными магнитудами $M_w \sim 6-8$. Сведений о событиях с $M_w \sim 4-6$ очень мало, а систематических данных о событиях меньших магнитуд почти нет. Как отмечалось выше, чувствительности современных средств измерения недостаточно для регистрации слабых подвижек, происходящих на большой глубине. Так, перемещения, соответствующие событию с моментной магнитудой $M_w \sim 3$, не могут быть зарегистрированы на расстоянии более 3–5 км. Вместе с тем, представляется вероятным, что, как и для «нормальных» землетрясений, статистика медленных событий должна описываться законом повторяемости Гутенберга – Рихтера, т.е. мелких событий должно быть много! Их регистрация позволит существенно расширить существующие представления об условно-стабильных режимах деформирования нарушений сплошности массивов горных пород. В этой связи представляется крайне важным проведение деформографических и наклономерных наблюдений в окрестности областей интенсивной инженерной деятельности – строительства крупных сооружений, добычи углеводородов и твердых полезных ископаемых, где интенсивные межблоковые перемещения могут происходить на небольшой глубине. Другой доступный объект для наблюдений – это естественные склоны и борта карьеров, участки которых часто находятся в состоянии, близком к предельному равновесию. Некоторое количество информации здесь уже накоплено, поскольку эпизодически подобные наблюдения проводятся довольно давно. Следовало бы вернуться к интерпретации этих данных с позиции исследований медленных движений.

Более детально механика и статистика процессов медленного скольжения могут исследоваться в полевых, лабораторных и численных экспериментах. Здесь необходимо выявить условия, параметры и характеристики, определяющие доминирующий режим скольжения по трещине, а также закономерности возможного перехода от одного режима к другому. Эксперименты помогут определить, какие характеристики геоматериала и структуры межблоковой границы являются ответственными за реализацию того или иного режима деформирования, можно ли прогнозировать сценарий развития событий хотя бы в лабораторных опытах.

В численных расчетах целесообразно исследовать процесс взаимодействия частиц заполнителя. По ряду признаков именно закономерности образования и разрушения так называемых силовых цепочек из микрочастиц во многом определяют режим скольжения [Kocharyan et al., 2013]. Эти эффекты сложно контролировать в лабораторном эксперименте, а современные численные методы позволяют проследить взаимодействие отдельных частиц [Klishin, Revuzhenko, 2014]. Закономерности формирования режимов скольжения разломов со сложной структурой и разным напряженным состоянием отдельных сегментов могут быть рассмотрены на моделях типа Барриджа–Кнопова [Barridge, Knopoff, 1967], при условии задания различных фрикционных свойств отдельных блоков – стабильного скольжения, условно-стабильного скольжения, стик-слипа.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сведения, собранные и проанализированные в настоящей статье, позволяют заключить, что условно стабильные режимы деформирования границ разделя в земной коре – распространенное явление. Оно должно быть изучено глубже. Современное состояние проблемы не позволяет делать окончательные выводы о месте событий медленного скольжения по разломам и трещинам в общем ряду деформационных процессов, необходимость их учета при построении прогностических моделей представляется очевидной.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект №14-17-00719).

7. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Aguiar A.C., Melbourne T.I., Scrivner C.W., 2009. Moment release of Cascadia tremor constrained by GPS. *Journal of Geophysical Research* 114 (B7), B00A05. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JB005909>.
- Amoruso A., Crescentini L., 2009. Slow diffusive fault slip propagation following the 6 April 2009 L’Aquila earthquake, Italy. *Geophysical Research Letters* 36 (24), L24306. <http://dx.doi.org/10.1029/2009GL041503>.
- Ando R., Takeda N., Yamashita T., 2012. Propagation dynamics of seismic and aseismic slip governed by fault heterogeneity and Newtonian rheology. *Journal of Geophysical Research* 117 (B11), B11308. <http://dx.doi.org/10.1029/2012JB009532>.
- Barridge R., Knopoff L., 1967. Model and theoretical seismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America* 57 (3), 341–371.
- Bilek S.L., Lay T.L., Ruff J., 2004. Radiated seismic energy and earthquake source duration variations from teleseismic source time functions for shallow subduction zone thrust earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 109 (B9), B09308. <http://dx.doi.org/10.1029/2004JB003039>.
- Brooks B.A., Foster J.H., Bevis M., Fazer L.N., Wolfe C.J., Behn M., 2006. Periodic slow earthquakes on the flank of Kilauea volcano, Hawai’i. *Earth and Planetary Science Letters* 246 (3–4), 205–216. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2006.03.035>.
- Brudzinski M.R., Allen R., 2007. Segmentation in episodic tremor and slip all along Cascadia. *Geology* 35 (10), 907–910. <http://dx.doi.org/10.1130/G23740A.1>.
- Cervelli P., Segall P., Johnson K., Lisowski M., Miklius A., 2002. Sudden aseismic fault slip on the south flank of Kilauea volcano. *Nature* 415 (6875), 1014–1018. <http://dx.doi.org/10.1038/4151014a>.
- Chester F.M., Rowe C., Ujiie K., 2013. Structure and composition of the plate-boundary slip zone for the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Science* 342 (6163), 1208–1211. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1243719>.
- Das I., Zoback M.D., 2013. Long-period long-duration seismic events during hydraulic stimulation of shale and tight gas reservoirs – Part 1: Waveform characteristics. *Geophysics* 78 (6), KS97–KS108. <http://dx.doi.org/10.1190/GEO2013-0164.1>.
- Delahaye E.J., Townend J., Reyners M.E., Rogers G., 2009. Microseismicity but no tremor accompanying slow slip in the Hikurangi subduction zone, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters* 277 (1–2), 21–28. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2008.09.038>.
- Douglas A., Beavan J., Wallace L., Townend J., 2005. Slow slip on the northern Hikurangi subduction interface, New Zealand. *Geophysical Research Letters* 32 (16), L16305. <http://dx.doi.org/10.1029/2005GL023607>.
- Dragert H., Wang K., James T.S., 2001. A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface. *Science* 292 (5521), 1525–1528. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1060152>.
- Dragert H., Wang K., Rogers G., 2004. Geodetic and seismic signatures of episodic tremor and slip in the northern Cascadia subduction zone. *Earth, Planets and Space* 56 (12), 1143–1150. <http://dx.doi.org/10.1186/BF03353333>.
- Drescher A., de Josselin de Jong G., 1972. Photoelastic verification of a mechanical model for the flow of a granular material. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids* 20 (5), 337–351. [http://dx.doi.org/10.1016/0022-5096\(72\)90029-4](http://dx.doi.org/10.1016/0022-5096(72)90029-4).
- Ekström G., Nettles M., Abers G.A., 2003. Glacial earthquakes. *Science* 302 (5645), 622–624. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1088057>.

- Ellsworth W.L.*, 2013. Injection-induced earthquakes. *Science* 341 (6142), 1225942. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1225942>.
- Emanov A.F., Emanov A.A., Fateev A.V., Leskova E.V., Shevkunova E.V., Podkorytova V.G.*, 2014. Mining-induced seismicity at open pit mines in Kuzbass (Bachatsky earthquake on June 18, 2013). *Journal of Mining Science* 50 (2), 224–228. <http://dx.doi.org/10.1134/S1062739114020033>.
- Gao H., Schmidt D.A., Weldon R.J.*, 2012. Scaling relationships of source parameters for slow slip events. *Bulletin of the Seismological Society of America* 102 (1), 352–360. <http://dx.doi.org/10.1785/0120110096>.
- Ghosh A., Vidale J.E., Creager K.C.*, 2012. Tremor asperities in the transition zone control evolution of slow earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 117 (B10), B10301. <http://dx.doi.org/10.1029/2012JB009249>.
- Handy M.R., Hirth G., Bürgmann R.*, 2007. Continental fault structure and rheology from the frictional-to-viscous transition downward. In: Dahlem Workshop Reports. The MIT Press, Cambridge, USA, p. 139–181.
- Hanks T., Kanamori H.*, 1979. A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research* 84 (B5), 2348–2350. <http://dx.doi.org/10.1029/JB084iB05p02348>.
- Heki K., Miyazaki S., Tsuji H.*, 1997. Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan trench. *Nature* 386 (6625), 595–598. <http://dx.doi.org/10.1038/386595a0>.
- Hirose H., Hirahara K., Kimata F., Fujii N., Miyazaki S.*, 1999. A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada Earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan. *Geophysical Research Letters* 26 (21), 3237–3240. <http://dx.doi.org/10.1029/1999GL010999>.
- Hirose H., Obara K.*, 2005. Repeating short- and long-term slow slip events with deep tremor activity around the Bungo Channel region, southwest Japan. *Earth, Planets and Space* 57 (10), 961–972. <http://dx.doi.org/10.1186/BF03351875>.
- Houston H.*, 2001. Influence of depth, focal mechanism, and tectonic setting on the shape and duration of earthquake source time functions. *Journal of Geophysical Research* 106 (B6), 11137–11150. <http://dx.doi.org/10.1029/2000JB900468>.
- Ide S., Beroza G.C., Shelly D.R., Uchide T.*, 2007b. A scaling law for slow earthquakes. *Nature* 447 (7140), 76–79. <http://dx.doi.org/10.1038/nature05780>.
- Ide S., Shelly D.R., Beroza G.C.*, 2007a. Mechanism of deep low frequency earthquakes: Further evidence that deep non-volcanic tremor is generated by shear slip on the plate interface. *Geophysical Research Letters* 34 (3), L03308. <http://dx.doi.org/10.1029/2006GL028890>.
- Ikari M.J., Marone C., Saffer D.M., Kopf A.J.*, 2013. Slip weakening as a mechanism for slow earthquakes. *Nature Geosciences* 6 (6), 468–472. <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo1818>.
- Ito Y., Hino R., Kido M., Fujimoto H., Osada Y., Inazu D., Ohta Y., Iinuma T., Ohzono M., Miura S., Mishina M., Suzuki K., Tsuji T., Ashi J.*, 2013. Episodic slow slip events in the Japan subduction zone before the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Tectonophysics* 600, 14–26. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08.022>.
- Johanson I.A., Bürgmann R.*, 2005. Creep and quakes on the northern transition zone of the San Andreas fault from GPS and InSAR data. *Geophysical Research Letters* 32 (14), L14306. <http://dx.doi.org/10.1029/2005GL023150>.
- Jordan T.H.*, 1991. Far-field detection of slow precursors to fast seismic ruptures. *Geophysical Research Letters* 18 (11), 1919–1922. <http://dx.doi.org/10.1029/91GL02414>.
- Kanamori H., Hauksson E.*, 1992. A slow earthquake in the Santa Maria Basin, California. *Bulletin of the Seismological Society of America* 82 (5), 2087–2096.
- Klishin S.V., Revuzhenko A.F.*, 2014. Investigation of Jansen problem by 3D discrete elements method. *Fiziko-tehnicheskiye problemy razrabotki poleznykh iskopayemykh* (3), 41–46 (in Russian) [Клишин С.В., Ревуженко А.Ф. Исследование задачи Янсена методом дискретных элементов в трехмерной постановке // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2014. № 3. С. 10–16].
- Kocharyan G.G.*, 2014. Scale effect in seismotectonics. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (2), 353–385 (in Russian) [Кочарян Г.Г. Масштабный эффект в сейсмотектонике // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 2. С. 353–385]. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0133>.
- Kocharyan G.G., Kishkina S.B., Ostapchuk A.A.*, 2010. Seismic picture of a fault zone. What can be gained from the analysis of fine patterns of spatial distribution of weak earthquake centers? *Geodynamics & Tectonophysics* 1 (4), 419–440 (in Russian) [Кочарян Г.Г., Кишкина С.Б., Остапчук А.А. Сейсмический портрет разломной зоны. Что может дать анализ тонкой структуры пространственного расположения очагов слабых землетрясений? // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 4. С. 419–440]. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2010-1-4-0027>.
- Kocharyan G.G., Kulyukin A.A., Pavlov D.V.*, 2006. Specific dynamics of interblock deformation in the Earth's crust. *Russian Geology and Geophysics* 47 (5), 669–683.
- Kocharyan G.G., Markov V.K., Ostapchuk A.A., Pavlov D.V.*, 2014. Mesomechanics of shear resistance along a filled crack. *Physical Mesomechanics* 17 (2), 123–133. <http://dx.doi.org/10.1134/S1029959914020040>.
- Kocharyan G.G., Ostapchuk A.A., Pavlov D.V.*, 2013. The mode of fault zones deformation and triggering potentialities of seismic waves. *Trigger effects in geosystems*. GEOS Publishing, Moscow, p. 34–45 (In Russian) [Кочарян Г.Г., Остапчук А.А., Павлов Д.В. Режим деформирования разломных зон и инициирующий потенциал сейсмических колебаний // Триггерные эффекты в геосистемах. М.: ГЕОС, 2013. С. 34–45].
- 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

суперинтенсивные деформации земной поверхности в зонах платформенных разломов // Геологическое изучение и использование недр. Вып. № 4. М.: Геоинформмарк, 1996. С. 43–53].

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., 2014. Recent geodynamics of fault zones: faulting in real time scale. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (2), 401–443 (in Russian) [Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон: разломообразование в реальном масштабе времени // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 2. С. 401–443]. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0135>.

La Bonte A.L., Brown K.M., Fialko Y., 2009. Hydrologic detection and finite element modeling of a slow slip event in the Costa Rica prism toe. *Journal of Geophysical Research* 114 (B4), B00A02. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JB005806>.

Langbein J., Burford R., Slater L., 1990. Variations in fault slip and strain accumulation at Parkfield, California: Initial results using two-color geodimeter measurements, 1984–1988. *Journal of Geophysical Research* 95 (B3), 2533–2552. <http://dx.doi.org/10.1029/JB095iB03p02533>.

Larson K.M., Kostoglodov V., Miyazaki S., Santiago J.A.S., 2007. The 2006 aseismic slow slip event in Guerrero, Mexico: New results from GPS. *Geophysical Research Letters* 34 (13), L13309. <http://dx.doi.org/10.1029/2007GL029912>.

Lay T. (Ed.), 2009. Seismological Grand Challenges in Understanding Earth's Dynamic Systems. Report to the National Science Foundation. IRIS Consortium, 76 p.

Leonard M., 2010. Earthquake fault scaling: self-consistent relating of rupture length, width, average displacement, and moment release. *Bulletin of the Seismological Society of America* 100 (5A), 1971–1988. <http://dx.doi.org/10.1785/0120090189>.

Lienkaemper J.J., Galehouse J.S., Simpson R.W., 1997. Creep response of the Hayward Fault to stress changes caused by the Loma Prieta earthquake. *Science* 276 (5321), 2014–2016. <http://dx.doi.org/10.1126/science.276.5321.2014>.

Linde A.T., Gladwin M.T., Johnston M.J.S., Gwyther R.L., Bilham R.G., 1996. A slow earthquake sequence on the San Andreas fault. *Nature* 383 (6595), 65–68. <http://dx.doi.org/10.1038/383065a0>.

Little C., 2013. M7 slow release earthquake under Wellington. *Earthquake-GeoNet*. Available from: <http://info.geonet.org.nz/display/quake/2013/05/27>.

Lomax A. Michelini A., 2009. Mwpd: A duration-amplitude procedure for rapid determination of earthquake magnitude and tsunamigenic potential from P waveforms. *Geophysical Journal International* 176 (1), 200–214. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03974.x>.

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., Malovichko D.A., 2010. Estimation of power and strain focal parameters of seismic events. In: N.N. Mel'nikov (Ed.), Methods and systems of seismic deformation monitoring of technogeneous earthquakes and rock bump, Vol. 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 / Ред. Н.Н. Мельников. Новосибирск, 2010. Т. 2. С. 66–92].

Martin A., Clain J., Buguin A., Brochard-Wyart F., 2002. Wetting transitions at soft, sliding interfaces. *Physical Review E*, 65 (3), 031605. <http://dx.doi.org/10.1103/PhysRevE.65.031605>.

McCaffrey R., Wallace L.M., Beavan J., 2008. Slow slip and frictional transition at low temperature at the Hikurangi subduction zone. *Nature Geoscience* 1 (5), 316–320. <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo178>.

McFarland F., Lienkaemper J., Caskey S.J., 2009. Data from Theodolite Measurements of Creep Rates on San Francisco Bay Region Faults, California; 1979–2009. US Geol. Survey Open-File Report 2009–1119, version 1.5. 18 p.

Miller M.M., Melbourne T., Johnson D.J., Sumner W.Q., 2002. Periodic slow earthquakes from the Cascadia subduction zone. *Science* 295 (5564), 2423. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1071193>.

Murray J.R., Segall P., 2005. Spatiotemporal evolution of a transient slip event on the San Andreas fault near Parkfield, California. *Journal of Geophysical Research* 110 (B9), B09407. <http://dx.doi.org/10.1029/2005JB003651>.

Nettles M., Ekstrom G., 2004. Long-period source characteristics of the 1975 Kalapana, Hawaii, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America* 94 (2), 422–429. <http://dx.doi.org/10.1785/0120030090>.

Obara K., Hirose H., Yamamizu F., Kasahara K., 2004. Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone. *Geophysical Research Letters* 31 (23), L23602. <http://dx.doi.org/10.1029/2004GL020848>.

Obara K., Hirose H., 2006. Non-volcanic deep low-frequency tremors accompanying slow slips in the southwest Japan subduction zone. *Tectonophysics* 417 (1–2), 33–51. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2005.04.013>.

Ohta Y., Freymueller J.T., Hreinsdóttir S., Suito H., 2006. A large slow slip event and the depth of the seismogenic zone in the south central Alaska subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters* 247 (1–2), 108–116. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2006.05.013>.

- Ohta K., Ide S., 2011. Precise hypocenter distribution of deep low-frequency earthquakes and its relationship to the local geometry of the subducting plate in the Nankai subduction zone, Japan. *Journal of Geophysical Research* 116 (B1), B01308. <http://dx.doi.org/10.1029/2010JB007857>.
- Peng Z., Gomberg J., 2010. An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena. *Nature Geosciences* 3 (9), 599–607. <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo940>.
- Peterson C.L., Christensen D.H., 2009. Possible relationship between non-volcanic tremor and the 1998–2001 slow-slip event, south central Alaska. *Journal of Geophysical Research* 114 (B6), B06302. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JB006096>.
- Psakhie S.G., Ruzhich V.V., Shilko E.V., Popov V.L., Astafurov S.V., 2007. A new way to manage displacements in zones of active faults. *Tribology International* 40 (6), 995–1003. <http://dx.doi.org/10.1016/j.triboint.2006.02.021>.
- Riznichenko Y.V., 1974. The problem of earthquake magnitude. In: *Magnitude and energy classification of earthquakes*. Institute of Physics of the Earth, Moscow, p. 43–78 (in Russian) [Ризниченко Ю.В. Проблема величины землетрясения // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. М.: ИФЗ АН СССР, 1974. С. 43–78].
- Roeloffs E. A., 2006. Evidence for aseismic deformation rate changes prior to earthquakes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 34, 591–627. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.earth.34.031405.124947>.
- Sacks, I.S., Suyehiro S., Linde A.T., Snoker J.A., 1978. Slow earthquakes and stress redistribution. *Nature* 275 (5681), 599–602. <http://dx.doi.org/10.1038/275599a0>.
- Saito T., Ujiie K., Tsutsumi A., Shibasaki B., 2013. Geological and frictional aspects of very-low-frequency earthquakes in an accretionary prism. *Geophysical Research Letters* 40 (4), 703–708. <http://dx.doi.org/10.1002/grl.50175>.
- Savage J.C., Svart J.L., Yu S.B., 2007b. Postseismic relaxation and aftershocks. *Journal of Geophysical Research* 112 (B6), B06406. <http://dx.doi.org/10.1029/2006JB004584>.
- Savage J.C., Yu S.B., 2007a. Postearthquake relaxation and aftershock accumulation linearly related after the 2003 M 6.5 Chengkung, Taiwan, and the 2004 M 6.0 Parkfield, California, earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 97 (5), 1632–1645. <http://dx.doi.org/10.1785/0120070069>.
- Schmidt D.A., Gao H., 2010. Source parameters and time-dependent slip distribution of slow slip events on the Cascadia subduction zone from 1998 to 2008. *Journal of Geophysical Research* 115 (B4), B00A18. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JB006045>.
- Scholz C.H., 1998. Earthquakes and friction laws. *Nature* 391 (6662), 37–42. <http://dx.doi.org/10.1038/34097>.
- Segall P., Desmarais E.K., Shelly D., Miklius A., Cervelli P., 2006. Earthquakes triggered by silent slip events on Kilauea Volcano, Hawaii. *Nature* 442 (7098), 71–74. <http://dx.doi.org/10.1038/nature04938>.
- Segall P., Rubin A., Rice J.R., Schmitt S., 2008. Dilatancy stabilization vs thermal pressurization as a mechanism for controlling slow vs fast slip. *Eos, Transactions, American Geophysical Union* 89 (53), Fall Meeting Supply, Abstract U32A-06.
- Sekine S., Hirose H., Obara K., 2010. Short-term slow slip events correlated with non-volcanic tremor episodes in southwest Japan. *Journal of Geophysical Research* 115 (B9), B00A27. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JB006059>.
- Seminsky K.Zh., 2014. Specialized mapping of crustal fault zones. Part 1: Basic theoretical concept and principles. *Geodynamics & Tectonophysics*. 5 (2), 445–467 (in Russian) [Семинский К.Ж. Специализированное картирование разломных зон земной коры. Статья 1: Теоретические основы и принципы // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 2. С. 445–467]. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0136>.
- Shebalin N.V., 1997. Strong earthquakes. Selected papers. Publishing house of Academy of mining sciences, Moscow, 542 p. (in Russian) [Шебалин Н.В. Сильные землетрясения. Избранные труды. М.: Изд-во Академии горных наук, 1997. 542 с.].
- Shelly D.R., Beroza G.C., Ide S., 2007. Complex evolution of transient slip derived from precise tremor locations in western Shikoku, Japan. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8 (10), Q10014. <http://dx.doi.org/10.1029/2007GC001640>.
- Sherman S.I., 1977. Physical laws of the Earth crust faults evolution. 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 (in Russian) [Шерман С.И. Деструкция литосферы: разломно-блоковая делимость и ее тектонофизические закономерности // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3. № 4. С. 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 (in Russian) [Шерман С.И. Деформационные волны как триггерный механизм сейсмической активности в сейсмических зонах континентальной литосферы // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4. № 2. С. 83–117]. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2013-4-2-0093>.
- Sherman S.I., 2014. Seismic process and the forecast of earthquakes: tectonophysical conception. Academic publishing house «Geo», Novosibirsk, 359 p. (in Russian) [Шерман С.И. Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2014. 359 с.].
- Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., Lobatskaya R.M., Adamovich A.N., Truskov V.A., Babichev A.A., 1991. Faulting in the Lithosphere. Shear Zones. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 261 p. (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1991. 261 с.].

Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., Lobatskaya R.M., Adamovich A.N., Truskov V.A., Babichev A.A., 1992. Faulting in the Lithosphere. Tensile Stress Zones. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 227 p. (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж. Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А. Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1992. 227 с.].

Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., Lobatskaya R.M., Adamovich A.N., Truskov V.A., Babichev A.A., 1994. Faulting in the Lithosphere. Compression Zones. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 262 p. (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж. Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А. Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1994. 262 с.].

Steinbrugge K.V., Zacher E.G., 1960. Fault creep and property damage. *Bulletin of the Seismological Society of America* 50 (3), 389–396.

Schwartz S.Y., Rokosky J.M., 2007. Slow slip events and seismic tremor at circum-pacific subduction zones. *Reviews of Geophysics* 45 (3), RG3004. <http://dx.doi.org/10.1029/2006RG000208>.

Thurber C., Zhang H., Waldhauser F., Hardebeck J.L., Michael A., Eberhart-Phillips D., 2006. Three-dimensional compressional wavespeed model, earthquake relocations, and focal mechanisms for the Parkfield, California, region. *Bulletin of the Seismological Society of America* 96 (4B), 38–49. <http://dx.doi.org/10.1785/0120050825>.

Tocher D., 1960. Creep rate and related measurements at Vineyard, California. *Bulletin of the Seismological Society of America* 50 (3), 396–405.

Uchida N., Matsuwa T., 2013. Pre- and postseismic slow slip surrounding the 2011 Tohoku-oki earthquake rupture. *Earth and Planetary Science Letters* 374, 81–91. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.021>.

Ujiie K., Tanaka H., Saito T., et. al., 2013. Low coseismic shear stress on the Tohoku-Oki megathrust determined from laboratory experiments. *Science* 342 (6163), 1211–1214. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1243485>.

Vergnolle M., Walpersdorf A., Kostoglodov V., Tregoning P., Santiago J.A., Cotte N., Franco S.I., 2010. Slow slip events in Mexico revised from the processing of 11 year GPS observations. *Journal of Geophysical Research* 115 (B8), B08403. <http://dx.doi.org/10.1029/2009JB006852>.

Vidale J.E., Houston H., 2012. Slow slip: A new kind of earthquake. *Physics Today* 65 (1), 38–43. <http://dx.doi.org/10.1063/PT.3.1399>.

Wallace L.M., Beavan J., 2010. Diverse slow slip behavior at the Hikurangi subduction margin, New Zealand. *Journal of Geophysical Research* 115 (B12), B12402. <http://dx.doi.org/10.1029/2010JB007717>.

Wei M., Kaneko Y., Liu Y., McGuire J.J., 2013. Episodic fault creep events in California controlled by shallow frictional heterogeneity. *Nature Geosciences* 6 (7), 566–570. <http://dx.doi.org/10.1038/NGEO1835>.

Wei M., Sandwell D., Fialko Y., 2009. A silent Mw 4.7 slip event of October 2006 on the Superstition Hills fault, southern California. *Journal of Geophysical Research* 114 (B7), B07402. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JB006135>.

Wiens D.A., Anandakrishnan S., Winberry J.P., King M.A., 2008. Simultaneous teleseismic and geodetic observations of the stick-slip motion of an Antarctic ice stream. *Nature* 453 (7196), 770–774. <http://dx.doi.org/10.1038/nature06990>.

8. ПРИЛОЖЕНИЕ / APPENDIX

В Приложении собраны данные о параметрах событий медленного скольжения (табл. 1) и постсеймического скольжения (табл. 2).

Часть параметров взята непосредственно из источников, часть пересчитывалась по соответствующим соотношениям, приведенным в тексте статьи. Список источников данных приведен в конце Приложения.

Т а б л и ц а 1. События медленного скольжения

Т а b l e 1. Slow slip events.

| Дата (мм.гггг) | Регион | Длительность, день | S ^{0.5} , км | Mw | M ₀ , Н·м | D, см | Скольжение, км/с | Источник |
|----------------|----------------|--------------------|-----------------------|------|----------------------|-------|------------------|-----------------------|
| 1989 | Япония | 10 | 70 | 7.37 | 1.43E+20 | 1.2 | 1.16E-4 | Kawasaki et al., 2001 |
| 1992 | Япония | 1.5 | 61 | 6.92 | 3.02E+19 | | 5.79E-4 | Kawasaki et al., 2001 |
| 12.1992 | Сан-Андреас | 7 | | 4.8 | 2.00E+16 | | | Linde et al., 1996 |
| 1994 | Япония | 365 | 102 | 7.67 | 4.03E+20 | 3.4 | 4.76E-6 | Kawasaki et al., 2001 |
| 1995–1996 | Мексика | 240 | | 7.1 | 5.62E+19 | | | Larson et al., 2004 |
| 1996 | Япония | 300 | 60 | 6.6 | 1.00E+19 | | 2.31E-6 | Hirose et al., 1999 |
| 05.1996 | Япония | 7 | | 6.4 | 5.01E+18 | | 1.16E-4 | Sagiya, 2004 |
| 1996–1997 | Новая Зеландия | 398 | | 6.7 | 1.41E+19 | | | Wallace, Beaven, 2010 |

Продолжение таблицы 1

Continuation of Table 1

| Дата (мм.гггг) | Регион | Длительность, день | $S^{0.5}$, км | M_w | $M_0, H \cdot m$ | D, см | Скольжение, км/с | Источник |
|----------------|----------------|--------------------|----------------|---------|------------------|----------|------------------|---|
| 1996–1998 | Япония | 570 | 182 | 7.1 | 5.62E+19 | | 4.67E-6 | Ozawa et al., 2007 |
| 1996–1998 | Япония | 365 | | 7.2 | 7.94E+19 | | 7.36E-6 | Miyazaki et al., 2003 |
| 1997 | Япония | 45 | 79 | 6.6 | 1.00E+19 | 5.5 | 2.31E-5 | Heki, Kataoka, 2008 |
| 03.1997 | Япония | 300 | | 6.6–7.2 | 2.00E+19 | 5–20 | | Hirose et al., 1999; Miyazaki et al., 2003 |
| 1998 | Мексика | 160 | 34 | 7.1 | 5.62E+19 | | 7.41E-6 | Larson et al., 2004 |
| 07.1998 | Каскадия | | | 6.8 | 2.00E+19 | 3 | | Dragert et al., 2004 |
| 09.1998 | Гавайи | 2 | 7 | 5.7 | 4.47E+17 | 5 | 4.92E-05 | Segall et al., 2006 |
| 1998–2001 | Аляска | 1100 | 492 | 7.2 | 7.94E+19 | 12–16.5 | 5.79E-6 | Ohta et al., 2006 |
| 07.1998 | Каскадия | 56 | 98 | 6.49 | 6.8E+18 | 2.6 | 3.38E-05 | Schmidt, Gao, 2010 |
| 02.1999 | Япония | 9 | | 5.6 | 3.16E+17 | | 2.19E-5 | Nakagawa et al., 2000 |
| 08.1999 | Каскадия | | | 6.7–6.9 | 2.00E+19 | 2–8 | | Dragert et al., 2001, 2004 |
| 08.1999 | Каскадия | 52 | 132 | 6.63 | 1.1E+19 | 2.1 | 5.60E-05 | Schmidt, Gao, 2010 |
| 12.1999 этап A | Сан-Андреас | | | | 0.33 | | | Linde et al., 1996 |
| 12.1999 этап B | Сан-Андреас | | | | 0.45 | | | Linde et al., 1996 |
| 12.1999 этап C | Сан-Андреас | | | | 2.8 | | 3.50E-04 | Linde et al., 1996 |
| 12.1999 этап D | Сан-Андреас | | | | 0.89 | | | Linde et al., 1996 |
| 12.1999 этап E | Сан-Андреас | | | | 0.5 | | 2.00E-04 | Linde et al., 1996 |
| 12.1999 | Каскадия | 23 | 84 | 6.31 | 3.67E+18 | 1.75 | 7.65E-05 | Schmidt, Gao, 2010 |
| 1999 | Каскадия | 50 | | 6.7 | 1.41E+19 | 3 | | Dragert et al., 2004 |
| 1999 | Каскадия | | | 6.5 | 7.08E+18 | 4 | | Dragert et al., 2004 |
| 1999 | Каскадия | 40 | | 6.6 | 1.00E+19 | 2–4 | | Dragert et al., 2001, 2004 |
| 1999 | Каскадия | 50 | | 6.8 | 2.00E+19 | 3–4 | | Dragert et al., 2004 |
| 1999 | Каскадия | | | 6.7 | 1.41E+19 | 3–4 | | Schmidt, 2006 |
| 2000 | Коста-Рика | 25.5 | | 6.8 | 2.00E+19 | (300) ? | 5.45E-06 | La Bonte et al., 2009 |
| 10.2000 | Япония | 2000 | >7 | | 3.98E+19 | 20–30 | | Miyazaki et al., 2006; Ohta et al., 2004 |
| 11.2000 | Гавайи | 1.5 | 11 | 5.8 | 6.31E+17 | 6 | 1.23E-04 | Montgomery-Brown et al., 2009 |
| 12.2000 | Гавайи | 1.5 | 17 | 5.6 | 3.16E+17 | | 1.54E-04 | Montgomery-Brown et al., 2009 |
| 12.2000 | Каскадия | 19 | 102 | 6.27 | 3.20E+18 | 2.65 | 1.16E-04 | Schmidt, Gao, 2010 |
| 2000–2001 | Япония | 510 | | 6.8 | 2.00E+19 | | | Miyazaki et al., 2006 |
| 2001 | Мексика | 195 | 371 | 6.8–7.6 | 1.12E+20 | 9–30 | 8.68E-5 | Kostoglodov et al., 2003; Larson et al., 2004 |
| 2001 | Япония | 66 | | 6.7 | 1.41E+19 | | | Sato et al., 2004 |
| 04.2001 | Каскадия | 28 | 92 | 6.22 | 2.69E+18 | 0.95 | 8.61E-05 | Schmidt, Gao, 2010 |
| 08.2001 | Япония | 66 | | 6.7 | 1.41E+19 | | | Sato et al., 2004 |
| 2001–2002 | Мексика | | 119 | 7.65 | 3.76E+20 | 6.2(9.2) | | Radiguet et al., 2012 |
| 2002 | Япония | 12 | | 6 | 1.26E+18 | | | Maeda, Obara, 2009 |
| 2002 | Мексика | | 245 | 7.5 | 2.24E+20 | | | Cotton et al., 2008 |
| 02.2002 | Каскадия | 23 | 116 | 6.3 | 3.55E+18 | 1.67 | 9.54E-05 | Smidt, Gao, 2010 |
| 08.2002 | Япония | 5 | | 6 | 1.26E+18 | 3.7 | | Obara et al., 2004 |
| 08.2002 | Япония | 6 | | 6 | 1.26E+18 | | | Hirose, Obara, 2010 |
| 08.2002 | Япония | 4 | 42 | 5.8 | 6.31E+17 | 3 | 1.39E-4 | Obara et al., 2004 |
| 08.2002 | Япония | 3 | 33 | 5.7 | 4.47E+17 | 0.7 | 2.39E-4 | Obara et al., 2004 |
| 10.2002 | Новая Зеландия | 10 | 46 | | | 18 | 8.10E-5 | Douglas et al., 2005 |
| 2002–2004 | Япония | 660 | 182 | 7.1 | 5.62E+19 | | 4.03E-6 | Ozawa et al., 2007 |
| 2003 | Япония | 13 | | 6.1 | 1.78E+18 | | | Maeda, Obara, 2009 |
| 10.2002 | Япония | 50 | | 6.6 | 1.00E+19 | 10–20 | | Ozawa et al., 2003 |
| 10.2002 | Новая Зеландия | 10 | | | | 18 | | Beavan et al., 2007; Douglas et al., 2005 |
| 10.2002 | Новая Зеландия | 14 | 46.6 | 6.8 | 2.00E+19 | 10.2 | 3.85E-05 | Wallace, Beaven, 2010 |
| 2003 | Новая Зеландия | 202 | 41 | 6.6 | 1.00E+19 | 15.7(29) | 2.35E-06 | Wallace, Beaven, 2010 |
| 02.2003 | Каскадия | 15 | 53 | 6.08 | 1.66E+18 | 1.57 | 5.44E-05 | Schmidt, Gao, 2010 |
| 02.2003 | Каскадия | 15 | 45 | 5.88 | 8.32E+17 | 1.08 | 3.46E-05 | Schmidt, Gao, 2010 |
| 02.2003 | Каскадия | 19 | 99 | 6.2 | 2.51E+18 | 1.06 | 1.02E-04 | Schmidt, Gao, 2010 |
| 2003–2008 | Япония | | | 3.5 | 2.24E+14 | | | Ito et al., 2009 |
| 05.2003 | Новая Зеландия | 365 | | | | 50 | | Beavan et al., 2007 |
| 07.2003 | Гавайи | 1.5 | 11 | 5.4 | 1.58E+17 | | 8.87E-05 | Montgomery-Brown et al., 2009 |
| 08.2003 | Япония | 10 | | 6.1 | 1.78E+18 | 3.9 | | Hirose, Obara, 2005 |

П р о д о л ж е н и е т а б л и ц ы 1

C o n t i n u a t i o n o f T a b l e 1

| Дата (мм.гггг) | Регион | Длительность, день | S ^{0.5} , км | Mw | M0, Н·м | D, см | Скольжение, км/с | Источник |
|-------------------|----------------|-----------------------|--------------------------|------|----------|----------|---------------------|-------------------------------|
| 08.2003 | Япония | 90 | 63 | 6.8 | 2.00E+19 | 10.9 | 9.13E-6 | Hirose, Obara, 2005 |
| 08.2003 | Япония | 3 | 40 | 5.9 | 8.91E+17 | 1.28 | 3.09E-4 | Hirose, Obara, 2005 |
| 08.2003 | Япония | 5 | 33 | 6 | 1.26E+18 | 2.64 | 6.48E-5 | Hirose, Obara, 2005 |
| 08.2003 | Япония | 6 | | 6.1 | 1.78E+18 | | 1.10E-04 | Hirose, Obara, 2010 |
| 09.2003 | Коста-Рика | 30 | | | | 1.5 | | Brown et al., 2005 |
| 11.2003 | Япония | 4 | 54 | 6.2 | 2.51E+18 | 2.41 | 1.91E-4 | Hirose, Obara, 2005 |
| 2004 | Мексика | 180 | 71 | 6.6 | 1.00E+19 | | 6.43E-6 | Correa-Mora et al., 2008 |
| 01.2004 | Каскадия | 13 | 58 | 6.01 | 1.30E+18 | 1.45 | 6.39E-05 | Schmidt, Gao, 2010 |
| 01.2004–06.2005 | Новая Зеландия | 540 | 87 | 7 | 3.98E+19 | 35 | (2.14E-7)? | Wallace, Beaven, 2006 |
| 2004–2005 | Новая Зеландия | 492 | | | 7.94E+19 | | | Wallace, Beaven, 2010 |
| 2004–2005 ст.1 | Новая Зеландия | | 80 | 6.9 | 2.82E+19 | 9.2 | | Wallace, Beaven, 2010 |
| 2004–2005 ст.2 | Новая Зеландия | | 48 | 6.9 | 2.82E+19 | 24.4 | | Wallace, Beaven, 2010 |
| 2004–2005 ст.3 | Новая Зеландия | | 46 | 6.8 | 2.00E+19 | 23.3 | | Wallace, Beaven, 2010 |
| 02.2004 | Япония | 3.5 | 36 | 6 | 1.26E+18 | 2.1 | 9.26E-5 | Hirose, Obara, 2005 |
| 04.2004 | Япония | 8 | | 6.1 | 1.78E+18 | | | Hirose, Obara, 2010 |
| 04.2004 | Япония | 5 | 43 | 5.8 | 6.31E+17 | 0.79 | 1.60E-4 | Hirose, Obara, 2005 |
| 05.2004 | Каскадия | 37 | 106 | 6.37 | 4.52E+18 | 1.79 | 4.97E-05 | Schmidt, Gao, 2010 |
| 07.2004 | Каскадия | 32 | 84 | 6.21 | 2.60E+18 | 2.51 | 3.33E-05 | Schmidt, Gao, 2010 |
| 11.2004 | Новая Зеландия | 17 | 32.3 | 6.7 | 1.41E+19 | 12 | 2.20E-05 | Wallace, Beaven, 2010 |
| 11.2004 | Япония | 2 | 41 | 5.9 | 8.91E+17 | 1.2 | 2.14E-4 | Hirose, Obara, 2006 |
| 12.2004 | Япония | 3 | 29 | 5.8 | 6.31E+17 | 1.8 | 1.16E-4 | Hirose, Obara, 2006 |
| 12.2004 | Новая Зеландия | 20 | 40.8 | 6.3 | 3.55E+18 | 1.5 | 2.36E-05 | Wallace, Beaven, 2010 |
| 01.2005 | Гавайи | 2.2 | 13 | 6 | 1.26E+18 | | 9.20E-05 | Montgomery-Brown et al., 2009 |
| 2005 | Япония | 13 | | 6 | 1.26E+18 | | | Maeda, Obara, 2009 |
| 2005 | Япония | 10 | | 6 | 1.26E+18 | | | Maeda, Obara, 2009 |
| 07.2005 | Япония | 4 | 41 | 5.7 | 4.47E+17 | 0.8 | 1.19E-4 | Hirose, Obara, 2006 |
| 04.2005 | Каскадия | 16 | 62 | 6.15 | 2.11E+18 | 1.53 | 4.77E-05 | Schmidt, Gao, 2010 |
| 05.2005 | Япония | 5 | | 6 | 1.26E+18 | | 9.26E-05 | Hirose, Obara, 2010 |
| 09.2005 | Каскадия | 45 | 97 | 6.44 | 5.75E+18 | 3.89 | 2.60E-05 | Schmidt, Gao, 2010 |
| 10.2005 | Япония | 3 | | 6 | 1.26E+18 | | | Hirose, Obara, 2010 |
| 2005–2006 | Новая Зеландия | 365 | | 6.7 | 1.41E+19 | | | Wallace, Beaven, 2010 |
| 2006 | Мексика | 180 | 186 | 7.5 | 2.24E+20 | | 1.48E-5 | Cotton et al., 2008 |
| 2006 | Япония | 8 | | 6.1 | 1.78E+18 | | | Maeda, Obara, 2009 |
| 2006 | Мексика | 30 | | 7.1 | 5.62E+19 | | | Correa-Mora et al., 2009 |
| 06.2006 | Каскадия | 11 | 68 | 6.06 | 1.55E+18 | 1.42 | 1.05E-04 | Schmidt, Gao, 2010 |
| 04.2006 | Япония | 5 | | 6.1 | 1.78E+18 | | 2.09E-04 | Hirose, Obara, 2010 |
| 04.2006 | Япония | 3 | | 6 | 1.26E+18 | | 2.54E-4 | Shelly et al., 2007 |
| 2006 | Мексика | | 64 | 7.5 | 2.24E+20 | 5.7(7.8) | | Radiguet et al., 2012 |
| 06.2006 | Новая Зеландия | 7 | 30.13 | 6.4 | 5.01E+18 | 11.1 | 4.98E-05 | Wallace, Beaven, 2010 |
| 07.2006 | Новая Зеландия | 6 | 70 | 6.6 | 1.00E+19 | 2.9 | 1.35E-04 | Wallace, Beaven, 2010 |
| 08.2006 | Новая Зеландия | 7 | 57 | 6.8 | 2.00E+19 | 14.7 | 9.42E-05 | Wallace, Beaven, 2010 |
| 2007 | Мексика | 30 | | 7 | 3.98E+19 | | | Correa-Mora et al., 2009 |
| 2007 | Япония | 11 | | 5.9 | 8.91E+17 | | | Maeda, Obara, 2009 |
| 07.2007 | Каскадия | 20 | 49 | 5.88 | 8.32E+17 | 1.63 | 2.36E-05 | Schmidt, Gao, 2010 |
| 01.2007 | Каскадия | 26 | 116 | 6.26 | 3.09E+18 | 3.95 | 4.19E-05 | Schmidt, Gao, 2010 |
| 03.2007 | Япония | 3 | | 5.9 | 8.91E+17 | | | Hirose, Obara, 2010 |
| 05.2007 | Коста-Рика | 40 | 79 | 6.7 | 1.41E+19 | 12 | 2.29E-05 | Outerbridge et al., 2010 |
| 08.2007 | Япония | 10 | | 6.6 | 1.00E+19 | 2.5 | | Hirose et al., 2014 |
| 12.2007 | Новая Зеландия | 34 | 26 | 6.5 | 7.08E+18 | 7 | 8.85E-06 | Wallace, Beaven, 2010 |
| 02.2008 | Новая Зеландия | 5 | 44 | 6.4 | 5.01E+18 | 3.8 | 1.02E-04 | Wallace, Beaven, 2010 |
| 03.2008 | Новая Зеландия | 15 | 77 | 6.7 | 1.41E+19 | 5 | 5.94E-05 | Wallace, Beaven, 2010 |
| 05.2008 | Каскадия | 40 | 153 | 6.4 | 5.01E+18 | 2.08 | 4.21E-05 | Schmidt, Gao, 2010 |
| 08.2008 | Новая Зеландия | 12 | 32 | 6.4 | 5.01E+18 | 5.1 | 3.09E-05 | Wallace, Beaven, 2010 |
| 2008 | Новая Зеландия | 479 | | 7 | 3.98E+19 | | | Wallace, Beaven, 2010 |
| 2008 ст.1 | Новая Зеландия | | 35.6 | 6.3 | 3.55E+18 | 5.8 | | Wallace, Beaven, 2010 |
| 2008 ст.2 | Новая Зеландия | | 63.8 | 6.7 | 1.41E+19 | 9.7 | | Wallace, Beaven, 2010 |
| 2008 ст.3 | Новая Зеландия | | 95.7 | 6.6 | 1.00E+19 | 2.6 | | Wallace, Beaven, 2010 |
| 2008 ст.4 | Новая Зеландия | | 81.9 | 6.5 | 7.08E+18 | 2.9 | | Wallace, Beaven, 2010 |
| 04.2009 | Каскадия | 46 | 137 | 6.41 | 5.19E+18 | 1.4 | 4.72E-05 | Schmidt, Gao, 2010 |
| 08.2009 | Каскадия | 54 | 160 | 6.39 | 4.84E+18 | 2.81 | 6.26E-05 | Schmidt, Gao, 2010 |

Окончание таблицы 1

End of Table 1

| Дата (мм.гггг) | Регион | Длительность, день | $S^{0.5}$, км | Mw | M_0 , Н·м | D, см | Скольжение, км/с | Источник |
|-----------------------|----------------|--------------------|----------------|------|-------------|----------|------------------|-----------------------|
| 2009 | Коста Рика | 180 | | 7.2 | 7.94E+19 | | | Jiang et al., 2012 |
| 2009–2010 | Новая Зеландия | 365 | | 6.8 | 2.00E+19 | | | Wallace, Beaven, 2010 |
| 2009–2010 | Мексика | 365 | 67 | 7.54 | 2.57E+20 | 6.3(9.2) | 2.12E–06 | Radiguet et al., 2012 |
| 2009–2011 | Аляска | 1095 | | 7.5 | 2.24E+20 | 13.5 | | Fu, Freymueller, 2013 |
| 02.2010 | Новая Зеландия | 14 | 83 | 6.7 | 1.41E+19 | 6.5+3 | 6.86E–05 | Wallace, Beaven, 2010 |
| 03.2010 | Новая Зеландия | 16 | 56 | 6.7 | 1.41E+19 | 9 | 4.05E–05 | Wallace, Beaven, 2010 |
| 06.2010–09.2010 | Новая Зеландия | 50 | 70 | 6.5 | 7.08E+18 | 3 | 1.62E–05 | Wallace et al., 2012 |
| 09.2010 | Япония | 365 | | 7 | 3.98E+19 | | | Ozawa et al., 2013 |
| 09.2010–12.2010 | Новая Зеландия | 100 | 100 | 6.91 | 2.92E+19 | 10 | 1.16E–05 | Wallace et al., 2012 |
| 2010–2011 | Аляска | 690 | | 6.9 | 2.82E+19 | (0.5) ? | | Wei et al., 2012 |
| 2010–2011 | Новая Зеландия | 480 | | 7.1 | 5.62E+19 | | | Wallace et al., 2012 |
| 01.2011–09.2011 | Новая Зеландия | 250 | 100 | 6.68 | 1.32E+19 | 4.5 | 4.63E–06 | Wallace et al., 2012 |
| 06.2011 | Новая Зеландия | 33 | | 6.8 | 2.00E+19 | | | Wallace et al., 2012 |
| 13.06.2011–01.07.2011 | Новая Зеландия | 18 | 70 | 6.54 | 8.13E+18 | 4 | 4.50E–05 | Wallace et al., 2012 |
| 01.07.2011–16.07.2011 | Новая Зеландия | 16 | 70 | 6.65 | 1.19E+19 | 5 | 5.06E–05 | Wallace et al., 2012 |
| 08.2011 | Новая Зеландия | 20 | | 6.44 | 5.75E+18 | | | Wallace et al., 2012 |
| 14.08.2011–03.09.2011 | Новая Зеландия | 20 | 84 | 6.44 | 5.75E+18 | 2 | 4.86 | Wallace et al., 2012 |
| 09.2011 | Новая Зеландия | 21 | | 6.23 | 2.79E+18 | | | Wallace et al., 2012 |
| 15.09.2011–06.10.2011 | Новая Зеландия | 21 | 40 | 6.23 | 2.79E+18 | 4 | 2.20E–05 | Wallace et al., 2012 |
| 10.2011 | Япония | 8 | | 6.6 | 1.00E+19 | 4 | | Hirose et al., 2014 |
| 12.12.2011–23.12.2011 | Новая Зеландия | 11 | 80 | 6.48 | 6.61E+18 | 3 | 8.42E–05 | Wallace et al., 2012 |

Таблица 2. Постсейсмическое скольжение

Table 2. Postseismic slip

| Дата | Регион | Длительность, день | $S^{0.5}$, км | Mw | M_0 , Н·м | D, см | Источник |
|----------------|----------|--------------------|----------------|---------|-------------|---------|-----------------------------|
| 1978 | Япония | | 82 | 7.7 | 4.47E+20 | 93.5 | Ueda et al., 2001 |
| 1978, июнь | Япония | 1400 | | 7.5–7.6 | | 100–200 | Ueda et al., 2001; |
| 1978 | Япония | | 82 | 7.35 | 1.33E+20 | 28 | Ueda et al., 2001 |
| 1989, ноябрь | Япония | 10 | | 7.4 | 1.58E+20 | | Kawasaki et al., 2001 |
| 1992, июль | Япония | 1 | | 7.3–7.7 | | >50 | Kawasaki et al., 1995; 2001 |
| 1994, декабрь | Япония | 100 | | 7.5 | 2.24E+20 | 120 | Kawasaki et al., 2001 |
| 1994 | Япония | 365 | 85 | 7.7 | 4.47E+20 | 88.5 | Heki et al., 1997 |
| 1997, декабрь | Камчатка | 60 | | 7.7 | 4.47E+20 | 193 | Bürgmann et al., 2001 |
| 1995, октябрь | Мексика | 150 | | 7.7 | 4.47E+20 | 80 | Hutton et al., 2001 |
| 2001, июнь | Перу | 310 | | 8.1 | | 15.8 | Melbourne et al., 2002 |
| 2001, август | Япония | 65 | | 6.7 | 1.41E+19 | 33 | Sato et al., 2004; |
| 2003, сентябрь | Япония | 180 | | 7.8 | 6.31E+20 | 40–60 | Matsubara et al., 2005 |
| 2004, декабрь | Суматра | 45 | | 8.7 | 1.41E+22 | | Subarya et al., 2006 |
| 2005, март | Суматра | 330 | | 8.2 | 2.51E+21 | 50–140 | Hsu et al., 2006 |

СПИСОК ИСТОЧНИКОВ ДАННЫХ

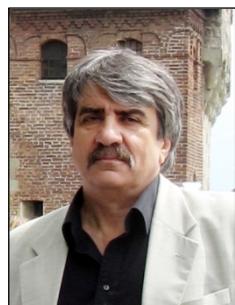
Beavan J., Wallace L., Douglas A., Fletcher H., Townend J., 2007. Slow slip events on the Hikurangi subduction interface, New Zealand. In: P. Tregoning, C. Rizos (Eds.), Dynamic planet: monitoring and understanding a dynamic planet with geodetic and oceanographic tools: IAG Symposium, Cairns, Australia, 22–26 August 2005. International Association of Geodesy Symposia, Vol. 130. Springer, New York, p. 438–444. http://dx.doi.org/10.1007/978-3-540-49350-1_64.

Brown K.M., Tryon M.D., DeShon H.R., Dorman L.M., Schwartz S.Y., 2005. Correlated transient fluid pulsing and seismic tremor in the Costa Rica subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters* 238 (1), 189–203. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.055>.

- Brudzinski M.R., Allen R., 2006. Segmentation in episodic tremor and slip all along Cascadia. *Eos, Transactions, American Geophysical Union* 87 (52), Fall Meeting Supplies, Abstract T53G-05.
- Bürgmann R., Kogan M.G., Levin V.E., Scholz C.H., King R.W., Steblov G.M., 2001. Rapid aseismic moment release following the 5 December 1997 Kronotsky Kamchatka earthquake. *Geophysical Research Letters* 28 (7), 1331–1334. <http://dx.doi.org/10.1029/2000GL012350>.
- Correa-Mora F., De Mets C., Cabral-Cano E., Diaz-Molina O., Marquez-Azua B., 2009. Transient deformation in southern Mexico in 2006 and 2007: Evidence for distinct deep-slip patches beneath Guerrero and Oaxaca. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10 (2), Q02S12. <http://dx.doi.org/10.1029/2008GC002211>.
- Correa-Mora F., De Mets C., Cabral-Cano E., Marquez-Azua B., Diaz-Molina O., 2008. Interplate coupling and transient slip along the subduction interface beneath Oaxaca, Mexico. *Geophysical Journal International*. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03910.x>.
- Cotton F., Vergnolle M., Thollon O., Campillo M., Manighetti I., Cotte N., Walpersdorf A., Kostoglodov V., 2008. Comparison of slip distribution of large slow slip events in Guerrero subduction zone. *Eos, Transactions, American Geophysical Union* 89 (52), Fall Meeting Supplies, Abstract U33A-0039.
- Douglas A., Beavan J., Wallace L., Townend J., 2005. Slow slip on the northern Hikurangi subduction interface, New Zealand. *Geophysical Research Letters* 32 (16), L16305. <http://dx.doi.org/10.1029/2005GL023607>.
- Dragert H., Wang K., James T.S., 2001. A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface. *Science* 292 (5521), 1525–1528. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1060152>.
- Dragert H., Wang K., Rogers G., 2004. Geodetic and seismic signatures of episodic tremor and slip in the northern Cascadia subduction zone. *Earth, Planets and Space* 56 (12), 1143–1150.
- Fu Y., Freymueller J.T., 2013. Repeated large slow slip events at the southcentral Alaska subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters* 375, 303–311. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.049>.
- Heki K., Kataoka T., 2008. On the biannually repeating slow-slip events at the Ryukyu Trench, southwestern Japan. *Journal of Geophysical Research* 113 (B11), B11402. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JB005739>.
- Heki K., Miyazaki S., Tsuji H., 1997. Silent fault slip following an interpolate thrust earthquake at the Japan Trench. *Nature* 386 (6625), 595–598. <http://dx.doi.org/10.1038/386595a0>.
- Hirose H., Hirahara K., Kimata F., Fujii N., Miyazaki S., 1999. A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan. *Geophysical Research Letters* 26 (21), 3237–3240. <http://dx.doi.org/10.1029/1999GL010999>.
- Hirose H., Matsuzawa T., Kimura T., Kimura H., 2014. The Boso slow slip events in 2007 and 2011 as a driving process for the accompanying earthquake swarm. *Geophysical Research Letters* 41 (8), 2778–2785. <http://dx.doi.org/10.1002/2014GL059791>.
- Hirose H., Obara K., 2005. Repeating short- and long-term slow slip events with deep tremor activity around the Bungo channel region, southwest Japan. *Earth, Planets and Space* 57 (10), 961–972.
- Hirose H., Obara K., 2006. Short-term slow slip and correlated tremor episodes in the Tokai region, central Japan. *Geophysical Research Letters* 33 (17), L17311. <http://dx.doi.org/10.1029/2006GL026579>.
- Hirose H., Obara K., 2010. Recurrence behavior of short-term slow slip and correlated nonvolcanic tremor episodes in western Shikoku, southwest Japan. *Journal of Geophysical Research* 115 (B6), B00A21. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JB006050>.
- Hsu Y.-J., Simons M., Avouac J.-P., Galetzka J., Sieh K., Chlieh M., Natawidjaja D., Prawirodirdjo L., Bock Y., 2006. Frictional afterslip following the 2005 Nias-Simeulue earthquake, Sumatra. *Science* 312 (5782), 1921–1926. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1126960>.
- Hutton W., DeMets C., Sanchez O., Suarez G., Stock J., 2001. Slip kinematics and dynamics during and after the 1995 October 9 Mw=8.0 Colima-Jalisco earthquake, Mexico, from GPS geodetic constraints. *Geophysical Journal International* 146 (3), 637–658. <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-246X.2001.00472.x>.
- Ito Y., Obara K., Matsuzawa T., Maeda T., 2009. Very low frequency earthquakes related to small asperities on the plate boundary interface at the locked to aseismic transition. *Journal of Geophysical Research* 114 (B11), B00A13. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JB006036>.
- Jiang Y., Wdowinski S., Dixon T.H., Hackl M., Protti M., Gonzalez V., 2012. Slow slip events in Costa Rica detected by continuous GPS observations, 2002–2011. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 13 (4), Q04006. <http://dx.doi.org/10.1029/2012GC004058>.
- Kawasaki I., Asai Y., Tamura Y., 2001. Space–time distribution of interplate moment release including slow earthquakes and the seismo-geodetic coupling in the Sanriku-oki region along the Japan trench. *Tectonophysics* 330 (3), 267–283. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00245-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00245-6).
- Kawasaki I., Asai Y., Tamura Y., Sagiya T., Mikami N., Okada Y., Sakata M., Kasahara M., 1995. The 1992 Sanriku-Oki, Japan, ultra-slow earthquake. *Journal of Physics of the Earth* 43 (2), 105–116. <http://dx.doi.org/10.4294/jpe1952.43.105>.
- Kostoglodov V., Singh S.K., Santiago J.A., Franco S.I., Larson K.M., Lowry A.R., Bilham R., 2003. A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geophysical Research Letters* 30 (15), 1807. <http://dx.doi.org/10.1029/2003GL017219>.

- La Bonte A.L., Brown K.M., Fialko Y.,* 2009. Hydrologic detection and finite element modeling of a slow slip event in the Costa Rica prism toe. *Journal of Geophysical Research* 114 (B4), B00A02. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JB005806>.
- Larson K.M., Lowry A.R., Kostoglodov V., Hutton W., Sánchez O., Hudnut K., Suárez G.,* 2004. Crustal deformation measurements in Guerrero, Mexico. *Journal of Geophysical Research* 109 (B4), B04409. <http://dx.doi.org/10.1029/2003JB002843>.
- Linde A.T., Gladwin M.T., Johnston M.J.S., Gwyther R.L., Bilham R.G.,* 1996. A slow earthquake sequence on the San Andreas fault. *Nature* 383 (6595), 65–68. <http://dx.doi.org/10.1038/383065a0>.
- Maeda T., Obara K.,* 2009. Spatiotemporal distribution of seismic energy radiation from low-frequency tremor in western Shikoku, Japan. *Journal of Geophysical Research* 114 (B10), B00A09. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JB006043>.
- Matsubara M., Yagi Y., Obara K.,* 2005. Plate boundary slip associated with the 2003 Off-Tokachi earthquake based on small repeating earthquakes. *Geophysical Research Letters* 32 (8), L08316. <http://dx.doi.org/10.1029/2004GL022310>.
- Melbourne T.I., Webb F.H., Stock J.M., Reigber C.,* 2002. Rapid postseismic transients in subduction zones from continuous GPS. *Journal of Geophysical Research* 107 (B10), 2241. <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB000555>.
- Miyazaki S., McGuire J.J., Segall P.,* 2003. A transient subduction zone slip episode in southwest Japan observed by the nationwide GPS array. *Journal of Geophysical Research* 108 (B2), 2087. <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB000456>.
- Miyazaki S., Segall P., Mc Guire J.J., Kato T., Hatanaka Y.,* 2006. Spatial and temporal evolution of stress and slip rate during the 2000 Tokai slow earthquake. *Journal of Geophysical Research* 111 (B3), B03409. <http://dx.doi.org/10.1029/2004JB003426>.
- Montgomery-Brown E.K., Segall P., Miklius A.,* 2009. Kilauea slow slip events: Identification, source inversions, and relation to seismicity. *Journal of Geophysical Research* 114 (B6), B00A03. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JB006074>.
- Nakagawa Y., Harada S., Kawasaki I., Sagiya T.,* 2000. A preliminary report on February, 1999, silent earthquake off Boso Peninsula, central Japan, as revealed by GEONET. *Abstracts of the Joint Meeting for Earth and Planetary Science*, Da-009.
- Obara K., Hirose H.,* 2006. Non-volcanic deep lowfrequency tremors accompanying slow slips in the southwest Japan subduction zone. *Tectonophysics* 417 (1–2), 33–51. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2005.04.013>.
- Obara K., Hirose H., Yamamizu F., Kasahara K.,* 2004. Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone. *Geophysical Research Letters* 31 (23), L23602. <http://dx.doi.org/10.1029/2004GL020848>.
- Ohta Y., Freymueller J.T., Hreinsdóttir S., Suito H.,* 2006. A large slow slip event and the depth of the seismogenic zone in the south central Alaska subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters* 247 (1–2), 108–116. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2006.05.013>.
- Outerbridge K.C., Dixon T.H., Schwartz S.Y., Walter J.I., Protti M., Gonzalez V., Biggs J., Thorwart M., Rabbel W.,* 2010. A tremor and slip event on the Cocos-Caribbean subduction zone as measured by a global positioning system (GPS) and seismic network on the Nicoya Peninsula, Costa Rica. *Journal of Geophysical Research* 115 (B10), B10408. <http://dx.doi.org/10.1029/2009JB006845>.
- Ozawa S., Miyazaki S., Hatanaka Y., Imakiire T., Kaidzu M., Murakami M.,* 2003. Characteristic silent earthquakes in the eastern part of the Boso Peninsula, central Japan. *Geophysical Research Letters* 30 (6), 1283. <http://dx.doi.org/10.1029/2002GL016665>.
- Ozawa S., Suito H., Imakiire T., Murakami M.,* 2007. Spatiotemporal evolution of aseismic interplate slip between 1996 and 1998 and between 2002 and 2004, in Bungo channel, southwest Japan. *Journal of Geophysical Research* 112 (B5), B05409. <http://dx.doi.org/10.1029/2006JB004643>.
- Ozawa S., Yarai H., Imakiire T., Tobita M.,* 2013. Spatial and temporal evolution of the long-term slow slip in the Bungo Channel, Japan. *Earth, Planets and Space* 65 (2), 67–73. <http://dx.doi.org/10.5047/eps.2012.06.009>.
- Radiguet M., Cotton F., Vergnolle M., Campillo M., Walpersdorf A., Cotte N., Kostoglodov V.,* 2012. Slow slip events and strain accumulation in the Guerrero gap, Mexico. *Journal of Geophysical Research* 117 (B4), B04305. <http://dx.doi.org/10.1029/2011JB008801>.
- Sagiya T.,* 2004. Interplate Coupling in the Kanto District, Central Japan, and the Boso Peninsula Silent Earthquake in May 1996. *Pure and Applied Geophysics* 161 (11–12), 2327–2342. <http://dx.doi.org/10.1007/s0024-004-2566-6>.
- Sato T., Imanishi K., Kato N., Sagiya T.,* 2004. Detection of a slow slip event from small signal in GPS data. *Geophysical Research Letters* 31 (5), L05606. <http://dx.doi.org/10.1029/2004GL019514>.
- Schmidt D.,* 2006. The 2005 Cascadia ETS event inferred from PBO tensor strainmeters and GPS. *Eos, Transactions, American Geophysical Union* 87 (52), Fall Meeting Supplies, Abstract T41A–1545.
- Schmidt D.A., Gao H.,* 2010. Source parameters and time-dependent slip distributions of slow slip events on the Cascadia subduction zone from 1998 to 2008. *Journal of Geophysical Research* 115 (B4), B00A18. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JB006045>.
- Segall P., Desmarais E.K., Shelly D., Miklius A., Cervelli P.,* 2006. Earthquakes triggered by silent slip events on Kilauea volcano, Hawaii. *Nature* 442 (7098), 71–74. <http://dx.doi.org/10.1038/nature04938>.

- Shelly D.R., Beroza G.C., Ide S., 2007. Complex evolution of transient slip derived from precise tremor locations in western Shikoku, Japan. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8 (10), Q10014. <http://dx.doi.org/10.1029/2007GC001640>.
- Subarya C., Chlieh M., Prawirodirdjo L., Avouac J.-P., Bock Y., Sieh K., Meltzner A.J., Natawidjaja D.H., McCaffrey R., 2006. Plate-boundary deformation associated with the great Sumatra-Andaman earthquake. *Nature* 440 (7080), 46–51. <http://dx.doi.org/10.1038/nature04522>.
- Szeliga W., Melbourne T., Miller M., Santillan V., 2004. Southern Cascadia episodic slow earthquakes. *Geophysical Research Letters* 31 (16), L16602. <http://dx.doi.org/10.1029/2004GL020824>.
- Ueda H., Otake M., Sato H., 2001. Afterslip of the plate interface following the 1978 Miyagi–Oki, Japan, earthquake, as revealed from geodetic measurement data. *Tectonophysics* 338 (1), 45–57. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00121-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00121-4).
- Wallace L.M., Barnes P., Beavan J., Van Dissen R., Litchfield N., Mountjoy J., Langridge R., Lamarche G., Pondard N., 2012. The kinematics of a transition from subduction to strike-slip: An example from the central New Zealand plate boundary. *Journal of Geophysical Research* 117 (B2), B02405. <http://dx.doi.org/10.1029/2011JB008640>.
- Wallace L.M., Beavan J., 2006. A large slow slip event on the central Hikurangi subduction interface beneath the Manawatu region, North Island, New Zealand. *Geophysical Research Letters* 33 (11), L11301. <http://dx.doi.org/10.1029/2006GL026009>.
- Wallace L.M., Beavan J., 2010. Diverse slow slip behavior at the Hikurangi subduction margin, New Zealand. *Journal of Geophysical Research* 115 (B12), B12402. <http://dx.doi.org/10.1029/2010JB007717>.
- Wei M., McGuire J.J., Richardson E., 2012. A slow slip event in the south central Alaska subduction zone and related seismicity anomaly. *Geophysical Research Letters* 39 (15), L15309. <http://dx.doi.org/10.1029/2012GL052351>.



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
Building 1, 38 Leninsky prospect, Moscow 119334, Russia
Tel.: (495)9397527; e-mail: gevorgk@idg.chph.ras.ru, gevorgkidg@mail.ru



Кишкина Светлана Борисовна, канд. физ.-мат. наук, в.н.с.
Институт динамики геосфер РАН
119334, Москва, Ленинский проспект, 38, корп. 1, Россия
Тел.: (495)9397573; e-mail: svetlank@gmail.com

Kishkina, Svetlana B., Candidate of Physics and Mathematics, Lead Researcher
Institute of Geosphere Dynamics RAS
Building 1, 38 Leninsky prospect, Moscow 119334, Russia
Tel.: (495)9397573; e-mail: svetlank@gmail.com



Новиков Виктор Александрович, к.т.н., зав. лабораторией
Объединенный институт высоких температур РАН
125412, Москва, ул. Игорская, 19, стр. 2, Россия
e-mail: novikov@ihed.ras.ru

Novikov, Victor A., Candidate of Engineering Sciences, Head of Laboratory
Joint Institute for High Temperatures RAS
Building 2, 19 Izhorskaya street. Moscow 125412, Russia
e-mail: novikov@ihed.ras.ru



Остапчук Алексей Андреевич, младший научный сотрудник
Институт динамики геосфер РАН
119334, Москва, Ленинский проспект, 38, корп. 1, Россия
Тел.: (495)9397511; e-mail: ostapchuk@idg.chph.ras.ru

Ostapchuk, Alexey A., Junior Researcher
Institute of Geosphere Dynamics RAS
Building 1, 38 Leninsky prospect, Moscow 119334, Russia
Tel.: (495)9397511; e-mail: ostapchuk@idg.chph.ras.ru



ON POTENTIAL REPRESENTATIONS OF THE DISTRIBUTION LAW OF RARE STRONGEST EARTHQUAKES

M. V. Rodkin¹, V. F. Pisarenko¹, Ngo Thi Lu², T. A. Rukavishnikova¹

¹ Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics RAS, Moscow, Russia

² Institute of Geophysics of Vietnam Academy of Science and Technology, Hanoi, Vietnam

Abstract: Assessment of long-term seismic hazard is critically dependent on the behavior of tail of the distribution function of rare strongest earthquakes. Analyses of empirical data cannot however yield the credible solution of this problem because the instrumental catalogs of earthquake are available only for a rather short time intervals, and the uncertainty in estimations of magnitude of paleoearthquakes is high. From the available data, it was possible only to propose a number of alternative models characterizing the distribution of rare strongest earthquakes. There are the following models: the model based on the Guttenberg – Richter law suggested to be valid until a maximum possible seismic event (M_{\max}), models of 'bend down' of earthquake recurrence curve, and the characteristic earthquakes model. We discuss these models from the general physical concepts supported by the theory of extreme values (with reference to the generalized extreme value (GEV) distribution and the generalized Pareto distribution (GPD) and the multiplicative cascade model of seismic regime. In terms of the multiplicative cascade model, seismic regime is treated as a large number of episodes of avalanche-type relaxation of metastable states which take place in a set of metastable sub-systems.

The model of magnitude-unlimited continuation of the Guttenberg – Richter law is invalid from the physical point of view because it corresponds to an infinite mean value of seismic energy and infinite capacity of the process generating seismicity. A model of an abrupt cut of this law by a maximum possible event, M_{\max} is not fully logical either.

A model with the 'bend-down' of earthquake recurrence curve can ensure both continuity of the distribution law and finiteness of seismic energy value. Results of studies with the use of the theory of extreme values provide a convincing support to the model of 'bend-down' of earthquakes' recurrence curve. Moreover they testify also that the 'bend-down' is described by the finite distribution law, i.e. the bend-down occurs more efficiently than it is envisaged in the commonly used model developed by Y. Kagan (which treats the bend-down as an exponential decay law). However, despite the finiteness of the distribution law, density of magnitudes decline quite slowly in the area close to the maximum possible M_{\max} event as $(M_{\max} - M)^n$, where n varies in the range between 4 and 6 in the majority of cases. As a result M_{\max} value can be estimated only with a large error. In rare cases, if the space-and-time area under study contains higher number of strongest earthquakes, the empirical distribution law becomes close to the exponential law; in this case n value is quite high, and M_{\max} values becomes unstable and tend to infinite growth.

In our study, the distribution law of strongest earthquakes was investigated by the methods based on the extreme values theory (world data and several regional catalogues were examined), and the results of calculation do not reveal cases of occurrence of characteristic events. However, such a seismic regime was revealed in a number of cases from paleoseismicity data and from some instrumental regional catalogues. Conditions providing for the occurrence of characteristic earthquakes are studied here using the multiplicative cascade model. According to [Rodkin, 2011], this model provides the simulation of all known regularities of seismic regime, such as a decrease in b-value in the vicinity of strong earthquakes, development of aftershock power cascade, and existence of seismic cycle and foreshock activity. This article considers an extension of the cascade model by adding of non-linear members in the kinetic cascade equation in order to describe effects of the 'bend-down' of the earthquake recurrence curve and the characteristic earthquakes occurrence. It is shown that in terms of the multiplicative cascade model, the occurrence of characteristic earthquakes is connected with development of the nonlinear positive feedback between the size of the current rupture zone and the rate of its further growth.

The modelling results are compared with data on seismicity of the South-Eastern Asia, which suggest that the regime providing the occurrence of characteristic earthquakes appears to be typical of the seismic regime of subduction zones (while it is not observed outside such zones). It is concluded that the non-linear positive feedback that controls the possibility of occurrence of characteristic earthquakes may be caused with the presence of deep fluids of increased concentration in the subduction zones.

Key words: rare strongest earthquakes, distribution law, finite law, characteristic earthquakes, multiplicative cascade.

Recommended by S.I. Sherman

Citation: Rodkin M.V., Pisarenko V.F., Ngo Thi Lu, Rukavishnikova T.A. 2014. On potential representations of the distribution law of rare strongest earthquakes. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (4), 893–904. doi:10.5800/GT-2014-5-4-0161.

О ВОЗМОЖНЫХ РЕАЛИЗАЦИЯХ ЗАКОНА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ СИЛЬНЕЙШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

М. В. Родкин¹, В. Ф. Писаренко¹, Нго Тхи Лы², Т. А. Рукавишникова¹

¹ Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва, Россия

² Геофизический институт, Ханой, Вьетнам

Аннотация: Принципиальное значение для оценки долгосрочной сейсмической опасности имеет поведение хвоста функции распределения редких сильнейших землетрясений. Краткость инструментальных каталогов землетрясений и большая погрешность определения магнитуд палеоземлетрясений не дают возможности надежно исследовать этот вопрос на основе эмпирических данных. На основе таких данных оказалось возможным только сформулировать несколько альтернативных моделей распределения редких сильнейших землетрясений. Наиболее распространенными моделями являются следующие: модель продолжения выполнимости обычного закона Гуттенберга – Рихтера вплоть до некоторого максимально возможного события M_{\max} , модели с загибом вниз графика повторяемости землетрясений, модель реализации характеристических землетрясений. В статье эти модели анализируются на основе общих физических соображений, теоретических представлений, следующих из теории экстремальных значений (на основе использования Обобщенного распределения максимальных значений (GEV) и Обобщенного распределения Парето (GPD), и модели описания сейсмического режима мультиплекативным каскадом. Последняя модель трактует сейсмический режим как совокупность эпизодов лавинообразной реализации (релаксации) метастабильных состояний, протекающих на множестве метастабильных подсистем.

Модель неограниченного по магнитуде продолжения обычного закона Гуттенберга – Рихтера заведомо неточна, так как отвечает бесконечным значениям величин сейсмической энергии и мощности сеймогенерирующего процесса. При этом модель резкого обрезания этого закона некоторым максимально возможным событием M_{\max} также не вполне логична.

Модель с загибом вниз графика повторяемости землетрясений позволяет обеспечить как непрерывность закона распределения, так и конечность величин сейсмической энергии. Результаты применения теории экстремальных значений весомо подкрепляют модель загиба вниз графика повторяемости. При этом выявляется, что загиб описывается конечным законом распределения, то есть оказывается более быстрым, чем предполагается в рамках широко распространенной модели Я. Кагана (отвечающей экспоненциальному закону убывания). Однако, несмотря на конечность закона распределения, плотность распределения магнитуд M в области максимально возможного события M_{\max} убывает достаточно медленно, как $(M_{\max} - M)^n$, где n варьируется в большинстве случаев в диапазоне от 4 до 6. Отсюда следует, что величина M_{\max} может быть оценена обычно только с большой погрешностью. Изредка, если в исследуемой пространственно-временной области оказывается повышенное число сильнейших землетрясений, получаемый закон распределения приближается к экспоненциальному, при этом значения n становятся весьма большими, а значения M_{\max} существенно неустойчивыми.

Проведенные расчеты закона распределения сильнейших землетрясений методами теории экстремальных значений (по мировым данным и ряду региональных каталогов) не выявили примеров реализации характеристических событий. Однако использование данных по палеосейсмичности и некоторые отдельные каталоги инструментальных данных свидетельствуют в пользу встречаемости такого сейсмического режима. Условия возникновения характеристических землетрясений исследованы в рамках модели мультиплекативного каскада. Ранее было показано [Rodkin, 2011], что эта модель позволяет имитировать такие известные закономерности сейсмического режима, как уменьшение наклона графика повторяемости в окрестности сильных землетрясений, развитие афтершокового степенного каскада и предвестниковой активизации, а также существование сейсмического цикла. В статье обсуждается расширение схемы каскада добавлением нелинейных членов в кинетическое уравнение каскада с целью описания эффектов загиба вниз графика повторяемости землетрясений и возможности возникновения характеристических землетрясений. Показано, что в рамках модели мультиплекативного каскада условием реализации характеристических землетрясений является развитие нелинейной цепи положительной обратной связи между размерами области сейсмического разрушения и скоростью ее дальнейшего роста.

Результаты моделирования сопоставляются с данными по сейсмичности Юго-Восточной Азии, согласно которым режим возникновения характеристических землетрясений является типичным для сейсмического режима зон субдукции и не наблюдается вне этих зон. Делается вывод, что ответственная за реализацию характеристических землетрясений цепь нелинейной положительной обратной связи может быть обусловлена наличием в зонах субдукции резко повышенных концентраций глубинного флюида.

Ключевые слова: редкие сильнейшие землетрясения, закон распределения, предельные закон, характеристические землетрясения, мультиплекативный каскад.

1. ВВЕДЕНИЕ

Оценки долгосрочной сейсмической опасности в решающей степени зависят от закона распределения редких сильнейших землетрясений. Однако недостаточная длительность инструментальных каталогов землетрясений и большая погрешность определения магнитуд палеоземлетрясений не дают возможности с высокой надежностью выявить характер этого распределения на основе эмпирических данных. На настоящий момент существует целый набор полагаемых выполняющимися в природе, но кардинально различающихся моделей закона распределения редких сильнейших землетрясений.

Модель неограниченного по магнитуде продолжения обычного закона Гутенберга – Рихтера находит подкрепление в ряде недавних публикаций [Rogozhin *et al.*, 2010, 2013; Rogozhin, Rodina, 2012], где приводятся свидетельства в пользу сохранения прямолинейности графика повторяемости землетрясений вплоть до событий с повторяемостью раз в несколько тысяч лет. Однако эта модель заведомо неточна, так как при типичных значениях наклона графика повторяемости землетрясений неограниченный закон Гутенберга – Рихтера отвечает бесконечным значениям средних по времени величин выделенных сейсмической энергии и сейсмического момента. Таких бесконечных значений быть не может, отсюда следует, что, начиная с каких-то значений магнитуд, закон Гутенберга – Рихтера должен нарушаться, и число сильнейших событий должно убывать существенно скорее этого закона. Наиболее простой вариант такого изменения дает модель резкого обрезания закона повторяемости некоторым, достаточно большим, максимально возможным событием M_{\max} . Эта модель, однако, не вполне логична, так как непонятно, почему событие величиной M_{\max} еще вполне возможно и его вероятность подчиняется обычному закону Гуттенберга – Рихтера, но событие величиной $M_{\max} + \epsilon$, с некоторым небольшим, но не пренебрежимо малым значением ϵ реализоваться уже не может. Отсюда следует, что модель резкого обрезания может использоваться только как грубое приближение к истинному закону распределения.

Модели закона повторяемости с постепенным загибом вниз графика повторяемости более логичны. Эти модели не предполагают нарушения непрерывности закона повторяемости землетрясений и могут обеспечивать конечность средних значений сейсмической энергии и сейсмического момента. Закон распре-

деления может быть при этом ограниченным, с некоторым максимально возможным значением M_{\max} , или неограниченным (но с конечным средним значением). В модели [Kagan, 1994, 1999] отклонение от закона Гутенберга – Рихтера задается экспоненциальным множителем. В работе [Laherrere, Sornette, 1998] закон распределения аппроксимируется экспонентой с дробным (меньшим единицы) показателем степени. Модель резкого изменения угла наклона графика повторяемости от значения $\beta_1 < 1$ при меньших значениях магнитуд до значения $\beta_2 > 1$ при сильнейших землетрясениях предложена в работе [Pacheco *et al.*, 1992]. Все эти модели отвечают бесконечному закону распределения. Выбор наиболее адекватной модели загиба вниз графика повторяемости затруднен. В работе [Pisarenko, Sornette, 2003] показано, что в связи с малым числом сильнейших землетрясений в региональных исследованиях характер отклонения реальных распределений от обычного закона Гутенберга – Рихтера оценивается с большой погрешностью и может быть описан различными моделями. Обоснованный выбор между моделями возможен только или при получении большого объема дополнительной информации о распределении сильнейших землетрясений, или на основе соображений теоретического характера. На настоящий момент только модель [Pacheco *et al.*, 1992] имеет некоторое физическое обоснование в виде ссылки на возможное различие эффективной размерности вмещающего пространства для обычных и сильнейших землетрясений; для обычных землетрясений вмещающее пространство полагается трехмерным, а для сильнейших событий с большим размером очага – двумерным. Отметим, что эмпирически оцениваемые изменения величин наклона графика повторяемости ($\beta_2 - \beta_1$) не противоречат теоретически ожидаемому изменению размерности эффективного вмещающего пространства на единицу [Pisarenko, Rodkin, 2007].

В отдельных случаях наблюдается эффект значительного (по сравнению с законом Гутенберга – Рихтера) увеличения числа землетрясений некоторой, близкой к максимально возможной, магнитуды. Такие землетрясения принято называть характеристическими, так как часто предполагается, что они отвечают активизации всей разломной зоны данного региона [Wesnousky *et al.*, 1983]. Статистическая обоснованность модели характеристических землетрясений исследовалась в работе [Kagan, 1993] и была признана неубедительной. Тем не менее эта модель применяется достаточно широко. В частности, она использовалась

при создании комплектов карт сейсмической опасности ОСР-2012 и их модификации ОСР-2014 [Ulomov, Bogdanov, 2013; и др.].

Из вышеизложенного видна важность исследования различных вариантов характера поведения функции распределения землетрясений в области редких сильнейших землетрясений. Ниже этот вопрос исследуется на основе использования положений теории экстремальных значений и в рамках модели мультиплексивного каскада.

2. ХАРАКТЕР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СИЛЬНЕЙШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В СВЕТЕ ТЕОРИИ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ЗНАЧЕНИЙ

В теории экстремальных значений имеются две предельные теоремы, для выполнения которых требуется непрерывность анализируемой функции распределения и существование зависящих от объема выборки n констант центрирования a_n и нормировки c_n таких, чтобы нормированное распределение случайной величины $(x_n - a_n)/c_n$ стремилось при неограниченном увеличении n к некоторому невырожденному распределению (это не всегда возможно). В первой теореме для совокупности одинаково распределенных независимых случайных величин x_i показано, что с ростом h распределение нормированных выбросов за порог h стремится к Обобщенному распределению Парето (Generalized Pareto distribution, GPD):

$$GPD(z|\xi, s, h) = 1 - (1 + \xi(z - h)/s)^{-1/\xi}, \quad (1)$$

где $z \geq h$; $1 + \xi(z - h)/s \geq 0$.

Во второй предельной теореме рассматриваются распределения максимальных значений за равные (увеличивающиеся) интервалы времени. Показано, что распределение таких величин (после соответствующей нормировки) стремится к Обобщенному распределению экстремальных значений, GEV. Процедуры использования предельных распределений GPD и GEV во многом аналогичны, поэтому ниже ограничимся кратким описанием случая GPD. Полное описание приведено в монографиях [Pisarenko, Rodkin, 2007, 2010].

Из (1) видно, что функция распределения GPD зависит от параметров ξ , s и от величины порога h (параметр s , в свою очередь, зависит от h). Параметр ξ ($-\infty < \xi < +\infty$) называется параметром формы, параметр s ($s > 0$) – нормирующий параметр. При $\xi=0$ GPD переходит в экспоненциальное распределение:

$$GPD(z|0, s, h) = 1 - \exp(-(z - h)/s), \quad z \geq h. \quad (2)$$

Процедура оценки параметров ξ и s , подробно описанная в статье [Pisarenko et al., 2014] и в монографиях [Pisarenko, Rodkin, 2007, 2010, 2014], вкратце такова.

Пусть выборка (x_1, x_2, \dots, x_n) является результатом наблюдений случаев превышения порога h в моменты времени t_1, \dots, t_n отвечающие случайному Пуассоновскому процессу с интенсивностью λ . Пусть порог h выбран достаточно большим, чтобы удовлетворялись условия предельной теоремы. Тогда распределение значений $(x_1-h, x_2-h, \dots, x_n-h)$ будет описываться предельным распределением GPD (1) с некоторыми подлежащими определению параметрами (ξ, s) . Для определения параметров можно использовать метод максимального правдоподобия.

После получения оценок параметров ξ и s для данного порога h можно рассчитать все необходимые статистические характеристики распределения максимальных значений $\{x\}$ на любом интервале времени наблюдений. Выбор величины порога h определяется компромиссом между требованием увеличения порога (чтобы удовлетворить условиям предельной теоремы) и требованием уменьшения порога (чтобы оставалось большее число членов $x_i > h$ для оценки параметров ξ и s). Ряд дополнительных критериев, облегчающих такой выбор, описан в монографиях [Pisarenko, Rodkin, 2007, 2010, 2014].

Важно, что величина параметра формы ξ характеризует вид анализируемого распределения $\{x\}$. Положительные значения ξ отвечают степенному закону распределения величин $\{x\}$. Значение $\xi=0$ соответствует экспоненциальному закону распределения величин $\{x\}$. Отрицательному значению параметра формы $\xi < 0$ соответствуют ограниченные предельные GPD и GEV распределения и, соответственно, ограниченное исходное исследуемое распределение. При этом интервал изменения величин выбросов наблюдений выше порога h задается неравенствами $h \leq X \leq h - s/\xi$, т.е., имеется крайняя правая граница исходного распределения равная $h - s/\xi$, $\xi < 0$. Используя для максимально возможного значения привычное для сейсмологии обозначение M_{\max} , получаем:

$$M_{\max} = h - s/\xi, \quad \xi < 0, s, h > 0. \quad (3)$$

Не вдаваясь в детали, отметим, что из (3) видно, что при малых (близких по абсолютной величине к нулю) значениях ξ значения M_{\max} быстро растут. Такая неробастность величин M_{\max} отвечает известному факту недолговечности карт общего сейсмического районирования. Как известно, такие карты приходится регулярно, раз в 10–20 лет, пересматривать, так как сильные землетрясения регулярно происходят в областях, ранее считавшихся слабосейсмичными или даже асейсмичными. Более детально этот вопрос изложен в статье [Pisarenko et al., 2014] и в монографиях [Pisarenko, Rodkin, 2007, 2010, 2014].

Для настоящего изложения наиболее существенно то, что в большинстве рассмотренных нами случаев значения ξ оказались равными -0.2 ± 0.1 (табл. 1). Таким образом, использование метода предельных

Т а б л и ц а 1. Параметры аппроксимирующих GPD-распределений для мировых и региональных каталогов землетрясений
Table 1. The parameters of the approximating GPD-distributions for global and regional earthquake catalogs

| Регион, интервал времени, глубина | Диапазон магнитуд, число основных событий | Параметр формы ξ GPD | Квантиль $Q_{q(t)}$ | M_{\max} | Источник |
|--|---|--------------------------|----------------------|------------|---------------------------|
| Мировой Гарвардский каталог (CMT), 1976–2003, $H \leq 70$ км | $mW \geq 7.4$, $n = 80$ | –0.39 | $Q_{0.90}(10) = 8.4$ | 8.5 | [Pisarenko et al., 2014] |
| CMT каталог, 1977–2006, $H \leq 70$ км | $mW \geq 6.8$, $n = 264$ | –0.20 | $Q_{0.90}(10) = 8.8$ | 9.6 | [Pisarenko, Rodkin, 2008] |
| CMT каталог, 1976–2012, $H \leq 70$ км | $mW \geq 7.55$, $n = 75$ | –0.0005 | $Q_{0.90}(10) = 9.2$ | 580 | [Pisarenko et al., 2014] |
| Япония, 1923–2007, $H \leq 70$ км | $mW \geq 6.8$, $n = 160$ | –0.20 | $Q_{0.90}(10) = 8.3$ | 9.3 | [Pisarenko, Rodkin, 2010] |
| Фенноскандия, 1900–2005 | $mW \geq 3.4$, $n \geq 400$ | –0.28 | $Q_{0.95}(10) = 5.3$ | 5.7 | [Pisarenko, Rodkin, 2010] |

распределений свидетельствует в пользу реализации модели сглаженного обрезания (загиба вниз) графика повторяемости. При этом выявляется, что загиб описывается конечным законом распределения, то есть оказывается «более быстрым», чем предполагается в рамках широко распространенной модели Я. Кагана [Kagan, 1994, 1999], отвечающей экспоненциальному закону убывания. К случаю экспоненциального закона распределения приближаются распределения для малых по абсолютной величине значений ξ . Для мирового каталога сейсмических моментов GCMT такой случай реализуется, например, для интервала времени 1976–2012 гг. (табл. 1).

3. ХАРАКТЕР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕЛИЧИН ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В РАМКАХ МОДЕЛИ МУЛЬТИПЛИКАТИВНОГО КАСКАДА

Сейсмический режим обычно принято трактовать как пример реализации самоорганизующейся критичности (SOC). В рамках этой модели [Bak et al., 1988; Turcotte, 1999; Sornette, 2006; Sobolev, Ponomarev, 2003; и др.] предполагается, что сейсмический режим самопроизвольно эволюционирует к критическому состоянию. Реализация характерных для сейсмичности степенных законов трактуется в рамках модели SOC по аналогии с критическими явлениями. Но эта аналогия довольно условна. Как известно, критические явления (в частности, фазовые переходы второго рода) протекают без выделения или поглощения энергии, что и служит их фундаментальной особенностью, определяющей закономерности критического поведения. Напротив, при землетрясениях, особенно сильных, происходит огромное выделение энергии. Отсюда следует, что интерпретация режима сейсмичности в рамках модели SOC не является вполне удовлетворительной и требуется разработка иных вариантов интерпретации.

Статистическое описание сейсмического процесса

часто реализуют в рамках эпидемической модели сейсмического процесса Epidemic Type Aftershocks-Sequences, ETAS [Ogata, 1988, 1998; и др.], которая объединяет закон повторяемости Гутенберга – Рихтера и Обобщенный закон Омори. Модель ETAS носит, однако, чисто статистический характер, и определение параметров модели не позволяет существенно продвинуться в понимании физики сейсмического процесса.

Модель, предложенная в работе [Rodkin, 2011], объединяет положительные стороны статистической ETAS модели и претендующей на физическую интерпретацию модели SOC. Она описывает статистику сейсмического режима в терминах, характеризующих активность протекающих в среде неравновесных процессов, иерархичность среды и память среды, в которой сейсмический процесс реализуется. В рамках этой модели сейсмический режим трактуется как последовательность большого числа эпизодов лавинообразной релаксации, случайным образом реализующихся на множестве метастабильных подсистем. Модель позволяет имитировать такие известные эмпирические закономерности сейсмического режима, как закон повторяемости землетрясений Гутенберга – Рихтера, уменьшение наклона графика повторяемости в окрестности сильных землетрясений, развитие афтершокового каскада и существование предвестниковой активизации и сейсмического цикла [Rodkin, 2011].

В данной работе предлагается развитие модели мультиплексивного каскада с целью описания поведения хвоста функции распределения в области редких сильнейших землетрясений. Будет моделироваться эффект загиба вниз графика повторяемости землетрясений и возможность реализации режима характеристических землетрясений. Возможность описания этих двух эффектов достигается добавлением в кинетическое уравнение мультиплексивного каскада нелинейных членов высшего порядка (квадратичного, кубического и четвертой степени).

Прежде чем переходить к описанию усложненной

нелинейной схемы мультипликативного каскада, кратко напомним ее линейный вариант. Опишем модель в терминах рекуррентных соотношений; более длинное описание в терминах дифференциальных уравнений приводится в [Rodkin et al., 2008]. Пусть начавшееся произвольное событие (землетрясение) величиной (энергией, сейсмическим моментом) X_i в некоторый момент времени t_i с вероятностью p может продолжить свое развитие или прекратиться с вероятностью $(1-p)$. В случае прекращения процесса на i -м шаге величина землетрясения полагается равной достигнутому к этому шагу значению X_i . В случае продолжения процесса релаксации метастабильной подсистемы примем, что величина события X_{i+1} в следующий момент времени t_{i+1} возрастает до значения:

$$X_{i+1} = r \times X_i, \quad (4)$$

где $r > 1$ – случайный параметр, со средним значением, большим 1. Начальное (на первом шаге) значение величины землетрясения положим равным X_0 .

В схеме (4) вероятность прерывания процесса на n -й стадии и получения значения $X=X_0 \cdot r^n$ равна $(1-p) \times p^n$. Отсюда имеем, что хвост функции распределения $F(X_n > X)$ описывается соотношением: $(1-F(X)) = p^{\lg(X)/\lg(r)}$, или, переписывая это соотношение иначе,

$$\lg(1-F(X)) = \lg(p)/\lg(r) \times \lg(X), \quad (5)$$

откуда имеем степенную зависимость для хвоста функции распределения $(1-F(X))$. При постоянной величине r на выходе процедуры (4) получаем дискретное иерархическое распределение величин землетрясений. С ростом случайного разброса значений r ступенчатый характер модельных распределений сглаживается, и в пределе получаем распределение, аналогичное обычному графику повторяемости событий (землетрясений) в координатах $\{\lg(X), \lg(N)\}$. Наклон графика повторяемости в двойных лог-координатах $\{\lg(X), \lg(N)\}$ равен $\beta = \lg(1/p)/\lg(r)$, где параметр β имеет смысл, аналогичный наклону графика повторяемости землетрясений в законе Гутенберга – Рихтера (для величин энергии или сейсмического момента землетрясений). Несложно подобрать значения параметров модели r и p таким образом, чтобы получаемые значения наклона графика повторяемости и величины X отвечали типичным значениям для закона повторяемости величин сейсмического момента.

Даже уже такая – предельно простая – модель оказывается содержательной. Она продуцирует [Rodkin et al., 2008; Rodkin, 2011] известный «прогнозный» признак – интервалам времени возникновения сильных землетрясений отвечают (в среднем) пониженные значения наклона графика повторяемости β . Эта связь имеет в модели вероятностный характер. Реализации больших значений магнитуд статистически отвечают значениям параметров модели p и r , соответствующие

также и меньшим значениям наклона графика повторяемости. Естественный вариант задания памяти в системе [Rodkin, 2011] позволяет получить закон Омори для афтершокового каскада, эффект предвестниковой активизации, а также «возникновение» сейсмического цикла. Такое расширение, однако, лежит вне тематики данной статьи, посвященной анализу режима сильнейших землетрясений, так как редкие сильнейшие события в сейсмологии полагаются независимыми.

4. МОДЕЛЬ НЕЛИНЕЙНОГО МУЛЬТИПЛИКАТИВНОГО КАСКАДА

Линейной модели мультипликативного каскада (4) – (5) присущи те же трудности, что и классическому закону повторяемости землетрясений Гутенберга – Рихтера, а именно, среднее значение сейсмической энергии (сейсмического момента) оказывается бесконечным. Задающее загиб вниз графика повторяемости усложнение мультипликативного каскада удобно выразить в виде:

$$X_{i+1} = r \times X_i - r_2 \times (X_i / A_{02})^2, \quad (6)$$

где $r_2, A_{02} > 0$. Параметр A_{01} при этом как бы задает уровень событий, начиная с которого проявляется эффект загиба, а параметр r_2 регулирует скорость изменений в поведении графика.

Режим возникновения характеристических землетрясений естественно задать добавлением в соотношение (6) положительного кубического члена. После такого добавления, однако, снова возникает проблема конечности мощности источника сейсмической энергии. Для удовлетворения условию конечности сейсмической энергии в уравнение следует добавить также и отрицательное слагаемое более высокой (скажем четвертой) степени по X . Отсюда получаем финальное нелинейное соотношение, позволяющее имитировать эффект загиба вниз графика повторяемости землетрясений и возможность возникновения характеристических землетрясений:

$$X_{i+1} = r \times X_i - r_2 \times (X_i / A_{02})^2 + r_3 \times (X_i / A_{03})^3 - r_4 \times (X_i / A_{04})^4. \quad (7)$$

В соотношении (7) естественно принять $A_{04} \gg A_{03} \gg A_{02}$. В этом случае при сравнимых значениях параметров r по мере роста силы событий (величины X) сначала будет реализовываться загиб графика повторяемости вниз, затем будет область доминирующего развития характеристических землетрясений, затем проявится окончательный загиб вниз графика повторяемости. При этом модельный график повторяемости будет качественно аналогичен таковому при реализации режима характеристических землетрясений.

5. РАЗЛИЧИЕ ХАРАКТЕРА ГРАФИКОВ ПОВТОРЯЕМОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ДЛЯ РАЗНЫХ РЕГИОНОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

На рис. 1 изображено распределение очагов землетрясений Юго-Восточной Азии по данным пополняемого регионального каталога Юго-Восточной Азии. Ниже рассматриваются без пропусков регистрируемые события $M5+$ с 1964 по апрель 2013 г. Видно, что сейсмичность распадается на ряд зон, часть из которых отвечает зонам субдукции, а часть – внутренним районам. Сравним характер сейсмичности в шести показанных на рисунке регионах, отвечающих резко повышенной плотности числа землетрясений. Два из этих шести районов отвечают внутренним областям, а четыре – разным участкам зон субдукции. Число независимых $M5+$ событий в регионах и некоторые другие параметры сейсмичности приведены в табл. 2.

На рис. 2, а, б, в, приведены графики повторяемости для внутренних районов и для участков зон субдукции. Характер графика повторяемости для двух континентальных областей и для участков зон субдукции в нашем случае оказался существенно

различным. Для континентальных областей (рис. 2, а) вполне отчетливо проявлен эффект загиба вниз графика повторяемости и нет признаков реализации «отскакивающих», экстремально сильных характеристических событий. Наоборот, для всех участков зон субдукции (рис. 2 б, в) более или менее определенно выявляются характеристические землетрясения.

Естественно, реализация на данном временном интервале редкого отскакивающего характеристического землетрясения является случайным процессом. Однако определенная систематичность, когда все предположительно характеристические землетрясения наблюдаются именно в областях зон субдукции, дает основания не только рассмотреть формальную модель описания различий в поведении хвоста функции распределения в терминах схемы (6) для континентальных районов и схемы (7) – для районов зон субдукции, но и обсудить возможные физические причины такого различия.

6. ОБСУЖДЕНИЕ

Долгосрочная оценка сейсмической опасности в решающей степени зависит от характера распределения

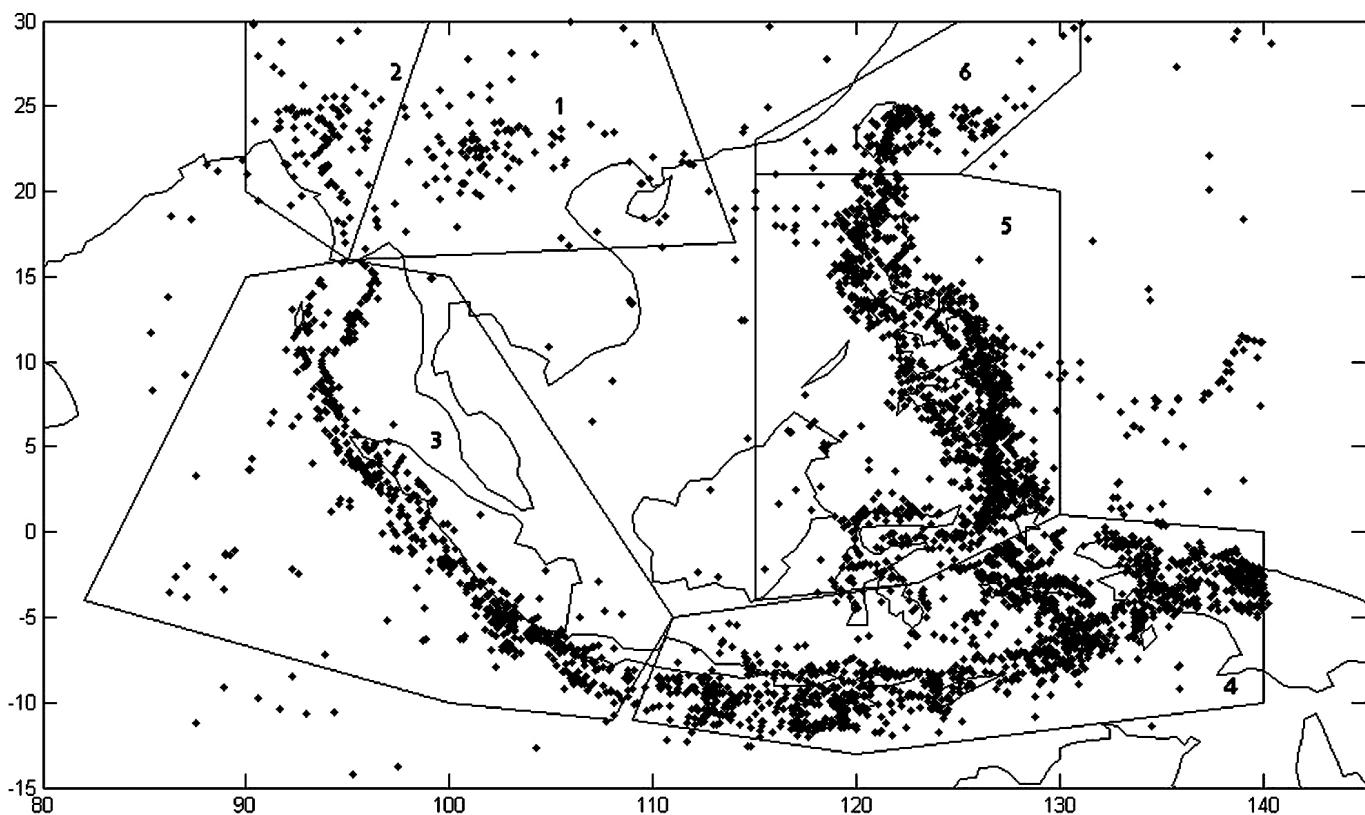


Рис. 1. Расположение выбранных для анализа регионов (№ 1–6). Точками отмечены эпицентры землетрясений $M5+$ (1964–2012 гг.).

Fig. 1. Locations of regions under study (1 – 6). Points show $M5+$ earthquake epicentres (from 1964 to 2012).

Т а б л и ц а 2. Параметры сейсмичности выбранных подрегионов Юго-Восточной Азии

T a b l e 2. Parameters of seismicity of the selected sub-regions of Southeast Asia

| № региона | Число событий | Ориентировочное число характеристических событий |
|-----------|---------------|--|
| 1 | 204 | 0 |
| 2 | 115 | 0 |
| 3 | 2408 | 8 |
| 4 | 3032 | 5 |
| 5 | 3970 | 25 |
| 6 | 769 | 8 |

ния редких сильнейших землетрясений. В настоящее время широко используется несколько принципиально различающихся вариантов поведения хвоста функции распределения. Наиболее часто рассматриваются варианты резкого обрезания обычного закона Гутенберга – Рихтера, модель загиба вниз графика повторяемости и модель возникновения характеристических землетрясений. Нами вопрос поведения хвоста функции распределения исследован на основе использования предельных теорем теории экстремальных значений и путем моделирования сейсмического режима мультиплексивным каскадом.

Анализ инструментальных каталогов землетрясений (мировых и региональных) на основе предельных распределений теории экстремальных значений показал, что в большинстве случаев величина параметра формы предельного распределения ξ оказывается в диапазоне $\xi = -0.2 \pm 0.1$. А как известно, при отрицательных значениях ξ хвост распределения описывается конечным распределением [Pisarenko, Rodkin, 2007, 2010, 2014; Pisarenko et al., 2014]. Это можно было предвидеть. Все реально оцениваемые величины конечны. Отсюда можно предполагать, что и их распределения также должны быть конечны. Бесконечные распределения могут в отдельных случаях лучше описывать эмпирические данные, но следует ожидать, что с ростом объема выборок ситуация изменится и конечные распределения станут описывать эмпирические данные лучше.

Из конечности распределения следует, что широко используемое в расчетах сейсмической опасности значение максимально возможного землетрясения M_{max} существует. Однако практическое применение существование M_{max} имеет далеко не всегда. Действительно, плотность предельной функции распределения GPD в окрестности точки M_{max} изменяется как $f(M) \approx (M_{max} - M)^{-1-1/\xi}$ [Pisarenko et al., 2014]. Отсюда для типичного по таблице 2 значения $\xi = -0.2$ имеем $f(M) \approx (M_{max} - M)^4$. То есть, в левой окрестности точки M_{max} имеем область крайне малых значений $f(M)$. Вряд ли в этом случае значение M_{max} может быть определено с большой точностью. В тех же относительно редких случаях, когда значения ξ приближаются к нулю, а

предельное распределение, соответственно, приближается к бесконечному экспоненциальному, значения M_{max} резко возрастают (табл. 2, расчет по Мировому каталогу GCMT за 1976–2012 годы) и становятся неустойчивыми. Отсюда следует потенциальная неробастность и относительно низкая практическая ценность широко используемого параметра M_{max} .

Выше уже отмечался тот неожиданный результат, что величина параметра формы предельного распределения ξ оказалась в большинстве случаев равной $\xi = -0.2 \pm 0.1$. Модель мультиплексивного каскада позволила пояснить этот результат. А именно, численное моделирование показало, что при достаточно широком интервале значений параметра r^2 из (6) средние значения получаемых величин параметра формы ξ оказываются как раз в указанном интервале значений.

Исследования методом предельных распределений не выявили явных случаев реализации режима характеристических землетрясений. Режимы реализации характеристических землетрясений и загиба вниз графика повторяемости моделировались в рамках схемы мультиплексивного каскада. Идея лавинообразности процесса развития землетрясений, лежащая в основе схемы мультиплексивного каскада, не нова. Достаточно сослаться на название известной ЛНТ (лавинно-неустойчивого трещинообразования) модели подготовки землетрясения [Myachkin et al., 1975]. Отметим также работу [Sobolev, 2010], в которой развитие очага землетрясения трактуется как процесс последовательного разрушения метастабильных зон. Модель мультиплексивного каскада основывается на довольно естественных физических параметрах. Ключевыми параметрами модели является параметр пространственной иерархичности среды (параметр r , во многом аналогичный параметру иерархичности по М.А. Садовскому [Sadovsky, 1989]), и параметр r , характеризующий вероятность продолжения начавшегося процесса лавинообразной релаксации метастабильного состояния. Такая модель, при дополнительном учете памяти среды, позволила описать не только закон повторяемости землетрясений Гутенберга – Рихтера, но и закон Омори, и существование форшоковой активизации и сейсмического цикла. В данной работе было

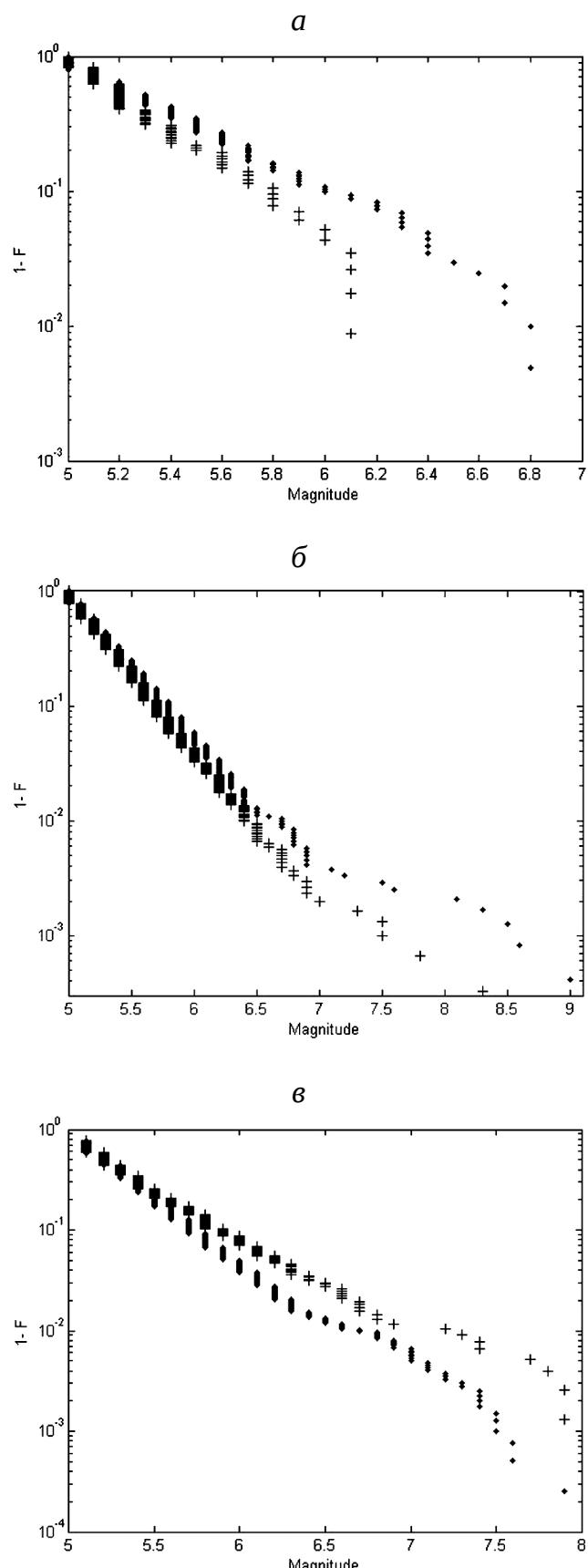


Рис. 2. Эмпирические хвосты функции распределения для регионов № 1–6 с рис. 1: a – 1, 2; b – 3, 4 и c – 5, 6. Первый регион – точки, второй – «+».

Fig. 2. Empirical tails of distribution functions for regions 1 to 6 shown in Fig. 1: a – 1, 2; b – 3, 4 and c – 5, 6. The first region – points; the second region – “+”.

показано, что режимы загиба вниз графика повторяемости и режим реализации характеристических землетрясений могут быть смоделированы при добавлении в кинетическое уравнение каскада (соотношения (4, 6, 7)) нелинейных членов.

Обратимся теперь к обсуждению возможных физических причин разнообразия, наблюдаемого в характере распределения сильнейших сейсмических событий в разных регионах. В этой связи обращает на себя внимание то, что в Юго-Восточной Азии все проявления «отскакивающих» характеристических землетрясений оказались локализованными в пределах зон субдукции. Естественно, это может оказаться случайным совпадением. Этот эффект может быть связан также с тем, что в зонах субдукции реализуется большее число землетрясений, соответственно в этих зонах и больше вероятность реализации редких характеристических землетрясений. При этом для реализации характеристических землетрясений во внутриплитных обстановках может требоваться больше времени.

Но можно предположить и альтернативное объяснение. Из схемы мультиплекативного каскада (7) видно, что условием возникновения «отскакивающих» характеристических землетрясений является возникновение положительных нелинейных обратных связей между достигнутым к данному моменту размером области разрушения и скоростью его дальнейшего роста. Физически такие дополнительные положительные обратные связи должны быть, по-видимому, связаны с наличием в очаговой области дополнительных механизмов развития неустойчивости. Применительно к зонам субдукции такой дополнительный механизм может быть связан с повышенной активностью в них флюидного режима и большей концентрацией флюидной фазы.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Характер поведения хвоста функции распределения в области наиболее редких сильнейших землетрясений имеет ключевое значение для оценки долгосрочной сейсмической опасности. Однако краткость инструментальных каталогов землетрясений и большая погрешность определения магнитуд палеоземлетрясений не дают возможности решить этот вопрос на основе эмпирических данных. Оказалось возможным только сформулировать несколько альтернативных вариантов возможного поведения хвоста функции распределения: модель продолжения обычного закона Гутенберга

– Рихтера вплоть до некоторого максимально возможного события M_{max} , модели с загибом вниз графика повторяемости землетрясений и модель реализации характеристических землетрясений. В статье эти модели исследованы на основе общих физических законов, теоретических представлений, следующих из получаемых экстремальных значений (на основе использования Обобщенного распределения максимальных значений (GEV) и Обобщенного распределения Парето, GPD), и модели описания сейсмического режима мультиплекативным каскадом.

Анализ сейсмического режима методом предельных распределений подтвердил типичность реализации загиба вниз графика повторяемости и то, что закон распределения в большинстве случаев является ограниченным. Описание эффектов загиба вниз графика повторяемости землетрясений и возможности возникновения характеристических землетрясений реализовано в рамках схемы мультиплекативного каскада путем добавления нелинейных членов в кинетическое уравнение каскада. Отсюда возможность возникновения характеристических землетрясений связана в модели с возникновением нелинейных положительных соотношений между текущей величиной зоны сейсмической подвижки (или иной подобной характеристики) и скоростью роста области подвижки. Результаты моделирования сопоставляются с данными по сейсмичности Юго-Восточной Азии. Для данного региона возникновение довольно значительного числа характеристических землетрясений оказалось приуроченным исключительно к зонам субдукции. Высказывается предположение, что обеспечивающая возникновение характеристических землетрясений положительная обратная связь вызвана повышенной активностью флюидного режима в зонах субдукции.

Отметим, что предложенное расширение схемы линейного мультиплекативного каскада (6) может иметь применение не только в сейсмологии. Ранее [Rodkin et al., 2008] схема линейного мультиплекативного каскада была использована для интерпретации степенного распределения числа месторождений (рудных и УВ) в зависимости от объема запасов. В работе [Rodkin, Shatahshyan, 2013] отмечается, однако, что для ряда видов рудного сырья фиксируется эффект загиба вниз степенного закона распределения, аналогично загибу вниз графика Гутенберга – Рихтера. Отсюда можно прийти к заключению о применимости схемы (6) – (7) для интерпретации также и этих случаев.

Работа была частично поддержана фондом РФФИ, проект № 14-05-00776.

8. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Bak P., Tang C., Wiesenfeld K., 1988. Self-organised criticality. *Physical Review A: Atomic, Molecular, and Optical Physics* 38, 364–374. <http://dx.doi.org/10.1103/PhysRevA.38.364>.
- Kagan Y.Y., 1993. Statistics of characteristic earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 83 (1), 7–24.

- Kagan Y.Y., 1994. Observational evidence for earthquakes as a nonlinear dynamic process. *Physica D: Nonlinear Phenomena* 77 (1), 160–192. [http://dx.doi.org/10.1016/0167-2789\(94\)90132-5](http://dx.doi.org/10.1016/0167-2789(94)90132-5).
- Kagan Y.Y., 1999. Universality of the seismic moment-frequency relation. In: Seismicity Patterns, their Statistical Significance and Physical Meaning. *Pageoph Topical Volume*, p. 537–573. http://dx.doi.org/10.1007/978-3-0348-8677-2_16.
- Laherrere J., Sornette D., 1998. Stretched exponential distributions in nature and economy: «fat-tails» with characteristic scales. *The European Physical Journal B-Condensed Matter and Complex Systems* 2 (4), 525–539. <http://dx.doi.org/10.1007/s100510050276>.
- Myachkin V.I., Kostrov B.V., Sobolev G.A., Shamina O.G., 1975. Fundamentals of physics of foci and precursors of earthquake. In: Physics of Earthquake Foci. Nauka, Moscow, p. 6–29 (in Russian) [Мячкін В.І., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шаміна О.Г. Основы фізики очага и предвестники землетрясений // Фізика очага землетрясения. М.: Наука, 1975. С. 6–29].
- Ogata Y., 1988. Statistical models for earthquake occurrence and residual analysis for point processes. *Journal of the American Statistical Association* 83 (401), 9–27. <http://dx.doi.org/10.1080/01621459.1988.10478560>.
- Ogata Y., 1998. Space-time point-process models for earthquake occurrence. *Annals of the Institute of Statistical Mathematics* 50 (2), 379–402. <http://dx.doi.org/10.1023/A:1003403601725>.
- Pacheco J.F., Scholz C., Sykes L., 1992. Changes in frequency-size relationship from small to large earthquakes. *Nature* 355 (6355), 71–73. <http://dx.doi.org/10.1038/355071a0>.
- Pisarenko V.F., Rodkin M.V., 2007. Distributions with Large Tails: Application to Catastrophe Analysis. *Computational Seismology*, Issue 38. GEOS, Moscow, 240 p. (in Russian) [Пісаренко В.Ф., Родкін М.В. Распределения с тяжелыми хвостами: приложения к анализу катастроф // Вийчислительна сейсмологія. Вип. 38. М.: ГЕОС, 2007, 240 с.].
- Pisarenko V., Rodkin M., 2010. Heavy-Tailed Distributions in Disaster Analysis. *Advances in Natural and Technological Hazards Research*, Vol. 30. Springer, 190 p. <http://dx.doi.org/10.1007/978-90-481-9171-0>.
- Pisarenko V., Rodkin M., 2014. Statistical Analysis of Natural Disasters and Related Losses. *SpringerBriefs in Earth Sciences*. Springer, 89 p.
- Pisarenko V.F., Rodkin M.V., Rukavishnikova T.A., 2014. Estimation of the probability of strongest seismic disasters based on the extreme value theory. *Izvestiya. Physics of the Solid Earth* 50 (3), 311–324 <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351314030070>.
- Pisarenko V.F., Sornette D., 2003. Characterization of the frequency of extreme earthquake events by the generalized pareto distribution. *Pure and Applied Geophysics* 160 (12), 2343–2364. <http://dx.doi.org/10.1007/s0024-003-2397-x>.
- Rodkin M.V., 2011. Alternative to SOC concept-model of seismic regime as a set of episodes of random avalanche-like releases occurring on a set of metastable subsystems. *Izvestiya. Physics of the Solid Earth* 47 (11), 966–973 <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351311100107>.
- Rodkin M.V., Gvishiani A.D., Labuntsova L.M., 2008. Models of generation of power laws of distribution in the processes of seismicity and in formation of oil fields and ore deposits. *Russian Journal of Earth Sciences* 10 (5), ES5004. <http://dx.doi.org/10.2205/2007ES000282>.
- Rodkin M.V., Shatahyan A.R., 2013. Statistical analysis of catalogs of large and superlarge ore deposits: empirical regularities and their interpretation. *Geoinformatika* (4), 25–32 (in Russian) [Родкін М.В., Шатахян А.Р. Статистичний аналіз даних по крупним и суперкрупним месторождениям: емпірическі закономірності інтерпретація // Геоінформатика. 2013. № 4. С. 25–32].
- Rogozhin E.A., Novikov S.S., Rodina S.N., 2010. Paleo-earthquakes and long-term seismic mode of the Koryak upland region. *Geofizicheskie Issledovaniya* 11 (4), 35–43 (in Russian) [Рогожин Е.А., Новиков С.С., Родина С.Н. Палеоземлетрясения и долговременный сейсмический режим Корякского нагорья // Геофізическіе ісследованія. 2010. Т. 11. № 4. С. 35–43].
- Rogozhin E.A., Rodina S.N., 2012. Paleoseismic studies and the long-term seismic regime in the North of Sakhalin Island. *Seismic Instruments* 48 (4), 333–341. <http://dx.doi.org/10.3103/S0747923912040032>.
- Rogozhin E.A., Shen J., Rodina S.N., 2013. Comparison of seismotectonic peculiarities of Altai Mountains and Mongolian Altai. *Seismic Instruments* 49 (4), 285–296. <http://dx.doi.org/10.3103/S0747923913040063>.
- Sadovsky M.A. (Ed.), 1989. Discrete Properties of Geophysical Medium. Nauka, Moscow, 176 p. (in Russian) [Дискретные свойства геофизической среды / Отв. ред. М.А. Садовский. М.: Наука, 1989. 176 с.].
- Sobolev G.A., 2010. The earthquake predictability concept based on seismicity dynamics under triggering impact. In: Extreme natural phenomena and catastrophes. V. 1. Assessment and Ways to Mitigation of Negative Consequences of Extreme Natural Phenomena. Institute of the Earth's Physics RAS, Moscow, p. 15–43 (in Russian) [Соболев Г.А. Концепция предсказуемости землетрясений на основе динамики сейсмичности при триггерном воздействии // Екстремальні природні явища і катастрофи. Т. 1. Оцінка і піти сниження негативних последствій екстремальних природних явищ. М.: ІФЗ РАН, 2010. С. 15–43].
- Sobolev G.A., Ponomarev V.A., 2003. Physics of Earthquakes and Precursors. Nauka, Moscow, 270 p. (in Russian) [Соболев Г.А., Пономарев В.А. Фізика землетрясень и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.].

- Sornette D., 2006. Critical Phenomena in Natural Sciences. *Chaos, fractals, selforganization and disorder: concepts and tools*. Springer, Berlin, 450 p.
- Turcotte D.L., 1999. Seismicity and self-organized criticality. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 111 (3–4), 275–293. [http://dx.doi.org/10.1016/S0031-9201\(98\)00167-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0031-9201(98)00167-8).
- Ulomov V.I., Bogdanov M.I., 2013. A new set of the seismic zoning maps of the Russian Federation (GSZ-2012). *Inzhe-nernye Izyskaniya* (8), 30–39 (in Russian) [Уломов В.И., Богданов М.И. Новый комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации (ОCP-2012) // Инженерные изыскания. 2013. № 8. С. 30–39].
- Wesnousky S.G., Scholz C.H., Shimazaki K., Matsuda T., 1983. Earthquake frequency distribution and the mechanics of faulting. *Journal Geophysical Research* 88 (B11), 9331–9340. <http://dx.doi.org/10.1029/JB088iB11p09331>.



Родкин Михаил Владимирович, докт. физ.-мат. наук, г.н.с.
Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН
117485, Москва, ул. Профсоюзная, 84/32, Россия
✉ e-mail: rodkin@mitp.ru

Rodkin, Mikhail V., Doctor of Physics and Mathematics, Chief Researcher
Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics RAS
84/32 Profsoyuznaya street, Moscow 117485, Russia
✉ e-mail: rodkin@mitp.ru



Писаренко Владилен Федорович, докт. физ.-мат. наук, профессор, г.н.с.
Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН
117485, Москва, ул. Профсоюзная, 84/32, Россия
✉ e-mail: pisarenko@yasenevo.ru

Pisarenko, Vladilen F., Doctor of Physics and Mathematics, Professor, Chief Researcher
Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics RAS
84/32 Profsoyuznaya street, Moscow 117485, Russia
✉ e-mail: pisarenko@yasenevo.ru



Нgo Thi Lu, докт. физ.-мат. наук, с.н.с.,
Институт геофизики Академии наук и технологий Вьетнама,
Ханой, Хоанг Куок Вьет, А8-18, Вьетнам,
✉ e-mail: ngothilu@yahoo.com; ngothiluigp@gmail.com

Ngo Thi Lu, Doctor of Physics and Mathematics, Senior Researcher
Institute of Geophysics, Vietnam Academy of Science & Technology
Building A8 - 18 Hoang Quoc Viet, Cau Giay, Hà Nội, Vietnam
✉ e-mail: ngothilu@yahoo.com; ngothiluigp@gmail.com



Рукавишникова Татьяна Александровна, н.с.
Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН
117485, Москва, ул. Профсоюзная, 84/32, Россия,
✉ e-mail: rukavishnikova_t@mail.ru

Rukavishnikova, Tat'yana A., Researcher
Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics RAS
84/32 Profsoyuznaya street, Moscow 117485, Russia
✉ e-mail: rukavishnikova_t@mail.ru



EXPERIMENTAL STUDY OF DECOMPRESSION, PERMEABILITY AND HEALING OF SILICATE ROCKS IN FAULT ZONES

V. Ya. Medvedev¹, L. A. Ivanova¹, B. A. Lysov², V. V. Ruzhich¹, M. V. Marchuk¹

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

² Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Abstract: The article presents results of petrophysical laboratory experiments in studies of decompression phenomena associated with consequences of abrupt displacements in fault zones. Decompression was studied in cases of controlled pressure drop that caused sharp changes of porosity and permeability parameters, and impacts of such decompression were analyzed. Healing of fractured-porous medium by newly formed phases was studied. After experiments with decompression, healing of fractures and pores in silicate rock samples (3×2×2 cm, 500 °C, 100 MPa) took about 800–1000 hours, and strength of such rocks was restored to 0.6–0.7 of the original value. In nature, fracture healing is influenced by a variety of factors, such as size of discontinuities in rock masses, pressure and temperature conditions, pressure drop gradients, rock composition and saturation with fluid. Impacts of such factors are reviewed.

Key words: physical experiment, decompression, permeability, fracture healing, earthquake.

Recommended by A.V. Ivanov

Citation: Medvedev V.Ya., Ivanova L.A., Lysov B.A., Ruzhich V.V., Marchuk M.V. 2014. Experimental study of decompression, permeability and healing of silicate rocks in fault zones. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (4), 905–917. doi:10.5800/GT-2014-5-4-0162.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ДЕКОМПРЕССИИ, ПРОНИЦАЕМОСТИ И ЗАЛЕЧИВАНИЯ СИЛИКАТНЫХ ПОРОД В ЗОНАХ РАЗЛОМОВ

В. Я. Медведев¹, Л. А. Иванова¹, Б. А. Лысов², В. В. Ружич¹, М. В. Марчук¹

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

Аннотация: Рассмотрены результаты петрофизических лабораторных экспериментов по изучению явлений декомпрессии, связанных с последствием скачкообразных смещений в зонах разломов. Измерялись и анализировались последствия декомпрессии при регулируемом спаде давлений, которая приводила к резкому изменению параметров пристости и проницаемости. Изучались процессы залечивания новообразованными фазами раскрывшегося трещинно-порового пространства. Показано, что после экспериментов с декомпрессией время зарашивания трещин и

пор образцов силикатных пород размером $3 \times 2 \times 2$ см при температуре 500°C , давлении 100 МПа составляет порядка 800–1000 часов с восстановлением их прочности 0.6–0.7 по отношению к исходной. Рассматривается влияние основных факторов: размеров нарушений сплошности породных массивов, РТ-условий, скачков градиентов давления, состава пород и насыщенности флюидом на процессы залечивания в природных условиях.

Ключевые слова: физический эксперимент, декомпрессия, проницаемость, залечивание разрывов, землетрясение.

1. ВВЕДЕНИЕ

Физико-химические процессы, происходящие в глубинных сегментах зон разломов литосферы, где формируются рудные месторождения, а также очаги землетрясений, остаются недостаточно изученными до настоящего времени. Отсюда высоковостребованными можно считать экспериментальные исследования, с помощью которых воспроизводятся и оцениваются разнообразные параметры декомпрессии, проницаемости и залечивания горных пород с учетом тех термодинамических и трибохимических условий, которые предполагаются на разных глубинных уровнях и в различных геодинамических обстановках, сопровождающих деформации в зонах разломов. С позиций тектонофизики и мезомеханики деструкция в литосфере является многоуровневым процессом, т.е. имеет место последовательное объединение мелких зародышевых трещин в более крупные, которые на следующем масштабном уровне также объединяются до стадий формирования внутриплитных и межплитных разломов в литосфере. Важно акцентировать внимание на следующих особенностях деструкции в литосфере. Морфология бортов магистральных разрывов при слиянии разномасштабных разрывов низшего иерархического уровня всегда характеризуется шероховатостью, то есть идеально гладких разрывных нарушений в геологической обстановке не бывает. Следовательно, режимы смещений берегов разрывов при наличии исходной шероховатости, как правило, являются прерывистыми, о чем свидетельствуют многолетние высокоточные измерения смещений в разломах [Ruzhich et al., 1999]. Этому также способствуют разнообразные режимы деформирования литосферы Земли под влиянием эндогенных и внеземных энергетических источников, которые имеют выраженную волновую природу. Строение зон разломов представлено сочетанием выступов с пятнами контактного скольжения и участков относительного растяжения. Таким образом, в глубинных сегментах зон разломов при неравномерности смещений шероховатых поверхностей и взаимодействии неровностей всегда возможны быстрые перепады давлений и явления декомпрессии, приводящие к скачкообразному снижению литостатического и флюидного давления и интенсивному восходящему тепломассопереносу. Именно такие бароградиентные геологические

системы моделировались лабораторными физическими экспериментами. В качестве объектов исследования авторами использовались две группы силикатных пород: амфибол-биотитовые гранодиориты (как равномерно-зернистые) и граниты-рапакиви (как неравномерно-зернистые породы).

2. МЕТОДЫ ПРОВЕДЕНИЯ ЭКСПЕРИМЕНТА И ИЗМЕРЕНИЙ

Эксперименты по декомпрессии силикатных пород проводились с целью петрохимического моделирования эндогенных процессов, происходящих в зонах разломов в условиях быстрых изменений скорости смещений. Использовалась аппаратура высокого давления, позволяющая работать в диапазоне температур $200\text{--}800^{\circ}\text{C}$ и давлений 20–200 МПа при одновременном воздействии флюида системы С–О–Н с контролируемым соотношением компонентов с амфибол-биотитовыми гранодиоритами и гранитами рапакиви. Сброс давления после необходимой изобарно-изотермической выдержки осуществлялся через специальный клапан, время сброса давления от 100 МПа до атмосферного 2–1800 с. Моделировались различные режимы диссипации (от постепенного приведения системы к стандартным условиям до шоковой декомпрессии). До и после экспериментов на образцах определялась проницаемость; кроме того, исследовались прочностные характеристики пород (удельная прочность на сжатие), и просматривались шлифы.

При изучении восстановления сплошности образцов путем залечивания их в гидротермальных условиях применялись стандартные автоклавы и экзоклавы с рабочим объемом 200 cm^3 по следующей схеме (рис. 1). Образцы, ранее подвергнутые шоковой декомпрессии в условиях: давление 100 МПа, скорость сброса 50 МПа/с, температура 500°C , помещались в автоклав, где и происходило их залечивание в течение необходимого времени.

Изучение петрофизических свойств горных пород проводилось в лаборатории физики нефтяного и газового пласта (ФНП) Иркутского государственного университета на стандартной аппаратуре типа АКМ, а также на созданных в лаборатории приборах. Исследования были выполнены на образцах, изготовленных в

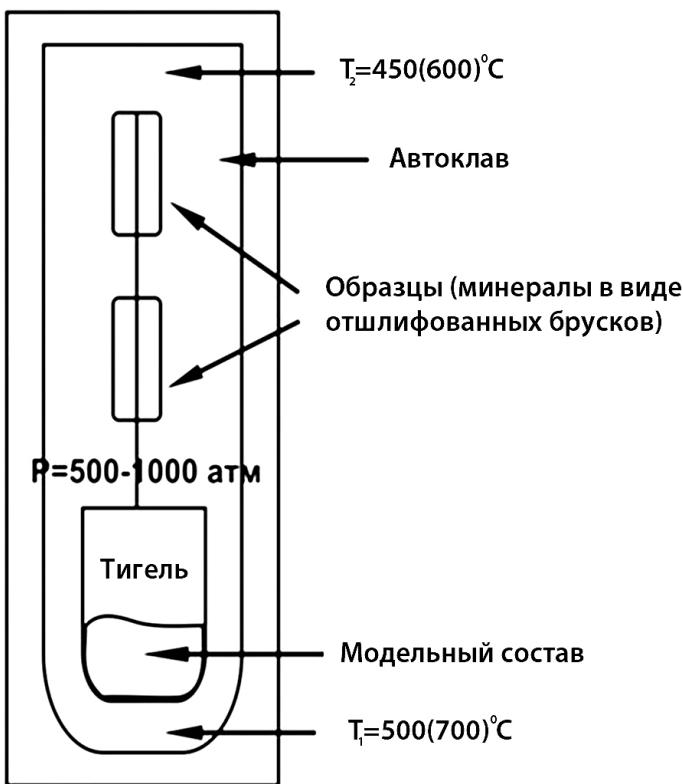


Рис. 1. Схема рабочей установки.

Fig. 1. Installation scheme.

виде цилиндров диаметром $d = (2.44-2.51) \cdot 10^{-2}$ м, высотой $h = (1.0-2.5) \cdot 10^{-2}$ м и объемом $V = (4.9-10.0) \cdot 10^{-6}$ м³. Всего проанализировано порядка ста образцов горных пород. Определялось шестнадцать параметров, представленных в таблицах 1, 2.

Емкостная характеристика порового пространства пород изучалась по газу (N_2) с помощью коэффициента открытой пористости, который определялся по формуле:

$$K_{\text{оп}} = \left(1 - \frac{\rho_{\text{обр}}}{\rho_{\text{т.ф.}}}\right) \cdot 100\%,$$

где $K_{\text{оп}}$ – коэффициент открытой пористости (%); $\rho_{\text{обр}}$ – объемная плотность породы; $\rho_{\text{т.ф.}}$ – плотность твердой фазы (минеральной части) образца.

Определение объемной плотности образцов проводилось тремя независимыми методами: гидростатическим взвешиванием; денсимером; по массе и объему, найденному простым геометрическим обмером образцов. Плотность твердой фазы образцов находилась по массе и объему минеральной части, который определялся на приборе КОФСП (комплексный определитель физических свойств породы), созданном в лаборатории ФНП. Принцип действия прибора основан на использовании закона Менделеева-Клапейрона, рабочим агентом служит газ. Следует отметить, что использо-

вание газа является единственным надежным способом определения малых значений емкости порового пространства представленных образцов горных пород. Точность прибора определялась эталонированием.

Динамические (фильтрационные) характеристики порового пространства образцов исследовались с помощью коэффициента проницаемости ($K_{\text{пр}}$), определяемого в основном на приборе КОФСП и в единичных случаях – на УИПК (универсальный исследователь проницаемости кернов) по газу (N_2). Максимальное рабочее давление равнялось 0.6 МПа, давление обжима образцов – 1.11 МПа при температуре 293 К, т.е. условия фильтрации были близки к стандартным (лабораторным).

Для нахождения $K_{\text{пр}}$ использовалась двучленная формула:

$$I = aQ + bQ^2,$$

где I – градиент давления; a , b – фильтрационные коэффициенты; Q – расход газа.

Данный способ определения $K_{\text{пр}}$ отличается от общепринятого, основанного на линейном сопоставлении среднего градиента давлений и среднего расхода газа, проходящего через образец. Коэффициент проницаемости рассчитывался по фильтрационному коэффициенту a , определенному графическим или аналитическим способом в комбинированных координатах:

$$\frac{(P_1 + P_2 + 2P_6)(P_1 - P_2)}{Q} = f(Q),$$

где P_1 – давление на входе в образец; P_2 – давление на выходе из образца; P_6 – барометрическое давление. Полученные таким образом значения фильтрационного коэффициента a меньше определяемых по стандартной методике, поэтому коэффициент проницаемости, найденный следующим образом:

$$K_{\text{пр}} = \frac{2P_6\mu h}{aF},$$

где μ – вязкость газа (МПа·с); h – длина образца; F – площадь фильтрации, оказывается выше рассчитанного традиционным путем.

Фильтрационный коэффициент b характеризует структуру порового пространства пород и степень турбулентности потока газа.

Точность определения проницаемости зависит от герметичности изоляции образца и чувствительности приборов, определяющих перепад давления на концах образца и расход газа. Герметичность в экспериментах проверялась по фильтрации газа при максимально возможных перепадах давления через непроницаемый образец-эталон. Минимально возможное определяемое значение проницаемости – $1 \cdot 10^{-3}$ фм². В коллекции представленных образцов наименьшее значение коэф-

Таблица 1. Физические свойства гранодиоритов

Table 1. Physical properties of granodiorites

| N | h, обр см | d, см | F, см ² | V _{обр} , см ³ | m, г | ρ _{обр} , г/см ³ | V _{т,Φ} , см ³ | ρ _{т,Φ} , г/см ³ | V _{нор} , см ³ | K _{о,п.} , % | a | b | K _{нр} ·10 ⁻³ , мД | R _к , мкм | n·10 ⁶ | S·10 ⁴ , см ² | S _{нр} ·10 ⁴ , см ⁻¹ | S _{нр} ₂ ·10 ⁴ , см ⁻¹ | b ₀ , мкм | I, см | P·10 ² , см ⁻¹ | S·10 ³ , см ² | S _{нр} ₂ ·10 ³ , см ⁻¹ | | | |
|----|-----------------|------------------|-----------------------|---------------------------------------|-------|---|---------------------------------------|---|---------------------------------------|--------------------------|------|------|---|-------------------------|-------------------|--|--|---|-------------------------|----------|---|--|---|--------|--------|---|
| 11 | 1.71 | 2.48 | 4.828 | 8.223 | 22.59 | 2.74 | 7.85 | 2.88 | 0.379 | 4.6 | — | — | <1 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | |
| 12 | 1.75 | — ["] — | — ["] — | 8.445 | 23.05 | 2.73 | 8.15 | 2.86 | 0.397 | 4.7 | — | — | <1 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 13 | 1.76 | — ["] — | — ["] — | 8.447 | 23.11 | 2.73 | 8.10 | 2.85 | 0.373 | 4.4 | — | — | <1 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 14 | 1.77 | — ["] — | — ["] — | 8.555 | 23.44 | 2.74 | 8.15 | 2.88 | 0.393 | 4.6 | — | — | <1 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 15 | 1.76 | — ["] — | — ["] — | 8.550 | 23.27 | 2.74 | 8.10 | 2.87 | 0.400 | 4.7 | — | — | <1 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 16 | 1.76 | — ["] — | — ["] — | 8.550 | 23.26 | 2.74 | 8.12 | 2.87 | 0.374 | 4.4 | — | — | <1 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 1 | 1.65 | 2.48 | 4.828 | 7.97 | 21.89 | 2.75 | 7.71 | 2.84 | 0.266 | 3.2 | 1050 | 8730 | 10.0 | 0.050 | 408.0 | 102.00 | 1.280 | 383.50 | — | — | — | — | — | — | — | |
| 2 | 1.68 | — ["] — | — ["] — | 8.11 | 22.22 | 2.74 | 7.75 | 2.87 | 0.360 | 4.4 | 1570 | 8800 | 7.1 | 0.040 | 1081.0 | 19.87 | 2.450 | 55.19 | — | — | — | — | — | — | — | |
| 3 | 1.71 | 2.49 | 4.870 | 8.332 | 22.71 | 2.73 | 7.92 | 2.87 | 0.400 | 4.8 | 2130 | 6202 | 5.3 | 0.030 | 1699.0 | 26.88 | 3.230 | 67.20 | — | — | — | — | — | — | — | |
| 4 | 1.62 | 2.48 | 4.828 | 7.82 | 21.38 | 2.73 | 7.50 | 2.85 | 0.321 | 4.1 | 1660 | 8800 | 6.8 | 0.040 | 1008.0 | 17.60 | 2.250 | 54.83 | — | — | — | — | — | — | — | |
| 5 | 1.71 | — ["] — | — ["] — | 8.26 | 22.54 | 2.73 | 7.84 | 2.87 | 0.416 | 5.0 | 830 | 8700 | 14.0 | 0.050 | 721.0 | 17.43 | 2.110 | 41.90 | — | — | — | — | — | — | — | |
| 6 | 1.56 | — ["] — | — ["] — | 7.53 | 20.63 | 2.74 | 7.20 | 2.86 | 0.332 | 4.4 | 2280 | 8900 | 4.6 | 0.030 | 1666.0 | 22.89 | 3.040 | 68.95 | — | — | — | — | — | — | — | |
| 41 | 1.44 | 2.47 | 4.790 | 6.84 | 19.23 | 2.81 | 6.70 | 2.87 | 0.192 | 2.8 | 86 | 27 | 110 | 0.177 | 28.47 | 2.16 | 0.316 | 11.26 | 0.217 | 6176 | 12.90 | 17.64 | 2.58 | 91.90 | | |
| 42 | 1.39 | — ["] — | — ["] — | 4.770 | 6.59 | 18.51 | 2.80 | 6.47 | 2.86 | 0.119 | 1.8 | 109 | 47 | 86 | 0.196 | 14.92 | 1.19 | 0.184 | 9.97 | 0.239 | 3586 | 7.52 | 9.91 | 14.92 | 83.30 | |
| 43 | 1.40 | — ["] — | — ["] — | 4.790 | 6.61 | 18.55 | 2.81 | 6.45 | 2.88 | 0.159 | 2.4 | 120 | 47 | 79 | 0.162 | 29.12 | 1.93 | 0.295 | 12.14 | 0.199 | 5783 | 12.08 | 15.96 | 29.12 | 100.40 | |
| 44 | 1.44 | — ["] — | — ["] — | 6.86 | 19.28 | 2.80 | 6.70 | 2.87 | 0.165 | 2.4 | 100 | 13 | 97 | 0.180 | 23.59 | 1.83 | 0.267 | 11.10 | 0.220 | 5219 | 10.90 | 14.95 | 23.59 | 90.60 | | |
| 45 | 1.47 | — ["] — | — ["] — | 4.770 | 6.94 | 19.49 | 2.81 | 6.72 | 2.90 | 0.215 | 3.1 | 109 | 35 | 91 | 0.153 | 42.17 | 2.81 | 0.405 | 13.08 | 0.188 | 7879 | 16.52 | 22.93 | 42.17 | 106.60 | |
| 46 | 1.32 | 2.46 | 4.750 | 6.27 | 17.61 | 2.81 | 6.00 | 2.94 | 0.276 | 4.4 | 77 | 34 | 120 | 0.148 | 63.98 | 3.74 | 0.596 | 13.53 | 0.181 | 11553 | 24.32 | 30.50 | 63.98 | 110.50 | | |
| 31 | 1.55 | 2.47 | 4.770 | 7.37 | 20.78 | 2.82 | 7.99 | 2.85 | 0.081 | 1.1 | 116 | 48 | 90 | 0.256 | 5.35 | 0.63 | 0.086 | 7.83 | 0.313 | 1675 | 3.51 | 5.18 | 0.70 | 63.90 | | |
| 32 | 1.45 | 2.47 | 4.790 | 6.94 | 19.53 | 2.81 | 6.80 | 2.87 | 0.146 | 2.1 | 107 | 143 | 91 | 0.186 | 19.33 | 1.56 | 0.225 | 10.70 | 0.228 | 4411 | 9.51 | 12.78 | 1.84 | 87.60 | | |
| 33 | 1.28 | — ["] — | — ["] — | 6.11 | 17.21 | 2.82 | 6.00 | 2.87 | 0.104 | 1.7 | 95 | 23 | 91 | 0.207 | 12.64 | 1.00 | 0.164 | 9.64 | 0.253 | 3212 | 6.71 | 8.20 | 1.34 | 78.80 | | |
| 34 | 1.25 | — ["] — | — ["] — | 5.96 | 16.73 | 2.81 | 5.83 | 2.87 | 0.125 | 2.1 | 53 | 50 | 160 | 0.247 | 10.96 | 1.01 | 0.170 | 8.11 | 0.302 | 3326 | 6.95 | 8.28 | 1.39 | 66.20 | | |
| 35 | 1.40 | — ["] — | — ["] — | 6.64 | 18.60 | 2.80 | 6.50 | 2.87 | 0.232 | 3.5 | 56 | 59 | 170 | 0.197 | 28.72 | 2.36 | 0.355 | 10.17 | 0.241 | 6942 | 14.50 | 19.25 | 2.90 | 83.00 | | |
| 36 | 1.31 | — ["] — | — ["] — | 4.770 | 6.19 | 17.34 | 2.80 | 6.00 | 2.87 | 0.217 | 3.5 | 109 | 44 | 81 | 0.136 | 60.27 | 3.18 | 0.514 | 14.67 | 0.167 | 10018 | 21.00 | 26.00 | 4.20 | 119.80 | |

Причина 11–16 – исходные образцы гранодиоритов; 1–6 – контрольный эксперимент (снятие давления за 4 часа); 41–46 – сброс давления за 3.25 с; 31–36 – сброс давления за 2.5 с.

Note: 11–16 – original granodiorite samples; 1–6 – test experiment (pressure relief within four hours); 41–46 – pressure relief within 2.5 sec.

Таблица 2. Физические свойства гранитов-рапакиви
Table 2. Physical Properties of Rapakivi Granites

| N | h, обр см | d, см | F, см ² | V _{об} ³ , см ³ | m, г г/см ³ | ρ _{об} , г/см ³ | V _{тп} ³ , см ³ | K _{об} , % | a | b | K _{тп} , 10 ⁻³ мД | R _к , мкм | n·10 ⁶ см ² | S·10 ⁴ см ⁻¹ | S _{як} , 10 ⁴ см ⁻¹ | S _{як} , 10 ³ см ⁻¹ | |
|------|-----------------|-------------|-----------------------|---|---------------------------|--|---|------------------------|-------|-----|---|-------------------------|--------------------------------------|---------------------------------------|--|--|------|
| Г 1 | 1.61 | 2.48 | 4.828 | 7.77 | 20.46 | 2.63 | 7.65 | 2.67 | 0.124 | 1.6 | 1340.0 | 10209.00 | 8.1 | 0.064 | 125.8 | 3.90 | 0.50 |
| Г 2 | 1.53 | — — — | — — — | 7.39 | 19.08 | 2.58 | 7.20 | 2.64 | 0.163 | 2.2 | 2550.0 | 6971.00 | 4.0 | 0.038 | 481.7 | 8.60 | 1.16 |
| Г 3 | 1.64 | — — — | — — — | 7.92 | 20.84 | 2.63 | 7.80 | 2.67 | 0.119 | 1.5 | 450.0 | 7220.00 | 25.0 | 0.115 | 35.8 | 2.10 | 0.26 |
| Г 4 | 1.46 | — — — | — — — | 7.05 | 18.76 | 2.66 | 7.00 | 2.68 | 0.071 | 1.0 | 4000.0 | 18182.00 | 2.4 | 0.022 | 663.7 | 6.41 | 0.91 |
| Г 5 | 1.67 | — — — | — — — | 8.06 | 20.86 | 2.59 | 7.90 | 2.64 | 0.161 | 2.0 | 1120.0 | 9333.00 | 10.0 | 0.032 | 637.0 | 10.10 | 1.25 |
| Г 6 | 1.80 | — — — | — — — | 8.69 | 22.66 | 2.61 | 8.45 | 2.68 | 0.243 | 2.8 | 113.0 | 14.80 | 110.0 | 0.089 | 113.5 | 5.47 | 0.63 |
| Г 21 | 1.67 | 2.49 | 4.870 | 8.13 | 20.81 | 2.56 | 7.70 | 2.70 | 0.428 | 5.3 | 6.8 | 3.5 | 1600 | — | — | — | — |
| Г 22 | 1.69 | 2.48 | 4.828 | 8.16 | 21.15 | 2.59 | 8.06 | 2.62 | 0.100 | 1.2 | 21.5 | 3.8 | 520 | — | — | — | — |
| Г 23 | 1.57 | — — — | — — — | 7.58 | 19.53 | 2.58 | 7.24 | 2.70 | 0.340 | 4.5 | 18.5 | 5.1 | 570 | — | — | — | — |
| Г 24 | 1.74 | — — — | — — — | 8.40 | 21.96 | 2.61 | 8.26 | 2.66 | 0.141 | 1.7 | 11.0 | 0.82 | 1060 | — | — | — | — |
| Г 25 | 1.44 | — — — | — — — | 6.95 | 17.87 | 2.57 | 6.69 | 2.67 | 0.292 | 3.8 | 8.7 | 1.0 | 1100 | — | — | — | — |
| Г 26 | 1.37 | — — — | — — — | 6.61 | 17.29 | 2.61 | 6.60 | 2.62 | 0.014 | 0.2 | 8.2 | 0.5 | 1100 | — | — | — | — |
| Г 31 | 1.46 | — — — | — — — | 7.05 | 18.09 | 2.57 | 6.69 | 2.70 | 0.359 | 5.1 | 5.6 | 0.5 | 1700 | — | — | — | — |
| Г 32 | 0.98 | — — — | — — — | 4.73 | 12.40 | 2.62 | 4.70 | 2.64 | 0.032 | 0.6 | 5.7 | 1.3 | 1100 | — | — | — | — |
| Г 33 | 1.40 | — — — | — — — | 6.76 | 17.48 | 2.59 | 6.55 | 2.67 | 0.209 | 3.1 | 10.0 | 1.5 | 930 | — | — | — | — |
| Г 34 | 1.60 | — — — | — — — | 7.73 | 19.95 | 2.58 | 7.53 | 2.65 | 0.200 | 2.5 | 12.5 | 1.5 | 850 | — | — | — | — |
| Г 35 | 1.69 | — — — | — — — | 8.16 | 21.25 | 2.60 | 7.72 | 2.75 | 0.439 | 5.5 | 15.4 | 2.0 | 730 | — | — | — | — |
| Г 36 | 1.30 | — — — | — — — | 6.28 | 16.20 | 2.58 | 5.88 | 2.75 | 0.400 | 6.3 | 4.0 | 1.3 | 2200 | — | — | — | — |
| Г 11 | 1.66 | — — — | — — — | 8.02 | 20.57 | 2.57 | 7.80 | 2.64 | 0.216 | 2.7 | 7.8 | 0.59 | 1420.0 | — | — | — | — |
| Г 12 | 1.49 | — — — | — — — | 7.19 | 18.56 | 2.58 | 6.90 | 0.294 | 4.1 | 8.0 | 2.60 | 1250.0 | — | — | — | — | — |
| Г 13 | 1.70 | — — — | — — — | 8.21 | 21.30 | 2.60 | 7.90 | 2.70 | 0.312 | 3.8 | 4.6 | 1.60 | 2500.0 | — | — | — | — |
| Г 14 | 1.80 | — — — | — — — | 8.69 | 22.25 | 2.56 | 8.45 | 2.63 | 0.243 | 2.8 | 5.4 | 0.70 | 2200.0 | — | — | — | — |
| Г 15 | 1.74 | — — — | — — — | 8.40 | 21.76 | 2.59 | 8.20 | 2.65 | 0.202 | 2.4 | 3.5 | 20.10 | 3300.0 | — | — | — | — |
| Г 16 | 1.65 | — — — | — — — | 7.97 | 20.68 | 2.60 | 7.80 | 2.65 | 0.167 | 2.1 | 9.4 | 1.60 | 1200.0 | — | — | — | — |

Причина. Г-1 – Г-6 – исходные образцы гранитов-рапакиви; Г-21 – Г-26 – контрольный эксперимент (снятие давления за 4 часа); Г-31 – Г-36 – сброс давления за 13.5 с; Г-11 – Г-16 – сброс давления за 1.5 с.

Note: Г-1 – Г-6 – virgin rapakivi granite samples; Г-21 – Г-26 – test experiment (pressure relief within four hours); Г-31 – Г-36 – pressure relief within 13.5 sec; Г-11 – Г-16 – pressure relief within 1.5 sec.

фициента проницаемости определено по образцу Г-4 и составило $K_{\text{пр}}=2.4 \cdot 10^{-3}$ фм², т.е. в два раза превышает минимально возможное значение.

Колебание проницаемости исследованных образцов значительное: разброс значений достигает 3000 фм². Для образцов с минимальной проницаемостью определялись средний радиус капилляров (пор) \bar{R}_k , число пор на единицу поверхности образца n , суммарная поверхность поровых каналов S , удельная поверхность на единицу объема образца $S_{\text{уд}_1}$ и на единицу объема порового пространства $S_{\text{уд}_2}$.

Средний радиус пор рассчитывался по формуле:

$$\bar{R}_k = \sqrt{\frac{8K_{\text{пр}}T^2}{K_{\text{оп}}}},$$

где T – извилистость поровых каналов. Для нахождения параметра T необходимо проводить дополнительные исследования образца, которые пока не были осуществлены в силу технических трудностей, поэтому во всех расчетах T принимается равным единице.

Размеры пор малы и изменяются от 0.02 до 0.70 мкм. Число пор на единицу поверхности образца определялось по формуле:

$$n = \frac{K_{\text{оп}}T}{\pi\bar{R}_k^2} \cdot 10^{12}.$$

При минимальных значениях \bar{R}_k число пор достигало $6 \cdot 10^9$ п/м², что говорит об однородной структуре порового пространства исследуемых горных пород, представленной огромной массой чрезвычайно малых пор.

Удельная поверхность в единице объема образца рассчитывалась через гидравлический радиус по формуле:

$$S_{\text{уд}_1} = \frac{2K_{\text{оп}}}{\bar{R}_k}.$$

Так как поверхность электростатически заряжена, очевидно то, что исследуемая порода может стать хорошим катализатором поверхностных явлений на границах сред.

Удельная поверхность на единицу объема порового пространства определялась по формуле:

$$S_{\text{уд}_2} = \frac{2}{\bar{R}_k}.$$

Естественно, что она значительно больше $S_{\text{уд}_1}$, но имеет более плавный характер колебаний, что позволяет с большой достоверностью разбивать образцы на группы с близкими адгезионными свойствами.

Для образцов, у которых проницаемость резко увеличивалась, вместо пяти последних параметров определялись шесть дополнительных параметров, характеризующих трещиноватость. При незначительных изменениях $K_{\text{пр}}$ рассчитывались все характеристики.

Определение раскрытия трещин b_t и длины системы трещин l осуществлялось по закону Буссинеска:

$$Q = l \frac{b_t^2}{12\mu} \cdot \frac{\Delta P}{\Delta l},$$

где b_t – раскрытие трещин; $\frac{\Delta P}{\Delta l}$ – градиент давления; Q – расход газа; l – длина системы трещин.

Поверхностная плотность трещин (ρ) определялась по формуле:

$$\rho = l \frac{l}{F},$$

где F – площадь фильтрации образца.

Для единой трещинной системы поверхностная плотность трещин совпадает с объемной, поэтому площадь поверхности трещин можно определить следующим образом:

$$S = 2\rho V_{\text{обр}},$$

где S – площадь поверхности всех трещин в образце; $V_{\text{обр}}$ – объем образца.

Удельная поверхность единицы объема образца рассчитывалась по формуле:

$$S_{\text{уд}_1} = 2\rho.$$

Удельная поверхность в единице объема порового пространства определялась по формуле:

$$S_{\text{уд}_2} = \frac{S}{V_{\text{пор}}},$$

где $V_{\text{пор}}$ – объем пор в образце.

Ошибки измерения всех физических свойств в абсолютном выражении в 2–4 раза меньше минимальных определенных значений соответствующих параметров, т.е. все определения являются значимыми.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ АНАЛИЗ

В более ранних экспериментах по декомпрессии силикатных расплавов было установлено, что при определенных режимах (в зависимости от скорости сброса давления) за счет вскипания расплава и резкого увеличения его объема (иногда почти десятикратно по отношению к первичному) происходит структурирование порового пространства формирующегося стекла [Letnikov et al., 1990]. При шоковой декомпрессии возникал столбик расплава, пронизанный системой тонких капилляров, вытянутых вдоль длинной оси (рис. 2). Таким путем формировалась высокоеффективная система флюидного массопереноса, реализация которой в подвергшейся декомпрессии магматической колонне весьма вероятна.

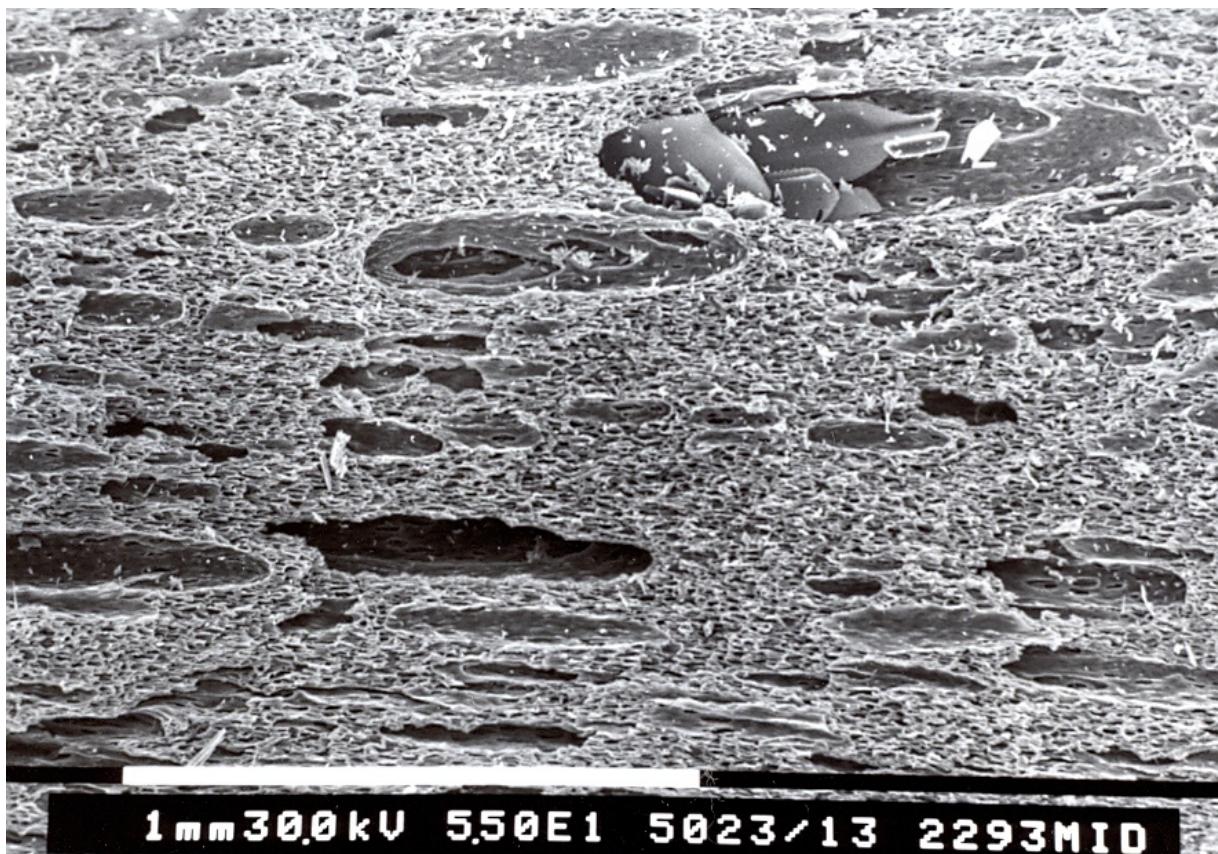


Рис. 2. Проводящие структуры в гранитном расплаве после сброса давления. $T=850\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P=2500\text{ atm}$., скорость сброса давления 2500 atm/sec .

Fig. 2. Conductive structures in granitic melt after pressure drop. $T=850\text{ }^{\circ}\text{C}$; $P=2500\text{ atm}$; pressure relief rate = 2500 atm/sec .

С этой точки зрения интерес представляет проблема физического состояния горной породы при снятии литостатического и флюидного давления. Предполагалось, что декомпрессия образцов силикатных пород, помещаемых в условия высоких температур и давлений, соответствующих глубоким горизонтам земной коры, также приведет к определенным изменениям порового пространства [Medvedev *et al.*, 1995; Balshev *et al.*, 1996].

При микроскопических исследованиях амфибол-биотитовых гранодиоритов, подвергнутых шоковой декомпрессии, сравнительно с исходными породами обнаружаются следующие изменения. В биотите отчетливее проявляются трещины спайности, и повсеместно по этим трещинам выделяется мелкий рудный минерал черного цвета (магнетит или гематит). Чешуйки биотита становятся расщепленными, он как бы «разбухает», однако цвет его не меняется, а остается коричневым или светло-коричневым, как и в исходных породах. В плагиоклазах почти в каждом зерне появляются довольно широкие (до 0.02 мм) неминерализованные трещины. В крупных зернах наблюдается до 6–7 трещин, рассекающих зерно полностью или почти полностью. Нередко крупные трещины сопровожда-

ются более мелкими «оперяющими». Зерна амфиболя разбиты грубыми субпараллельными трещинами, в которых заметна (хотя и не повсеместно) хлоритизация, возникшая за время проведения эксперимента, что представляет несомненный интерес. Часто наблюдаются не открытые трещины, а зоны, где амфибол деформирован. Ширина таких зон порядка 0.012 мм. Многие крупные трещины не только рассекают отдельные зерна, но и проходят сквозь все минералы шлифа. Заметно увеличивается пористость породы за счет и трещин, и довольно крупных межзерновых пор овальной формы, причем размер последних достигает 0.8 мм.

В подвергнутых шоковой декомпрессии микроклиновых гранитах наблюдаются аналогичные явления: обилие мелких внутризерновых трещин, распространенных по всем слагающим породу минералам; развитие более крупных (до 0.12–0.15 мм) межзерновых трещин, переходящих в поры, и сквозных субпараллельных трещин, секущих все минералы шлифа.

Из изученных физических свойств наиболее закономерно и однозначно зависит от режима снятия давления проницаемость пород (рис. 3). При этом в случае максимально быстрого приведения системы к

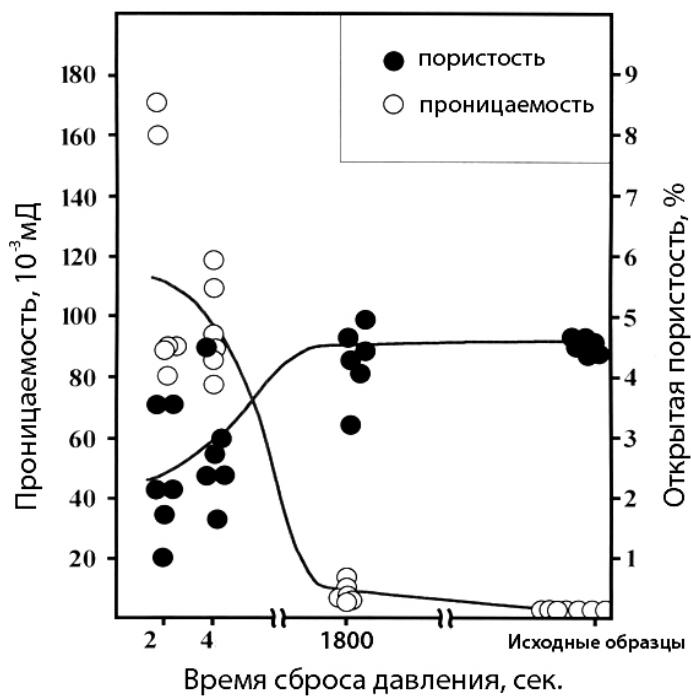


Рис. 3. Изменение проницаемости и открытой пористости в гранодиорите в зависимости от режима сброса давления.

Fig. 3. Changes of permeability and open porosity in granodiorite samples depending on pressure release mode.

стандартным условиям проницаемость гранодиоритов возрастает от 0.00797 мД в контролльном эксперименте до 0.11383 мД в образцах, полученных при шоковой (снятие давления за 2 секунды) декомпрессии, т.е. более чем на порядок (см. табл. 1): для гранитов рапакиви, соответственно, от 0.0233 мД и до 3.300 мД (табл. 2). Использованы средние значения по ряду экспериментов.

Средний радиус капилляров R_k (см. табл. 1) стабильно растет от 0.040 до 0.169 и 0.204 мкм с уменьшением времени декомпрессии и одновременным повышением проницаемости, при этом расчетное число пор резко уменьшается, что связано с методикой расчета, поскольку вклад в проницаемость капилляров большого сечения на порядки выше «слепых» или пор минимального размера.

У гранодиоритов коэффициент открытой пористости практически одинаков в исходных образцах и составляет 4.4–4.7 %. В контролльных экспериментах (см. табл. 1, образцы 1–6) коэффициент практически не меняется. С увеличением скорости декомпрессии до 500 атм/с резко увеличивается разброс значений коэффициента открытой пористости, уменьшаясь в образцах с максимальными значениями проницаемости. Вероятнее всего, это связано с тем обстоятельством, что при измерении проницаемости происходило значительное обжатие образца, что и обусловливало уменьшение измеряемого значения открытой пористости.

Отметим, что шоковая декомпрессия приводит к структурированию, выраженному не столько в количественном увеличении порового пространства, сколько в качественном изменении его конфигурации. Так, при малых скоростях декомпрессии проницаемость значительно увеличивается (см. табл. 1, образцы 1–6), но отсутствует система трещин по образцу. С увеличением скорости декомпрессии до 30 МПа/с начинает формироваться система пор или микро- и макротрещин, имеющая довольно отчетливую проводящую ориентировку (см. табл. 1, образцы 41–46). При дальнейшем уменьшении времени сброса давления и соответствующем увеличении скорости декомпрессии происходит закономерное увеличение проницаемости и величины раскрытия трещин b_t до 0.3 мкм (см. табл. 1, образцы 31–36).

Аналогичные явления наблюдаются для гранитов-рапакиви (табл. 2), хотя влияние декомпрессии на свойства порового пространства отмечается при меньших ее скоростях. Вероятнее всего, это происходит ввиду значительного различия в размерах кристаллов, слагающих образцы гранита-рапакиви.

Следует также отметить, что при шоковой декомпрессии и изменении структуры пространства закономерно уменьшается прочность образцов. Для гранодиорита эта зависимость имеет нелинейный характер (рис. 4), что подчеркивает значимость скорости декомпрессии.

В последующем было проведено залечивание образцов, подвергнутых шоковой декомпрессии со скоростью 50 МПа/с при начальном давлении 100 МПа и температуре 500 °C с целью определения возможности восстановления прочностных свойств породы в гидротермальных условиях.

В природе залечивание трещин может происходить в результате действия различных процессов. Основным фактором, определяющим закрытие микротрещин, является неоднородность поля напряжений, вызывающая растворение вещества в зонах концентрации напряжений, его перенос и отложение на бортах трещин. При подъеме гидротермального раствора в результате охлаждения растворимость кремнезема и других компонентов уменьшается, что приводит к выпадению осадка, осаждению его на стенках трещин и зарастанию или залечиванию трещин. Кроме того, упругие и другие физические свойства пород, возможности массопереноса связаны с геометрией порового пространства и общей пористостью и проницаемостью. Изученные процессы, вызывающие изменение морфологии трещин, могут сказываться и на величине этих характеристик. Экспериментально показано [Kotelnikova, Kotelnikov, 2008; Geguzin et al., 1988], что залечивание зависит от температуры, состава флюида и ориентации трещины. Этот процесс в силикатной среде может происходить путем диффузии через решетку и транспорта материала матрицы вдоль поверхности разграничения твердое – флюид или непосредственно через флюид и

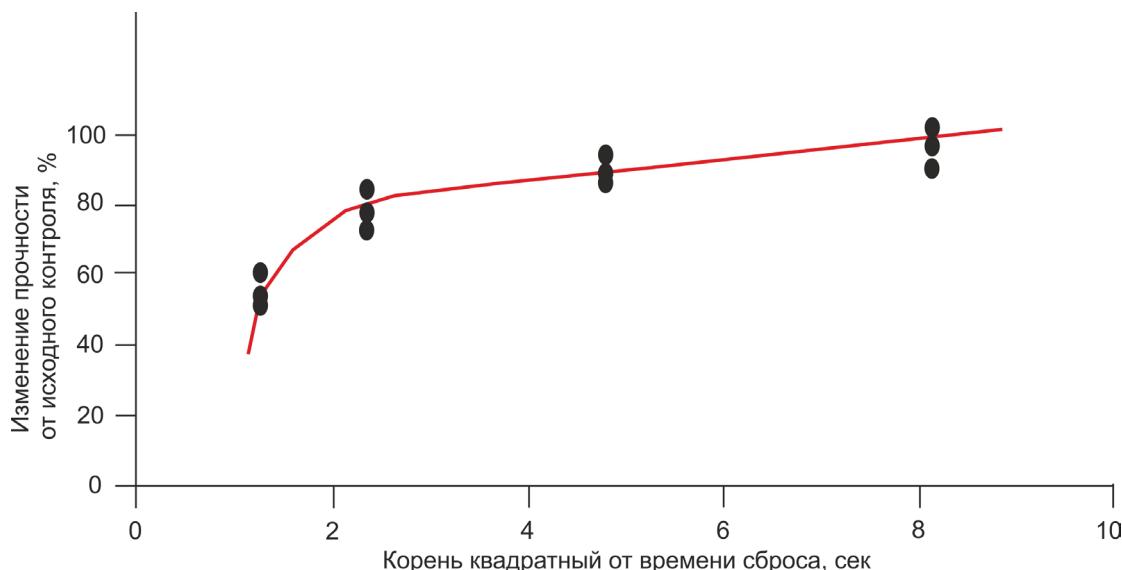


Рис. 4. Изменение прочности гранодиорита в зависимости от скорости сброса давления.

Fig. 4. Changes of granodiorite strength depending on pressure release rates.

не требует вовлечения нового матричного материала. При этом морфология трещины изменяется. Существует разность химического потенциала между передвигающимся концом трещины и ее стенками вследствие неровностей поверхности трещин:

$$\Delta\mu = \gamma(Ce - Cm)\Omega,$$

где γ – поверхностная энергия, Ω – молекулярный объем, Ce , Cm – кривизна поверхности у перегибов и в средней части соответственно. Анализ уравнения показывает, что перенос вещества происходит от выпуклых или вогнутых участков с большой кривизной поверхности к выпуклым частям с низкой кривизной. Разная плотность дислокаций на стенках также является причиной разности химического потенциала [Geguzin *et al.*, 1988]. В этой работе показано, что размер сужающейся поры в термоградиентном поле уменьшается до критического значения:

$$Y \cdot D \sim (\nabla T)^{-1/2}.$$

В случае залечивания эта зависимость является проявлением пороговости по отношению к растворению боковых стенок трещины. Практически из изложенного следует, что чем больше неровностей в трещине, тем мельче образованные включения. Если плотность дислокаций низка ($105-106 \text{ см}^{-2}$), они практически не влияют на перемещение ступени растворения. В случае сильнодислоцированного кристалла можно считать, что дислокаций так много, что они равномерно распределены вдоль поверхности. Ступени растворения (роста) тогда образуются выходами дислокаций, и перемещаться эти ступени могут, если расстояние

между дислокациями не меньше диаметра критического зародыша. Показано [Nichols, Mullins, 1965], что при залечивании трещин с образованием включений по отношению расстояния между включениями к радиусу λ/R можно судить о преобладании формы массопереноса: при $\lambda/R=12.96$ имеет место диффузия через кристаллическую решетку, если отношение равно 9.02 – диффузия идет через поровый раствор, при $\lambda/R=8.89$ преобладает обмен поверхность-флюид. З.А. Котельникова [Kotelnikova, Kotelnikov, 2008], работая с призмами, выпиленными из монокристалла кварца и подвергнутыми термоудару для получения сети трещин, показала, что в случае залечивания флюидообразующей смесью разного состава средняя величина λ/R для 500–600 °C составила 9.0, что отвечает массообмену через флюид.

Поскольку в нашем случае предполагается перенос вещества через флюид, заполняющий поры, для описания его можно воспользоваться видоизмененной схемой, предложенной Я.Е. Гегузиным с соавторами [Geguzin *et al.*, 1988] для оценки скорости движения включений в термоградиентном поле (тот же тип массопереноса), и дополненной уравнениями [Smith, Evans, 1984] для определения времени образования первых включений при залечивании. Длину залеченного участка L можно определить:

$$L = \Lambda [(t \exp(-Q/kT)) / T],$$

где Λ и ω – константы, зависящие от начальной геометрии трещины; Q – энергия активации, для кварца по оценкам [Smith, Evans, 1984] равна 50 кДж/моль; T – абсолютная температура; k – константа Больцмана; t – время.

Тогда скорость перемещения замыкания трещины (v):

$$v = \Lambda[(Q/kT)/T] = \beta\omega(Y - Y^*)(\partial c/\partial T)\Delta T,$$

где β – коэффициент, определяемый экспериментально по углу наклона на графике v – R . Анализ этих зависимостей приводит к выводу, что скорость перемещения замыкания трещины (фактически скорость залечивания) линейно зависит от ширины трещины. В работе [Nichols, Mullins, 1965] показано, что коэффициент β прямо зависит от плотности дислокаций в кристалле. Таким образом, залечивание в сильнодислоцированных кристаллах происходит быстрее. Скорость залечивания является функцией температуры, времени и концентрации раствора.

З.А. Котельниковой с А.Р. Котельниковым [Kotelnikova, Kotelnikov, 2008] была проведена серия экспериментов с целью разработки способов образования синтетических флюидных включений путем залечивания трещин в минерале. В качестве затравки использовались кристаллы кварца (пьезокварц, р. Алдан). Шихта приготавлялась из оксидов Si и Al, карбоната Na и гидрокарбоната K. В систему добавлялся фтор в виде NaF и AlF₃. Эксперименты проводились в гидротермальных условиях при давлении 2 кбар (200 МПа). Изначально система была нагрета до 675 °С и выдержана при одной температуре в течение 100 часов для уравновешивания расплава с материалом затравки. Затем проводилось ступенчатое (по 7–8 °С) снижение температуры, и при каждой новой температуре система выдерживалась в течение 24–30 часов. По достижении 650 °С температура выдерживалась еще в течение 100 часов, и затем производилась закалка опытов. В результате в образце из пересыщенной водой системы все трещины и поры были полностью залечены.

Анализ приведенных выше данных позволил предположить, что в нашем случае следует ожидать интенсивного залечивания образцов за время порядка 1000 часов при создании оптимальных условий массопереноса.

Эксперимент осуществлялся по методике изобарно-изотермической выдержки в контролируемой атмосфере в термоградиентных условиях.

Образцы, предварительно подвергнутые шоковой декомпрессии, в виде прямоугольников размещались вдоль автоклава (см. рис. 1). Залечивание гранодиоритов производилось в области гидротермального роста кварца и слюды при температуре 500 °С, давлении 100 МПа в присутствии щелочного раствора. В качестве шихты как исходного материала для залечивания применялась смесь кварца, слюды и амфибала, которая помещалась на дно автоклава. Длительность эксперимента составляла 240 и 800 часов. После цикла залечивания на образцах отмечается рост новых фаз (преимущественно кварца) и замыкание в некоторых случаях устьев трещин. С увеличением времени гидро-

термальной обработки прочность образцов увеличивается до 60 % от исходной прочности гранодиорита. Ввиду того, что с увеличением длительности эксперимента происходит выполаживание кривой, дальнейшего увеличения прочности образцов не следовало ожидать и эксперименты длительностью более 800 часов не проводились.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные петрофизические эксперименты по декомпрессии показали, что в образцах, подвергнутых шоковой декомпрессии со скоростью до 50 МПа/с, наблюдается обилие мелких внутризерновых трещин, распространенных по всем слагающим породу минералам; развитие более крупных (до 0.12–0.15 мм) межзерновых трещин, переходящих в поры, и сквозных субпараллельных трещин, секущих все минералы образца. Иными словами, такая декомпрессия приводит к структурированию, выраженному не столько в количественном увеличении порового пространства, сколько в качественном изменении его конфигурации. Формируется система пор или микро- и макротрещин, имеющая довольно отчетливую проводящую ориентировку, что закономерно отражается на их физических свойствах. Резко меняются проницаемость, открытая пористость и другие параметры. Соответственно меняется и прочность образцов. Можно отметить, что эти эффекты нелинейно зависят от скорости сброса давления и, вероятно, при больших скоростях декомпрессии, существующих в природе, должны проявляться более значительно.

Как показывает опыт изучения условий формирования разнообразных рудных месторождений гидротермального типа, приуроченных к зонам разломов в интервале глубин 1–5 км, их становление происходило многостадийно и на протяжении длительного времени. [Kushnarev, 1982]. В природных условиях процесс залечивания сегментов разломов во многом сходен с условиями формирования рудных месторождений. Таким образом, небольшие трещины и поры при благоприятных условиях могут залечиваться в течение недель-месяцев в прерывистом режиме, тогда как крупные сегменты разломов, вскрывшиеся, например, при сильных землетрясениях, могут находиться в стадии залечивания в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма в течение многих десятков, сотен или тысяч лет. Влияние скорости тектонического крипа на длительность залечивания разрывных нарушений в зонах разломов отмечалось в работе [Kocharyan, 2010]. Ее автором было показано, что высокие скорости крипа, порядка $V \geq 25$ мм/год, способны значительно снизить эффективность залечивания.

Таким образом, ответы на вопросы о длительности залечивания разломов всегда требуют уточнения различных параметров с учетом термо- и барометрических градиентов, из-за разнообразных сочетаний кото-

рых может быть дан только приблизительный ответ [Ruzhich *et al.*, 1990, 2014; Kocharyan, 2009]. Важно учитывать, что при гидротермально-метасоматическом залечивании на глубинах порядка 5–10 км прочность пород на сжатие может восстанавливаться примерно до уровня 0.6–0.7 от исходной, что указывает на возможность соответствующего уменьшения сдвиговой прочности в тех сегментах разломов, где проявлялась декомпрессия.

Следует заметить, что в контактных пятнах скольжения на неровностях плоскостей разломов при высоких давлениях и темпах деформаций, а также при быстрых смещениях маловероятно проявление декомпрессионного залечивания трещинно-поровых образований. В подобных условиях реализуется иной трибохимический процесс. Имеются в виду процессы ускоренного преобразования вещества в условиях сильного сжатия и трения в плоскостях зеркал скольжения при высокоскоростных динамических подвижках. В таких случаях в глубинных сегментах сейсмоактивных разломов на поверхности зеркал скольжения при сверхтонком измельчении минералов до размеров, измеряемых первыми нанометрами, фиксируется наличие тончайших обводненных слоев из преобразованных минеральных фаз, обладающих пониженным сопротивлением сдвигу [Sobolev *et al.*, 2011, 2014].

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе полученных результатов о шоковой декомпрессии, запускающей возникновение активных

транспортных путей в земной коре и проявленной в зонах внутрикоровых разломов и разломных пересечений, необходимо подчеркнуть, что подобные процессы могут быть кратковременными, но за период своего существования они способны за короткое время, например при сейсмической активизации, переместить значительные количества как инертного, так и химически активного вещества в разрывных нарушениях разного масштаба.

В рассмотренных выше экспериментах были созданы достаточно идеальные условия для быстрого, в течение нескольких недель, залечивания небольших по объемам образцов. Этот параметр может использоваться в качестве отправной точки при расчетах времени восстановления сплошности земной коры с учетом сложной комбинации различных факторов. Значимость каждого из перечисленных факторов еще предстоит изучить при проведении дальнейших экспериментов.

Интерпретируя полученные результаты, следует заметить, что в зонах разломов явления декомпрессионного залечивания возникают за пределами пятен контактного скольжения на неровностях. Однако именно в них в условиях сильнейшего деформирования и разогрева происходят сложные трибохимические процессы, которые определяют уровень сдвигового сопротивления и режим концентрации сдвиговых напряжений. Процессы декомпрессионного залечивания в разломах земной коры, по-видимому, не являются определяющими при подготовке масштабного динамического разрушения высоконапряженных массивов горных пород.

6. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Balyshev S.O., Medvedev V.Ya, Savel'eva V.B., 1996. On the problem of shock decompression of silicate rocks. *Doklady AN* 347 (1), 66–68 (in Russian) [Балышев С.О., Медведев В.Я., Савельева В.Б. К проблеме декомпрессии силикатных пород // Доклады АН. 1996. Т. 347. № 1. С. 66–68].
- Geguzin Ya.E., Kaganovsky Yu.S., Kruzhakov V.S., 1988. About the temperature relationship for NaCl crystals of the equilibrium shape. *Kristallografiya* 33 (6), 1495–1498 (in Russian) [Гегузин Я.Е., Кагановский Ю.С., Кружаков В.С. О температурной зависимости равновесной формы кристаллов NaCl // Кристаллография. 1988. Т. 33. Вып. 6. С. 1495–1498].
- Kocharyan G.G., 2009. Mechanisms of strength recovery of seismogenic faults. In: *Problems of interacting geospheres*. GEOS, Moscow, p. 77–86 (in Russian) [Кочарян Г.Г. Механизмы восстановления прочности сейсмогенных разломов // Проблемы взаимодействующих геосфер. М.: ГЕОС, 2009. С. 77–86].
- Kocharyan G.G., 2010. Fault zone as a nonlinear mechanical system. *Fizicheskaya Mezomekhanika* 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].
- Kotelnikova Z.A., Kotelnikov A.R., 2008. NaF-bearing fluids: Experimental investigation at 500–800 °C and $P = 2000$ bar using synthetic fluid inclusions in quartz. *Geochemistry International* 46 (1), 48–61. <http://dx.doi.org/10.1134/S0016702908010047>.
- Kushnarev I.P., 1982. Depths of Formation of Endogenous Ore Deposits. Nedra, Moscow, 166 p. (in Russian) [Кушнарев И.П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1982. 166 с.].
- Letnikov F.A., Kuznetsov K.E., Medvedev V.Ya., 1990. On the problem of shock decompression of fluidized silicate melts. *Doklady AN SSSR* 313 (3), 682–684 (in Russian) [Летников Ф.А., Кузнецов К.Е., Медведев В.Я. К проблеме шоковой декомпрессии флюидизированных силикатных расплавов // Доклады АН СССР. 1990. Т. 313. № 3. С. 682–684].

Medvedev V.Ya., Balshev S.O., Savelieva V.B., 1995. Change of physical properties of rocks under shock decompression. In: The 13th Russian Meeting on Experimental Mineralogy. IEM RAS, Chernogolovka, p. 68 (in Russian) [Медведев В.Я., Балышев С.О., Савельева В.Б. Изменение физических свойств горных пород при шоковой декомпрессии // XIII Российское совещание по экспериментальной минералогии. Черноголовка: ИЭМ РАН, 1995. С. 68].

Nichols F.A., Mullins W.M., 1965. Morphological changes of a surface of revolution due to capillarity-induced surface diffusion. *Journal of Applied Physics* 36 (6), 1826–1835. <http://dx.doi.org/10.1063/1.1714360>.

Ruzhich V.V., Ivanova L.A., Medvedev V.Ya., 2014. On the study of tribological processes in slickensides from fault zones. In: Faulting in the lithosphere and related processes. Tectonophysical analysis. Abstracts of the All-Russia meeting with visiting researchers from other countries (11–16 August 2014, Irkutsk). IEC SB RAS, Irkutsk, p. 65 (in Russian) [Ружич В.В., Иванова Л.А., Медведев В.Я. Об изучении трибологических процессов в зеркалах скольжения из зон разломов // Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ: Тезисы докладов Всероссийского совещания с участием приглашенных исследователей из других стран (11–16 августа 2014 г., г. Иркутск). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014. С. 65].

Ruzhich V.V., Medvedev V.Ya., Ivanova L.A., 1990. Healing of seismogenic fractures and repeatability of earthquakes. In: Seismicity of the Baikal rift: prognostic aspects. 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., Truskov V.A., Chernykh E.N., Smekalin O.P., 1999. Recent movements in the fault zones of Pribaikalie and mechanisms of their initiation. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 40 (3), 360–372.

Smith D., Evans B. 1984. Diffusional crack healing in quartz. *Journal of Geophysical Research* 89 (B6), 4125–4135. <http://dx.doi.org/10.1029/JB089iB06p04125>.

Sobolev G.A., Genshaft Yu.S., Kireenkova S.M., Morozov Yu.A., Smul'skaya A.I., Vittgren' V.I., Kulik V.B., 2011. Effects of high pressure and temperature on properties of nanocrystals in rocks: Evidences from Raman spectroscopy. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 47 (6), 465–474. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351311050053>.

Sobolev G.A., Vittgren V.I., Ruzhich V.V., Ivanova L.A., Mamalimov R.I., Shcherbakov I.P., 2014. The study of nanocrystals in slickensides. In: The 15th International Conference "Physical, chemical and petrophysical studies in Earth Sciences". Moscow, September 29 – October 01, 2014. Conference Proceedings. IGEM RAS, Moscow, p. 211–213 (in Russian) [Соболев Г.А., Виттгрен В.И., Ружич В.В., Иванова Л.А., Мамалимов Р.И., Щербаков И.П. Исследование нанокристаллов в зеркале скольжения // Пятнадцатая международная конференция «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Москва, 29 сентября – 1 октября 2014 г. Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2014. С. 211–213].



Медведев Владимир Яковлевич, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
✉ e-mail: med@crust.irk.ru

Medvedev, Vladimir Ya., PhD in Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust SB RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
✉ e-mail: med@crust.irk.ru



Иванова Лариса Александровна, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.,
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
✉ e-mail: liva@crust.irk.ru

Ivanova Larisa A., PhD in Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust SB RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
✉ e-mail: liva@crust.irk.ru



Лысов Борис Антонович, канд. геол.-мин. наук, доцент кафедры геологии нефти и газа ИГУ
Иркутский государственный университет, геологический факультет
664003, Иркутск, ул. Ленина, 3, Россия
Тел.: 8(3952)243280

Lysov, Boris A., PhD in Geology and Mineralogy, associate professor
Irkutsk State University, Geological Faculty
3 Lenin street, Irkutsk 664003, Russia
Tel.: 8(3952)243280



Ружич Валерий Васильевич, докт. геол.-мин. наук, г.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. (3952)422776; e-mail: ruzhich@crust.irk.ru

Ruzhich, Valery V., Doctor of Geology and Mineralogy, Chief Researcher
Institute of the Earth's Crust SB RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel. +7(3952)422776; e-mail: ruzhich@crust.irk.ru



Марчук Марина Валерьевна, канд. геол.-мин. наук, м.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Marchuk, Marina V., PhD in Geology and Mineralogy, Junior Researcher
Institute of the Earth's Crust SB RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia



STRAIN LOCALIZATION PECULIARITIES AND DISTRIBUTION OF ACOUSTIC EMISSION SOURCES IN ROCK SAMPLES TESTED BY UNIAXIAL COMPRESSION AND EXPOSED TO ELECTRIC PULSES

V. A. Mubassarova¹, L. M. Bogomolov², A. S. Zakupin¹,
I. A. Panteleev³, O. B. Naimark³

¹ Research Station of the Russian Academy of Sciences, Bishkek, Kyrgyzstan

² Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch of RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

³ Institute of Continuous Media Mechanics, Ural Branch of RAS, Perm, Russia

Abstract: Results of uniaxial compression tests of rock samples in electromagnetic fields are presented. The experiments were performed in the Laboratory of Basic Physics of Strength, Institute of Continuous Media Mechanics, Ural Branch of RAS (ICMM). Deformation of samples was studied, and acoustic emission (AE) signals were recorded. During the tests, loads varied by stages. Specimens of granite from the Kainada deposit in Kyrgyzstan (similar to samples tested at the Research Station of RAS, hereafter RS RAS) were subject to electric pulses at specified levels of compression load. The electric pulses supply was galvanic; two graphite electrodes were fixed at opposite sides of each specimen. The multichannel Amsy-5 Valen System was used to record AE signals in the six-channel mode, which provided for determination of spatial locations of AE sources. Strain of the specimens was studied with application of original methods of strain computation based on analyses of optical images of deformed specimen surfaces in LaVISION Strain Master System.

Acoustic emission experiment data were interpreted on the basis of analyses of the AE activity in time, i.e. the number of AE events per second, and analyses of signals' energy and AE sources' locations, i.e. defects.

The experiment was conducted at ICMM with the use of the set of equipment with advanced diagnostic capabilities (as compared to earlier experiments described in [Zakupin *et al.*, 2006a, 2006b; Bogomolov *et al.*, 2004]). It can provide new information on properties of acoustic emission and deformation responses of loaded rock specimens to external electric pulses.

The research task also included verification of reproducibility of the effect (AE activity) when fracturing rates responded to electrical pulses, which was revealed earlier in studies conducted at RS RAS. In terms of the principle of randomization, such verification is methodologically significant as new effects, i.e. physical laws, can be considered fully indubitable if they prove stable when some parameters of the experiment are changed. Parameters may be arbitrarily modified within a small range, and randomization is thus another common statistical significance criterion for sample sets obtained at the same conditions. At ICMM, the experiments were conducted in compliance with the principle of randomization [Bogomolov *et al.*, 2011]. In this respect, the material of specimens, loading conditions and characteristics of the electrical pulses source were similar to those in the experiments at RS RAS.

As evidenced by the experiments, during electromagnetic field stimulation, the AE activity is manyfold higher than the background activity before the impact. This supports the research results reviewed in [Bogomolov *et al.*, 2011] concerning the AE activity increment of 20 % due to electric pulses in the field twice less strong than that in our experiments at ICMM.

The AE energy distribution analysis shows that cumulative distributions of the number of AE signals vs energy (i.e. the number of AE signals which energy exceeds a specified threshold value) are power-behaved. This is equivalent to the linear plot of distribution in log units of energy and relative events number, similarly to the case of Gutenberg–Richter law for earthquakes. It is noted that for the logarithmic graphs of distribution by energy, angular coefficients (b-factors) are somewhat different in the period of electric impact and in no-impact periods, which shows that the ratio of AE signals with higher energy indicators is increased in case of external impacts. Such a difference is most evident at the near-critical load when compression amounts to 0.94 fracturing stress value.

According to data from the AE source location system, it is revealed that impacts of the electric field are accompanied by redistribution of AE sources through the specimen volume when compression is below 0.9 maximum stress value, which corresponds to the stage of diffusive accumulation of defects. The location system can be effectively applied when events with high amplitudes are accumulated in sufficient number. In this regard, clustering of AE sources (defects) in the area of a future fault was recorded only during the measuring test when the AE activity was quite high at the constant load.

As shown by data from the optical diagnostics set of equipment, LaVision Strain Master System, deformation of a specimen takes place in a non-uniform pattern over its surface, which is manifested as consecutively propagating waves of localized strain. This conclusion contributes to the research results obtained earlier for rock samples under tension and compression [Panteleev *et al.*, 2013b, 2013c, 2013d]. Localized axial strain waves and localized radial strain waves (when material

particles move in the direction perpendicular to the compression direction) are concurrently observed. Such localized strain waves are 'slow' – they propagate at velocities that are by six or seven orders lower than the intrinsic velocity of sound propagation in the material. This observation correlates with the research results obtained earlier in studies of strain localization forms in the course of rock deformation [Zuev, 2011; Zuev et al., 2012].

When the loaded specimen is impacted by the electromagnetic field, maximum strain values are slightly decreased in comparison with those in the ordinary case (when only compressive load is applied). This trend seems to be a specific feature of changes in localization of deformation in the loaded rock samples impacted by electric pulses. Besides, the experiments demonstrate that a source of macro-destruction can be induced by the influence of an external electromagnetic field, and the growth of a nucleus of such source can be stabilized during the impact. The above conclusions correlate with the statistical model of a solid body with defects which is developed in ICMM [Panteleev et al., 2011, 2012, 2013a].

Key words: physical modeling, acoustic emission, inelastic strain localization, autowaves, electric impact.

Recommended by G.G. Kocharyan

Citation: Mubassarova V.A., Bogomolov L.M., Zakupin A.S., Panteleev I.A., Naimark O.B. 2014. Strain localization peculiarities and distribution of acoustic emission sources in rock samples tested by uniaxial compression and exposed to electric pulses. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (4), 919–938. doi:10.5800/GT-2014-5-4-0163.

ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ДЕФОРМАЦИИ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОЧАГОВ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ В ОБРАЗЦАХ ГОРНЫХ ПОРОД ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ОДНООСНОГО СЖАТИЯ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ИМПУЛЬСОВ

В. А. Мубассарова¹, Л. М. Богомолов², А. С. Закупин¹,
И. А. Пантелейев³, О. Б. Наймарк³

¹ Научная станция РАН, Бишкек, Кыргызстан

² Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

³ Институт механики сплошных сред УрО РАН, Пермь, Россия

Аннотация: Представлены результаты испытаний образцов горных пород на одноосное сжатие в присутствии электромагнитного поля. Эксперименты проведены в лаборатории физических основ прочности ИМСС УрО РАН с исследованием деформации образца и регистрацией сигналов акустической эмиссии (АЭ). В процессе испытаний нагрузка изменялась ступенчато. Образцы гранита Каиндинского месторождения, Кыргызстан (однотипные с испытанными на Научной станции РАН), подвергались воздействию электрических импульсов, подаваемых на графитовые электроды, которые закреплялись на противоположных гранях образцов, при фиксированном уровне сжимающего усилия. Запись сигналов акустической эмиссии выполнялась в шестиканальном режиме многоканальной системой Amsys-5 Vallen System, что позволило определить пространственное расположение источников АЭ. Исследование деформации образца производилось при помощи оригинальных методов расчета полей деформации, основанных на корреляционном анализе оптических изображений деформированной поверхности образца (на базе системы LaVision Strain Master).

Интерпретация экспериментальных данных акустической эмиссии осуществлялась на основе анализа временной зависимости акустоэмиссионной активности (количество актов АЭ в секунду), а также энергии сигналов и мест расположения их источников (дефектов).

Эксперимент в ИМСС УрО РАН на установке с расширенными диагностическими возможностями (по сравнению с ранее проведенными экспериментами, которые описаны в ряде работ [Zakupin et al., 2006a, 2006b; Bogomolov et al., 2004]) способен дать новую информацию о свойствах акустоэмиссионных и деформационных откликов нагруженных породных образцов на внешнее электроимпульсное воздействие.

Задача исследований также включала проверку воспроизводимости эффекта отклика скорости трещинообразования (активности АЭ) на воздействие электрических импульсов, который был ранее обнаружен авторами (НС РАН). Такая проверка имеет важное методологическое значение с точки зрения принципа рандомизации – новые эффекты (физические законы) могут считаться полностью достоверными, если они устойчивы к некоторым изменениям параметров постановки эксперимента. В небольших пределах модификация параметров может быть произвольной, отсюда – рандомизация, дополняющая распространенные критерии статистической достоверности для выборок, полученных при одних и тех же условиях. Принципу рандомизации вполне соответствует постановка экспериментов на образцах горных пород в ИМСС УрО РАН [Bogomolov et al., 2011]. В связи с этим, материал образцов, режим нагружения и характеристики источника электрических импульсов выбирались сходными с экспериментами на Научной станции РАН.

Эксперименты дали следующие основные результаты. Активность АЭ при стимулировании электромагнитным полем в десятки раз превышает ее фоновый уровень до воздействия. Это существенно дополняет ранее полученные результаты (обобщение в работе [Bogomolov *et al.*, 2011]) прироста активности АЭ порядка 20 % под воздействием электромагнитного поля при вдвое меньшей напряженности электрического поля.

При анализе энергетических распределений сигналов АЭ показано, что кумулятивные распределения (т.е. количество сигналов АЭ с энергией, превышающей некоторое пороговое значение от величины этого порога) числа сигналов по энергии соответствуют степенной зависимости. Это эквивалентно линейному графику распределения в логарифмических единицах энергии и числа событий, по аналогии со случаем закона Гутенберга-Рихтера для землетрясений. Обращено внимание на то, что для логарифмических графиков распределений по энергии угловые коэффициенты (*b*-факторы) в период электровоздействия и во время его отсутствия несколько различаются. Это различие, свидетельствующее об увеличении доли сигналов АЭ с повышенными энергиями при внешнем воздействии, проявилось в наибольшей степени при околокритической нагрузке (напряжение сжатия 0.94 от разрушающего).

Применение системы локации источников сигналов АЭ позволило установить, что при сжатии, меньшем 0.90 от максимального (соответствующему стадии диффузного накопления дефектов), воздействие электромагнитного поля сопровождается перераспределением источников по объему образца. Для эффективного использования системы локации необходимо накопление достаточно большого числа событий с большими значениями амплитуд. С учетом этого, результат кластеризации очагов АЭ (дефектов) к области будущего макроразрыва был отмечен лишь в измерительной сессии с достаточно высокой активностью АЭ при постоянной нагрузке.

С помощью системы оптической диагностики LaVision Strain Master показано, что процесс деформирования образца происходит неоднородно по всей поверхности в виде последовательно распространяющихся волн локализованной деформации, что дополняет ранее полученные результаты при растяжении и сжатии ряда горных пород [Panteleev *et al.*, 2013b, 2013c, 2013d]. При этом наблюдаются волны локализованной поперечной деформации (волны, в которых частицы материала перемещаются в направлении, перпендикулярном направлению сжатия), и волны локализованной продольной (осевой) деформации. Наблюдаемые волны локализованной деформации являются «медленными», скорость их распространения на шесть-семь порядков меньше характерной скорости звука в материале, что соответствует ранее полученным результатам исследования форм локализации деформации при нарушении горных пород [Zuev, 2011; Zuev *et al.*, 2012].

В период дополнительного воздействия электромагнитных полей на нагруженные образцы значения максимумов деформации несколько уменьшаются по сравнению с обычным случаем (только сжимающая нагрузка). Вероятно, эта тенденция – характерная особенность в изменении локализации деформации нагруженных породных образцов под влиянием электрических импульсов. Также была продемонстрирована возможность инициирования очага макроразрушения воздействием внешнего электромагнитного поля и стабилизации роста зародыша такого очага в течение воздействия, что согласуется с ключевыми результатами разрабатываемой в ИМСС УрО РАН статистической модели твердого тела с дефектами [Panteleev *et al.*, 2011, 2012, 2013a].

Ключевые слова: физическое моделирование, акустическая эмиссия, локализация неупругой деформации, автоволны, электровоздействие.

1. ВВЕДЕНИЕ

Геофизические натурные наблюдения и лабораторные эксперименты на образцах показали, что экзогенные воздействия (в том числе импульсные электромагнитные поля) оказывают влияние на неупругое деформирование нагруженных геоматериалов. В настоящее время известны проявления этого эффекта как изменения сейсмической, сейсмоакустической или акустоэмиссионной активности, в зависимости от характерных масштабов [Sobolev, Ponomarev, 2003; Kocharyan *et al.*, 2006; Zakupin, 2010; Bogomolov *et al.*, 2004]. Отмечена также его взаимосвязь с процессом разрушения геоматериалов [Urusovskaya *et al.*, 2000; Shpeizman, Zhoga, 2005].

Первые результаты натурных экспериментов с воздействиями на геосреду электроимпульсов, генерируемых при пусках геофизических магнитогидродинамических генераторов, были получены на Гармском (Таджикистан, Памир) и Бишкекском (Кыргызстан, Северный Тянь-Шань) полигонах в конце XX века. В работах Н.Т. Тарасова [Tarasov, 1997; Tarasov *et al.*,

1999] было установлено наличие триггерного влияния электромагнитных полей на локальную сейсмичность, которая проявилась в кратковременном приросте сейсмических событий низких классов после проведения зондирования. В более поздних работах [Bogomolov *et al.*, 2005; Sychev *et al.*, 2008, 2010; Smirnov, Zavyalov, 2012] обнаруженный ранее эффект был подтвержден – наблюдались вариации сейсмичности при глубинных зондированиях земной коры однополярными импульсами тока, производимыми электроразведочной генераторной установкой ЭРГУ-600-2. Несмотря на то, что наличие влияния электромагнитных полей на сейсмические процессы не подлежит сомнению, вопрос о физических механизмах, обусловливающих это влияние, до сих пор остается дискуссионным. С учетом данного обстоятельства и того факта, что проведение натурных испытаний сталкивается со значительными трудностями, как техническими, так и экономическими, существенный вклад в понимание механизма преобразования энергии электромагнитных полей в энергию упругих волн от возникающих разрывов сплошности может внести лабораторное моделирование на образ-

цах горных пород. Первые результаты моделирования электромагнитных эффектов в нагруженной среде были получены в экспериментах, проведенных в геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН на образцах бетона [Sobolev, Ponomarev, 2003]. Изменения активности акустической эмиссии (так называемые отклики АЭ) при воздействии источников электроимпульсов оказались довольно слабыми, хотя и статистически значимыми. Эти эксперименты выявили, что возможности применения стандартных прессов с серво-управляемым гидроприводом для анализа триггерных эффектов внешних полей ограничены. На них может быть достоверно зарегистрирована реакция среды в виде акустоэмиссионных откликов лишь на такие внешние электровоздействия, механический эквивалент которых заведомо превышает амплитуду шумов.

К дальнейшим исследованиям влияния электромагнитных полей на трещинообразование нагруженных образцов геоматериалов подключились сотрудники лаборатории моделирования энергонасыщенных сред Научной станции РАН. Мотивацией для нового цикла лабораторных экспериментов явилась необходимость исследования триггерных эффектов электрических импульсов в экспериментах на образцах тех горных пород, которые залегают в области проведения электромагнитных зондирований (традиционно называемой Бишкекским геодинамическим полигоном, БГП). Стоит отметить, что для серий образцов гранита, габбро, мрамора и т.п., изготовленных из пород одних и тех же месторождений, достигается лучшая воспроизводимость характеристики нагружения (σ – ϵ характеристики) при одноосном сжатии по сравнению с модельными материалами (цементно-песчаные смеси). Такая воспроизводимость при одинаковых режимах нагружения важна для выявления реакции среды на дополнительные воздействия (в том числе электроимпульсы) на фоне обычного поведения активности АЭ и деформационных параметров.

На Научной станции РАН на пружинном прессе УДИ [Stavrogin, Protosenya, 1979] в режиме одноосного квазистатического нагружения с 2001 по 2009 год был испытан широкий спектр материалов как искусственных (бетон, керамика), так и горных пород магматического (граниты, гранодиориты, габбро) и метаморфического происхождения (кварцит), а также осадочных пород (глины). Наибольшее внимание было уделено образцам магматических горных пород, для которых исследован эффект электрочувствительности материалов в зависимости от величины сжимающего напряжения и параметров источников электромагнитных полей. На образцах гранитов, гранодиоритов и габбро было продемонстрировано, что активность акустической эмиссии, обусловленная воздействием электромагнитного поля, проявляется при значениях осевого сжимающего напряжения выше 0.8 от разрушения [Bogomolov, Zakupin, 2008; Zakupin et al., 2006a, 2006b; Bogomolov et al., 2011]. Вариации усредненной

активности АЭ вследствие внешних воздействий отчетливо выделялись визуально на временных графиках, а с применением статистического анализа временных рядов стимулирующий эффект электроимпульсов стал бесспорным.

Испытания образцов искусственных геоматериалов в присутствии электромагнитного поля также были продолжены на установках НС РАН [Bogomolov et al., 2011] и ОИВТ РАН [Avagimov et al., 2006, Avagimov, Zeigarnik, 2008]. Эксперименты, проведенные на бетоне и водонасыщенной керамике, доказали влияние электрических импульсов с амплитудой напряженности поля 1–10 кВ/м на скорость дефектообразования и выявили сходство в реакции этих материалов и магматических горных пород на внешнее электромагнитное воздействие. Такое нетривиальное сходство, позволяющее говорить об электрочувствительности как об атрибуте нагруженных геоматериалов, осложняет поиск механизма отклика АЭ на воздействие электроимпульсов. Действительно, известны подходы к объяснению влияния электромагнитных полей на деформирование щелочно-галоидных кристаллов [Finkel, 1977; Zuev, 1990; Urusovskaya et al., 2000]. Также предложена модель механизма воздействия электроимпульсов с крутыми фронтами на образцы горных пород с высокой акустической добротностью (гранит, габбро) [Bogomolov et al., 2011]. Эта модель опирается на известное обстоятельство [Surkov, 2000]: возникновение аномальной поляризации материала образцов в некоторых их зонах под влиянием динамических факторов (в частности, «микроударах» при трещинообразовании, т.е. актах АЭ). Внешнее электрическое поле воздействует на такую среду, вследствие чего в ней возникают упругие волны, инициирующие новые очаги АЭ. Механизм аномальной (динамической) поляризации связан с сильным разделением зарядов у кончика растущей трещины в диэлектрическом материале с ионными или полярными межатомными связями [Freund, 2000; Frid et al., 2003]. Стоит отметить, что согласно [Frid et al., 2003] динамическая поляризация может считаться серьезным аргументом при объяснении механизма электромагнитного излучения (ЭМИ) при трещинообразовании в нагруженных породных образцах [Yakovitskaya, 2008]. Для образцов гранита Каинда, испытываемых на одноосное сжатие, сигналы ЭМИ были зарегистрированы в том же диапазоне нагрузок, что и акустическая эмиссия [Manzhikov et al., 2001]. Генерация сигналов ЭМИ может считаться обратным эффектом по отношению к реакции среды (прирост АЭ) на электромагнитное воздействие.

На натурном масштабе механизм воздействия электромагнитных полей (импульсов тока при пусках МГД-генераторов и устройства ЭРГУ-600-2) предположительно определяется следующей цепочкой эффектов: электрокинетические эффекты (изменения движения воды по коллекторам под влиянием электрического поля [Grigorov, 1973]), изменение сцепле-

ния при увлажнении поверхностей контактирующих блоков, а также эффект Ребиндера (переход к разрушению). По отдельности эти эффекты уже изучены, в частности продемонстрирован «триггер» даже небольшого количества воды [Sobolev *et al.*, 2006].

Несмотря на высокую значимость полученных результатов предшествующих работ, используемые в них подходы не дают полного объяснения сходства откликов материалов с различными физико-химическими свойствами. В частности, для реализации электрокинетических эффектов требуется значительная влагонасыщенность породы и ее проницаемость, что, согласно ранее полученным экспериментальным результатам, не является необходимым условием для отклика материала на внешнее электромагнитное воздействие. Ранее собранных данных, по-видимому, недостаточно для выявления основного элемента электромеханической взаимосвязи, ответственного за такую общность.

В зарубежных работах по смежной тематике (деформационные эффекты электрических импульсов, не сводимые к пьезоэлектрическим и пьезомагнитным свойствам среды) в качестве объекта исследований рассматривались контактирующие поверхности образцов горных пород и гранулированные материалы. Воздействие электромагнитных полей на цельные нагруженные образцы горных пород не исследовалось. В связи с тем, что некоторые из зарубежных работ также были ориентированы на объяснение вариаций локальной сейсмичности после пусков МГД-генераторов [Tarasov, 1997; Tarasov *et al.*, 1999], стоит упомянуть наиболее значимые результаты. В работах [Chelidze *et al.*, 2002, 2004; Chelidze, Lurmanashvili, 2003] описаны эксперименты по воздействию электромагнитного поля на проскальзывание контактирующих блоков. Особенно нагляден эксперимент с простейшим слайдером – соскальзывание одного из блоков по наклонной плоскости, стимулированное электрическими импульсами. Результаты этих работ могли бы свидетельствовать об уменьшении коэффициента внутреннего трения и/или сцепления, так как наблюдаемые подвижки на контактах указывают на нарушение критерия Кулона-Мора при электровоздействии на контактирующие поверхности [Chelidze *et al.*, 2004].

Использование установок – слайдеров – позволило практически устраниТЬ вклад в общий поток сигналов АЭ фонового процесса образования и роста микротрещин в объеме образцов, описываемого кинетическими моделями Журкова-Куксенко либо Наймарка-Плехова-Пантелеева [Zhurkov *et al.*, 1977, 1980; Pantaleev *et al.*, 2011, 2012, 2013a]. Благодаря этому, даже при сравнительно небольшой статистике данных было выявлено влияние периодических электроимпульсов на неравномерность распределения событий АЭ во времени. Обнаруженную Т.Л. Челидзе с соавторами синхронизацию интервалов преимущественного возникновения АЭ с амплитудой напряженности электри-

ческого поля можно рассматривать как разновидность (одну из мод) эффекта электростимулирования деформации. Согласно [Chelidze *et al.*, 2002; Chelidze, Lurmanashvili, 2003], для этой разновидности реакции среды (в данном случае системы контактирующих тел) на электровоздействие не отмечен прирост общего числа событий АЭ по сравнению со случаем отсутствия поля; происходит лишь перераспределение во времени, «модуляция» потока событий.

При другой постановке экспериментов в работах [Mugele *et al.*, 2005; Arakawa *et al.*, 2003; Petrenko, 1994] было выявлено значительное возрастание сцепления трущихся поверхностей с налипшим снегом (кристаллами воды) в присутствии электромагнитного поля. Измерения акустической эмиссии в этих работах не проводились. Различие результатов относительно знака изменения сцепления может быть обусловлено более сложным характером поверхностных явлений по сравнению с деформационными процессами в сплошной среде, а также зависимостью от таких параметров окружающей среды, как температура, влажность и др. Таким образом, исследования влияния электрических импульсов на трение (сцепление) контактирующих поверхностей имеет свои особенности. Их проведение может считаться самостоятельной задачей (как и дальнейшие эксперименты на цельных образцах, относящиеся к обсуждаемой теме).

С учетом вышеизложенного, представляет интерес проведение новой серии экспериментов на образцах горных пород (предпочтительно гранит, именно им внесен наибольший вклад в результаты по Бишкекской выборке образцов). Постановка экспериментов должна быть приближена к описанной в работах [Zakupin *et al.*, 2006a, 2006b; Bogomolov *et al.*, 2004], что включает изготовление образцов соответствующих размеров, выбор режимов нагружения, параметров источника электроимпульсов и т.п. В лаборатории физических основ прочности ИМСС УрО РАН имеется подходящая для таких экспериментов испытательная установка, а возможности измерительной системы существенно больше, чем в предшествующих экспериментах НС РАН. Применение усовершенствованных методов регистрации АЭ и компонент деформации должно обеспечить получение новой информации о свойствах акустоэмиссионных и деформационных откликов нагруженных породных образцов на внешнее электроимпульсное воздействие. В этом как раз и заключается цель данной работы.

2. ИССЛЕДУЕМЫЕ МАТЕРИАЛЫ, ОБОРУДОВАНИЕ И СИСТЕМА ИЗМЕРЕНИЙ

Как было отмечено выше, материалом для испытаний был выбран гранит, для которого установлены поведение активности АЭ при разных значениях механической нагрузки (ступенчатое одноосное сжатие) и

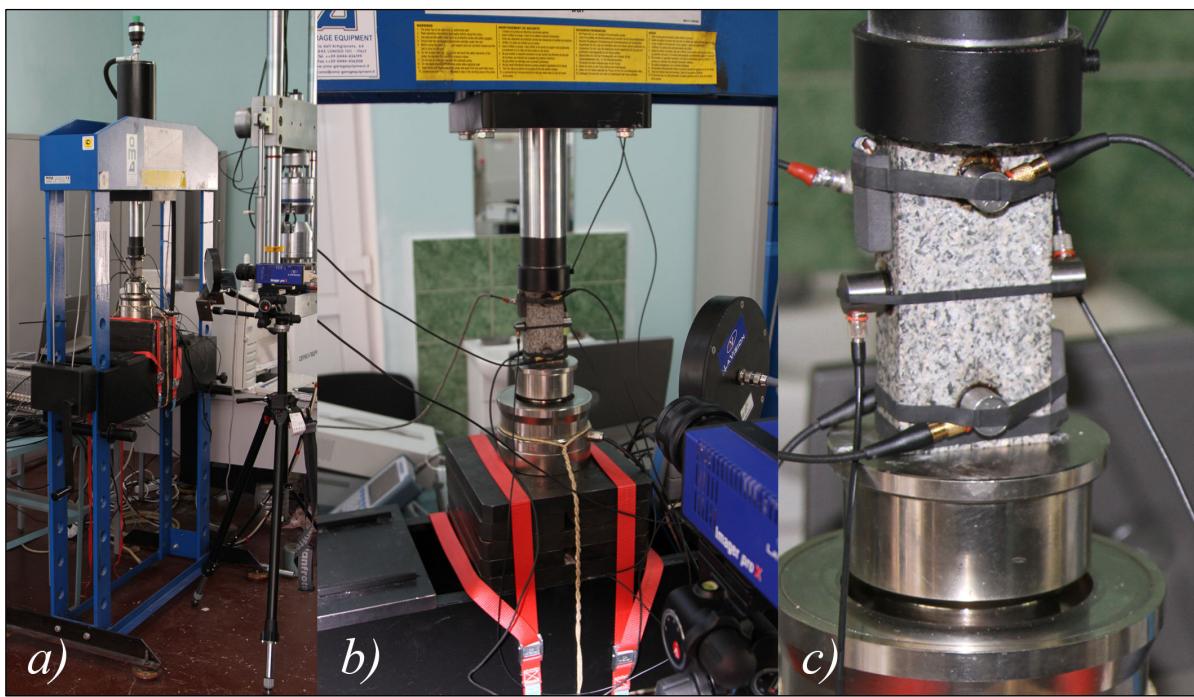


Рис. 1. Фотографии гидравлического пресса ОМА(а) и образца гранита Каиндинского месторождения, установленного для испытаний (б, с).

Fig. 1. Photos of OMA Hydraulic Press (a) and the granite specimen from the Kaindinsky deposit before testing (b, c).

оптимальные параметры электромагнитного воздействия [Zakupin et al., 2006b]. Были изготовлены образцы правильной формы (прямоугольный параллелепипед) с размерами 25×50×100 мм.

Экспериментальные исследования образцов с регистрацией пространственно-временных распределений деформации и параметров сигналов акустической эмиссии проведены с использованием оборудования, имеющегося в лаборатории физических основ прочности ИМСС УрО РАН. Как и в экспериментах на пружинном прессе УДИ, образцы гранита испытывались в режиме квазистатического нагружения при ступенчато изменяемой нагрузке на гидравлическом прессе с ручным приводом ОМА, Италия (рис. 1, а), с максимальным усилием сжатия 500 кН. Экспериментальные сессии с воздействием электромагнитного поля проводились при фиксированном уровне нагрузки.

В процессе нагружения значения усилия с частотой 1 Гц регистрировались при помощи силоизмерительного комплекса, включающего сило- и весоизмерительный тензорезистивный датчик К-С-183-47-С3, весового электронного измерительного блока КСК52 и специального программного обеспечения.

Дополнительное (по отношению к механическому) воздействие реализовано при подаче на графитовые электроды, прижатые к боковым поверхностям образца, напряжения от генератора сигналов произвольной формы АКИП-3407/1А. Параметры электрических импульсов при этом составляли: напряжение 90 В, часто-

та 2.5 кГц, длительность 100 мкс, скважность 75 %; форма – однополярные прямоугольные импульсы положительной полярности.

В течение экспериментов производилась непрерывная регистрация сигналов акустической эмиссии. Сигналы АЭ регистрировались двумя типами пьезоэлектрических датчиков: четырьмя широкополосными датчиками типа SE2MEG-P производства DECI, США, работающими в частотном диапазоне 200 кГц – 2 МГц, и двумя датчиками типа AE104A, Vallen System, Германия, с диапазоном частот 100–400 кГц. В качестве блока регистрации акустической эмиссии использовалась цифровая 8-канальная измерительная система Vallen System Amsy-5. Каждый измерительный канал включает в себя датчик, предварительный усилитель (типа АЕР4 с рабочим диапазоном частот 3–2000 кГц) и один канал ASIP-2 (двуухканальный процессор сигналов акустической эмиссии). В состав системы Amsy-5 входит 8 каналов ASIP-2: 4 канала с диапазоном частот 95–400 кГц и 4 высокочастотных канала (400–1200 кГц). Каждый канал ASIP-2 сочетает в себе звено аналоговой регистрации и блока цифровой обработки сигналов. Измерительная система Vallen System Amsy-5 регистрирует сигналы акустической эмиссии при превышении некоторого порогового уровня (задаваемого исследователем) индивидуально каждым каналом и независимо от других каналов. Независимость измерений акустической эмиссии каждым каналом позволила осуществить настройку уровня порогового

значения регистрации сигналов АЭ: минимальный порог 6 мкВ был установлен на каналах с низкочастотными датчиками, максимальный порог зафиксирован на уровне 100 мкВ для высокочастотных каналов. Это обеспечило регистрацию максимально возможного количества сигналов АЭ (в том числе с низким значением амплитуды).

Обработка сигналов АЭ в Amsy-5 производится в режиме реального времени и содержит в себе такие функции, как определение времени первого пересечения порога (время прибытия сигнала), время нарастания сигнала, его длительность, амплитуда и энергия. Энергия сигналов АЭ рассчитывалась по огибающей модуля амплитуды электрического сигнала на выходе пьезопреобразователя (датчика АЭ) в нВс. Параллельно с определением параметров сигналов в течение экспериментов была реализована запись волновых форм АЭ при помощи дополнительного модуля регистрации, что позволило гарантировать отсутствие ложных сигналов (помех, наводок) от генератора электрических импульсов.

Использование системы регистрации в 6-канальном режиме позволило произвести локацию источников АЭ в объеме материала. При расчете местоположения источника акустической эмиссии используются импульсы, зарегистрированные по нескольким каналам в течение заданного интервала времени (не менее длительности сигнала). Импульсы идентифицируются и группируются в набор данных записи события, включающий информацию о первом и последующих превышениях порога, разнице времени регистрации и количестве превышений порога в интервале времени, соответствующем событию. К этому набору данных применяется алгоритм расчета месторасположения источника (локации), который выбирается в зависимости от геометрии конструкции/образца и принципа размещения на нем датчиков АЭ.

Для выполнения локационных расчетов задавались скорость звука в материале (граните), единицы измерения координат, позиции датчиков АЭ (координаты АЭ датчиков), максимальное расстояние между датчиками АЭ. Для расчета координат источника АЭ был применен пошаговый метод трехмерной локации, который базируется на численном пошаговом итерационном алгоритме, специально применяющемся для сплошных объектов (твердых или наполненных жидкостью) с распространением звука в трех измерениях. Суть алгоритма состоит в следующем: первоначально определяется предположительное местоположение источника АЭ, затем строится куб с определенной длиной стороны, центром которого является предположительное местоположение источника. В центре каждой грани куба задаются шесть новых виртуальных источников, для каждого из которых вычисляется значение показателя неопределенности локации (стандартное отклонение вычисленных расстояний от датчика АЭ до источника и этого расстояния в соответствии с за-

регистрированной разницей времени прихода сигнала). Решение с наименьшим значением показателя неопределенности становится новой позицией источника. Затем процедура повторяется, пока позиция источника в центре куба не будет иметь наименьшее значение показателя неопределенности. После этого длина стороны куба уменьшается и шаги повторяются, пока длина стороны куба не достигнет определенного минимального значения. Координаты центра куба являются результатом расчета источника акустоэмиссионного события.

Исследование эволюции пространственного распределения деформации на поверхности испытываемых образцов проводилось с помощью метода корреляции цифровых изображений [Sutton *et al.*, 1983, 2009], основанного на анализе последовательности оптических изображений деформируемой поверхности образца (на базе системы LaVision Strain Master). Для этого в течение эксперимента одна из граней образца снималась при помощи CCD камеры (Charge Coupled Device), модель ImagerProX, обладающей высокой чувствительностью, разрешением и входящей в состав системы LaVision Strain Master. Данная модель камеры позволяет снимать до 30 кадров в секунду с разрешением 1600×1200 пикселей, размер одного пикселя при этом составляет 7.4×7.4 мкм, спектральный диапазон камеры – от 320 до 1000 нм.

3. МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ И АНАЛИЗА ДАННЫХ

3.1. ОБРАБОТКА ДАННЫХ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ

Интерпретация экспериментальных данных акустической эмиссии осуществлялась на основе анализа временной зависимости акустоэмиссионной активности (количество актов АЭ в секунду). Данная форма представления наиболее информативно отражает изменения режима деформирования образца. Анализ графиков активности АЭ подразумевает определение реакции (отклика среды в акустической эмиссии) нагруженного образца на внешнее воздействие. Эта реакция выражается в приросте усредненной активности АЭ после включения источника электромагнитного поля, превышающем по амплитуде среднеквадратичное отклонение временной зависимости активности АЭ, определяемое по некоторому фоновому уровню до включения источника воздействия. При этом под отликами среды в АЭ подразумеваются лишь вариации акустоэмиссионной активности, произошедшей с временными задержками, не превышающими длительности воздействия.

Дополнительным параметром, по которому возможно определить наличие влияния электромагнитного поля на акустическую эмиссию, является энергия сигналов. Для выявления особенностей распределения акустоэмиссионных сигналов по энергиям в течение

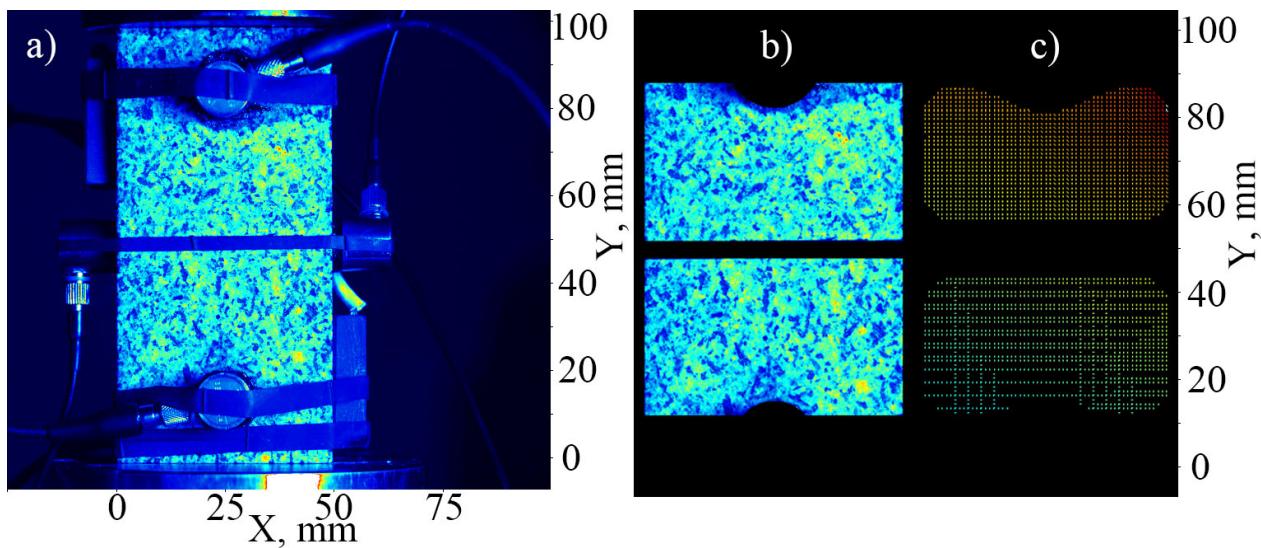


Рис. 2. *a* – оптическое изображение образца с камеры системы Strain Master; *b* – область обработки данных; *c* – пример поля векторов перемещений точек поверхности образца.

Fig. 2. *a* – an image of the specimen (taken by the Strain Master camera); *b* – data processing area; *c* – field of displacement vectors of points on the specimen surface.

воздействия электроимпульсами были построены кумулятивные распределения сигналов АЭ по энергиям (в логарифмическом масштабе по обеим осям).

Для анализа влияния электромагнитного поля на пространственное расположение источников АЭ локализованные сигналы были рассортированы по времени регистрации по трем выборкам: произошедшие до начала воздействия, в период воздействия и после его завершения. Для каждой выборки были построены трехмерные распределения источников АЭ в объеме образца и двумерные распределения (проекции источников сигналов АЭ на соответствующие координатные плоскости).

3.2. ПОСТРОЕНИЕ ЛОКАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ ПО ИЗОБРАЖЕНИЯМ ОПТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ LAVISION STRAIN MASTER

В течение эксперимента одна из граней образца снималась камерой высокого разрешения с частотой 1 Гц (рис. 2, *a*). Данные каждого эксперимента сохранялись в информационный проект, представляющий собой совокупность из оптических изображений (кадров) деформируемой поверхности образца. Каждый пиксель изображения содержит в себе информацию о его координатах (*x*, *y*) и значении интенсивности *I*.

Начальный этап обработки оптических изображений состоит в выборе области данных (с помощью наложения маски), определяющей площадь в исходном изображении, которая принимается во внимание при расчете векторов перемещений. В зависимости от задач, диапазоном обработки может быть выбрана как вся область исходного изображения, так и некоторый

фрагмент. Для улучшения качества расчета полей перемещений и деформации при обработке данных применялась маска, исключающая краевые области вблизи ребер образцов (рис. 2, *b*).

При работе с горными породами, когда в исходном изображении имеются зоны с высокой интенсивностью фона (засвеченные области зерен, включений), использовались такие функции предварительной обработки исходных изображений, как инверсия (включает четыре метода), вычитание скользящего фона, вычитание смещения и нормализация интенсивности. Это позволяло получить исходное изображение однородной интенсивности всей области обработки для минимизации погрешности при вычислении векторов перемещений.

Следующим и одним из базовых этапов обработки является построение поля векторов перемещений точек поверхности методом корреляции изображений. Для этого область обработки исходного изображения разбивается на ячейки (так называемые окна опроса). Размер и форма ячейки могут быть выбраны оператором в зависимости от поставленной задачи. Для прямоугольной формы ячейки размер варьируется от 8×8 до 128×128 пикселов. Доступны и другие формы ячейки – круг, эллипсы с соотношением диаметров 2:1 и 4:1 и поворотом на угол от 0° до 180° с шагом 45°. Корреляционная функция работает по параметру интенсивности внутри каждой ячейки и проходит через весь пакет изображений с заданным перекрытием ячеек. Перекрытие определяет площадь наложения соседних ячеек друг на друга. Для определенных задач чем больше значение перекрытия, тем выше точность вычисления векторов. В программе реализо-

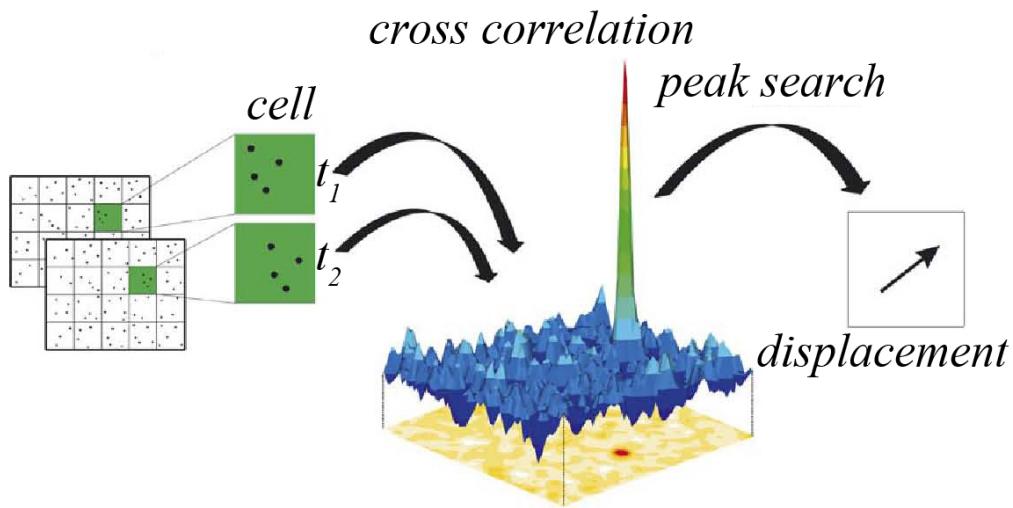


Рис. 3. Схема расчета векторов перемещений методом кросскорреляции.

Fig 3. Calculations of displacement vectors by the cross-correlation method.

ваны следующие методы корреляции – автокорреляция, кросскорреляция, последовательная автокорреляция, последовательная кросскорреляция, стереоавтокорреляция и стереокросскорреляция (виды стереокорреляции используются при съемке системой двух камер).

После сравнения возможностей данных методов был выбран метод кросскорреляции в режиме единичной итерации с размером ячейки 64×64 пикселя и формой круга. Суть метода кросскорреляции в том, что исходное изображение состоит из двух кадров. Первым кадром (кадр 1) является некоторое исходное изображение, а вторым кадром (кадр 2) – последующее. Алгоритм вычисляет взаимную корреляцию всех ячеек между кадрами 1 и 2. Максимумом в кросскорреляции является наиболее вероятный вектор смещения ячейки (рис. 3).

Данный корреляционный метод базируется на быстром преобразовании Фурье. Выражение используемой корреляционной функции представляется формулой:

$$C(dx, dy) = \sum_{x=0, y=0}^{x < n, y < n} I_1(x, y)I_2(x + dx, y + dy),$$

$$-\frac{n}{2} < dx, dy < \frac{n}{2}, \quad (1)$$

где I_1 и I_2 – интенсивности 1 и 2-го кадра, n – размер ячейки. Максимальное значение C соответствует смещению, которое определяет длину вектора и направление для каждой ячейки. Результатом расчета корреляционной функции для всей области обработки будет поле векторов смещений (см. рис. 2, с).

Следующим этапом обработки является расчет полей деформации. Тензор деформации ε_{ij} определяется

как $\varepsilon_{ij} = \frac{du_i}{dr_j}$, $i, j = 1, 2, 3 = x, y, z$; u_i – компоненты

вектора смещений, и r_1, r_2, r_3 – оси x, y, z соответственно. Исследование деформации проводилось на плоскости с расчетом продольной (по оси сжатия), поперечной (рис. 4), а также максимальной сдвиговой деформации.

Эволюция деформации в пространстве и во времени представлена в виде проектов – совокупности кадров, количество которых определяет частота съемки поверхности камерой (в данном случае 1 Гц), – полей деформации в каждый отдельный момент времени. Отдельно для максимальной сдвиговой, поперечной и продольной деформации рассчитывалась разность максимального и минимального значений деформации в каждый отдельный момент времени (в каждом кадре проекта), которая затем усреднялась по времени (количество кадров). Это позволило проиллюстрировать в графическом виде пространственно-временную эволюцию деформации на поверхности образца для трех периодов времени – до, во время и после воздействия.

Для улучшения качества и наглядности представляемых результатов в графическом виде были применены различные способы постобработки полей деформации, включающие использование линейных и нелинейных фильтров.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Рассмотрим результаты эксперимента на образце гранита Каинда, диаграмма нагружения и периоды воздействия показаны на рис. 5. Напряжение разрушения (одноосное сжатие) составило 79 МПа. Результаты

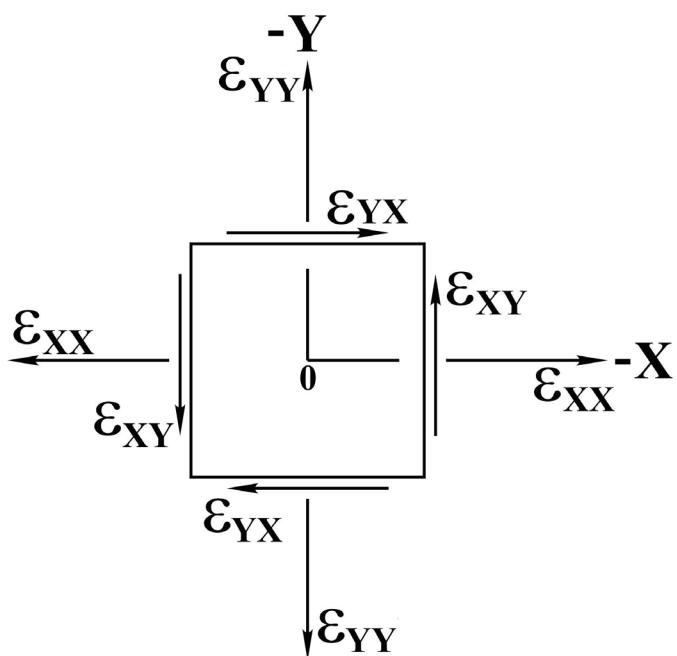


Рис. 4. Схема обозначений компонент тензора деформации, вычисляемых по данным системы LaVISION Strain Master.

Fig. 4. The legend of components of strain tensor calculated from data accumulated by LaVISION Strain Master System.

измерения акустоэмиссионной активности образца, полученной 6-канальной системой Amsy-5, показаны на рис. 6. Кратковременные приrostы активности акустической эмиссии, инициируемые электрическими импульсами, были получены при нагрузках, равных 0.60, 0.84 и 0.94 от разрушающей.

Как видно из рис. 6, *a*, при уровне нагрузки 0.60 от разрушения фоновая активность до начала воздействия составляла 50 сигналов в секунду, кратковременный прирост АЭ, вызванный воздействием электроимпульсов, наступил с задержкой 480 с от начала подачи импульсов и в 39 раз превышает фоновый уровень. Аналогичная картина наблюдается при напряжении 0.84 от разрушения: естественный уровень акустической эмиссии при такой величине усилия выше – порядка 275 сигналов в секунду (рис. 6, *b*). С большей задержкой (28 мин) от начала воздействия наступает активизация дефектообразования, и активность АЭ достигает значения 6000 событий в секунду, после чего спадает до первоначального фонового уровня. Рис. 6, *c* демонстрирует пример, когда активность АЭ, инициированная воздействием электрическими импульсами, превышает активность при пригрузке в 18 раз, при этом задержка активизации АЭ составляет 55 мин от начала подачи на образец электроимпульсов. Следует отметить тот факт, что в течение этой сессии воздействия произошло формирование магистральной трещины. При пригрузке изменение напряжения на

образце составило 6 МПа (8.6 % от напряжения до пригрузки) и привело к увеличению активности от уровня 21 до 2750 с^{-1} . Отлик АЭ на воздействие при возникновении трещины оказался существенно большим – до $5 \cdot 10^4 \text{ с}^{-1}$.

В дополнение к графикам активности, отражающим развитие во времени процесса дефектообразования (кратко, кинетику дефектов), были построены энергетические распределения количества сигналов АЭ. Результат показан на рис. 7. Распределение сигналов АЭ на рис. 7 для разных уровней напряжения может свидетельствовать о их соответствии линейному закону повторяемости (в логарифмических единицах), аналогичному закону Гутенберга-Рихтера в сейсмологии. Вместе с тем при меньших уровнях нагрузки (случаи *a*, *b* на рис. 7) можно отметить различия в угловых коэффициентах графиков распределений при электромагнитном воздействии и до него. При напряжениях 0.61 и 0.84 от разрушения различия в угловых коэффициентах (которые удобно называть *b*-фактором, по аналогии с законом Гутенберга-Рихтера) до, во время и после воздействия не более 25 %, при этом диапазон энергий сигналов АЭ не превышает 10^4 эВ. При увеличении напряжения до 0.94 от разрушения распределения сигналов по энергиям для событий АЭ, зарегистрированных до и после воздействия практически совпадают. Во время электромагнитного воздействия наблюдаются существенные отличия от предыстории как по *b*-фактору, так и по положению графика (т.е. диапазону энергий). Рис. 7, *c*, показывает, что в период воздействия регистрируются сигналы АЭ с энергиями, превосходящими 10^4 эВ, а угловой коэффициент графика энергетического распределения *b* меньше в два раза по сравнению с периодами без воздействий. Это свидетельствует, что на данной ступени нагрузки электромагнитное поле существенно изменило режим дефектообразования – в некоторой области образца локализация деформации привела к возникновению макротрещины.

Как было отмечено выше, для выявления различий в пространственном расположении источников сигналов при пригрузке и в течение воздействия была реализована локация источников сигналов АЭ (дефектов) в объеме образца. Расположение датчиков на образце в данном эксперименте показано на рис. 8, *a*. Наиболее информативным является распределение источников АЭ, полученное в измерительной сессии с электромагнитным воздействием при нагрузке 0.94 от максимальной. Рис. 8, *b*, демонстрирует выборку сигналов АЭ, для которых достоверно определены координаты его источника, т.е. надежно оценен показатель неопределенности локации (стандартное отклонение вычисленных расстояний от датчика АЭ до источника и этого расстояния в соответствии с зарегистрированной разницей времени прихода сигнала до разных датчиков в многоканальной системе регистрации), и которые не превышают 0.1 мм. В связи с тем, что уровень

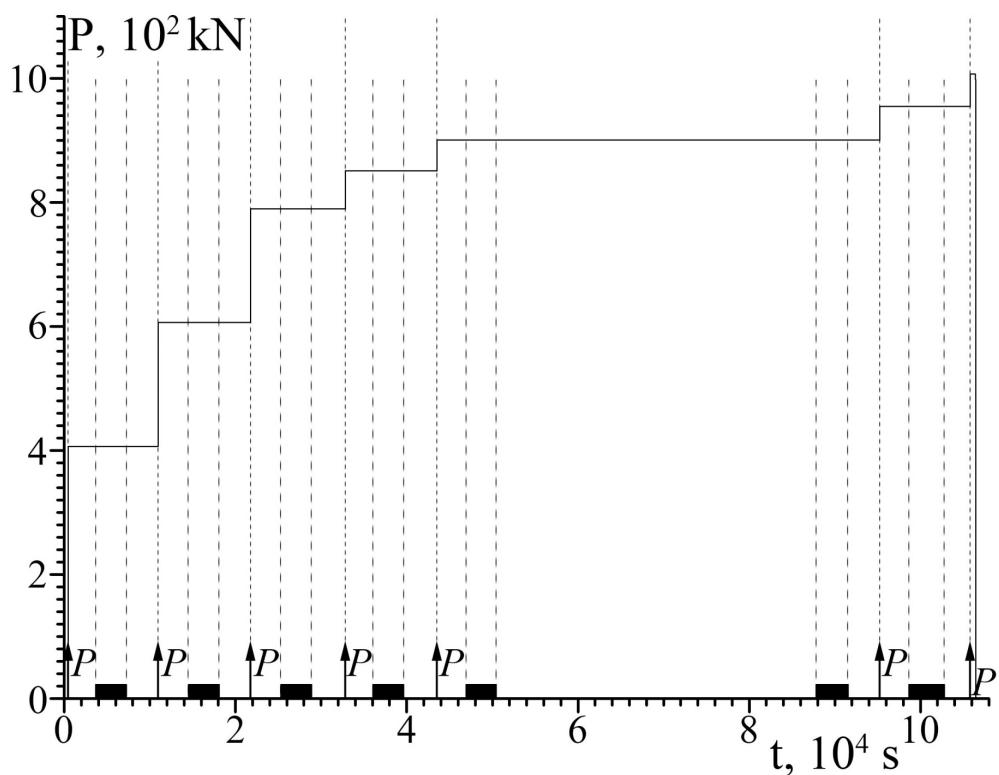


Рис. 5. Диаграмма нагружения образца гранита.

Черными барами показаны периоды воздействия электромагнитным полем. Стрелка с подписью Р – момент пригрузки.

Fig. 5. Granite loading diagram.

Black bars show electromagnetic field impact periods. Arrows with P show load increase points.

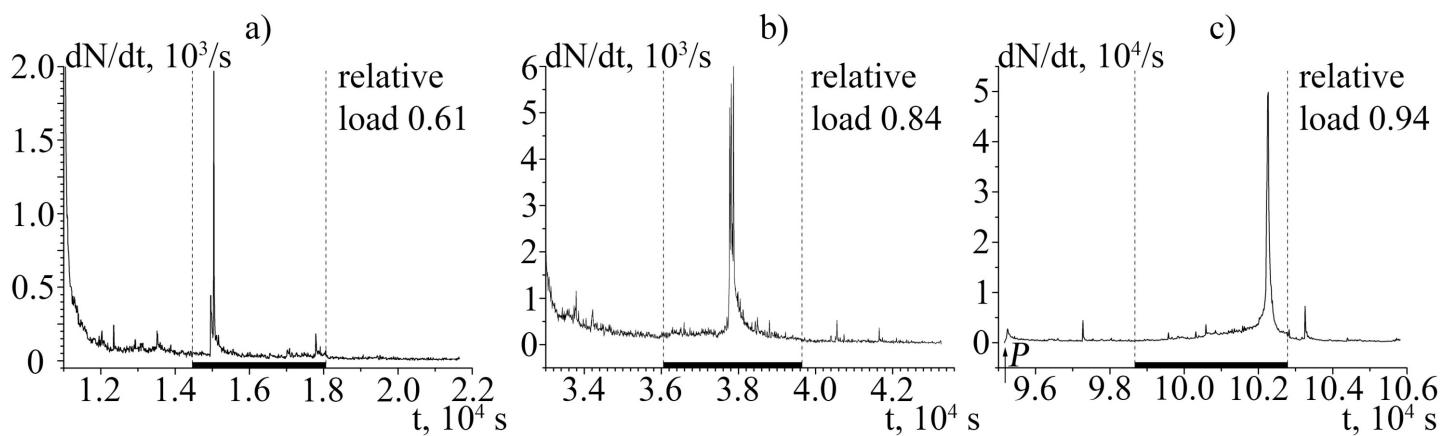


Рис. 6. Активность акустической эмиссии образца гранита Каинда, зарегистрированная 6-канальной системой Vallen Amsy-5, при различных значениях напряжения.

Черными линиями показаны интервалы воздействия электромагнитным полем. Стрелка с подписью Р – момент пригрузки.

Fig. 6. Acoustic emission activity of the granite specimen from the Kainda deposit according to data recorded by Vallen Amsy-5 System (six channels) at various stress values.

Black bars show electromagnetic field impact periods. Arrows with P show load increase points.

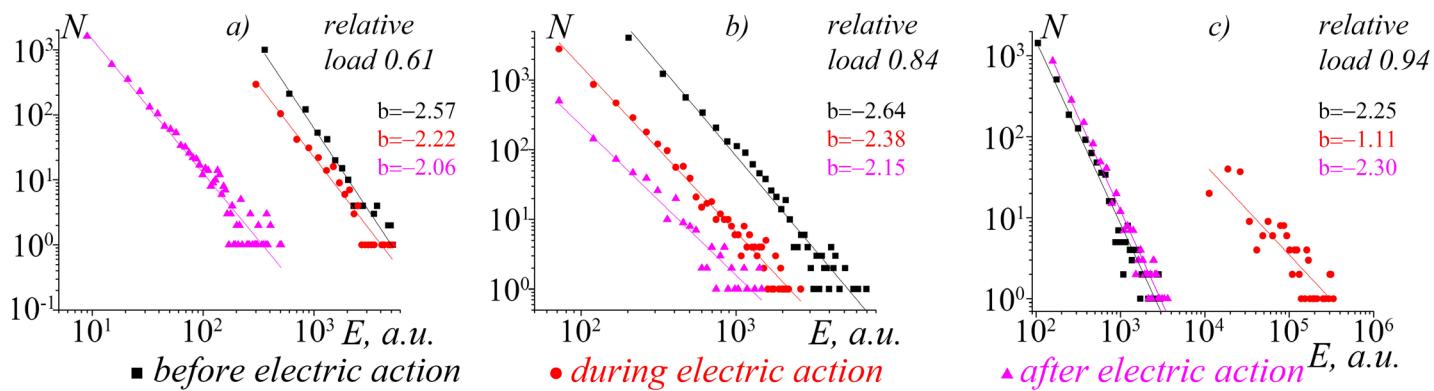


Рис. 7. Кумулятивные распределения сигналов акустической эмиссии гранита Каинда по энергиям при напряжениях: a – 0.61, b – 0.84 и c – 0.94 от разрушения; b – угол наклона графиков.

Fig. 7. Cumulative distribution of acoustic emission signals in the granite specimen from the Kainda deposit at stresses amounting to (a) 0.61, (b) 0.84, and (c) 0.94 fracturing stress value; b – slope angles of curves.

порогового значения, при превышении которого регистрировались акустоэмиссионные сигналы, был достаточно низок, определение координат сигналов, имеющих малое значение амплитуды, было затруднительно. Как видно из рис. 8, б, в период пригрузки и до воздействия источники сигналов АЭ (дефекты) диффузно рассеяны по всему объему образца. При подаче электрических импульсов число событий АЭ возрастает

и большая доля источников концентрируется в некоторой области, которая является зоной зарождения магистральной трещины (выделенная светлосерая область на рис. 8, б).

После того как воздействие было выключено, активность АЭ не превышала уровень 900 событий в секунду в течение часа, хотя трещина уже образовалась. При этом источники АЭ были сконцентрированы в

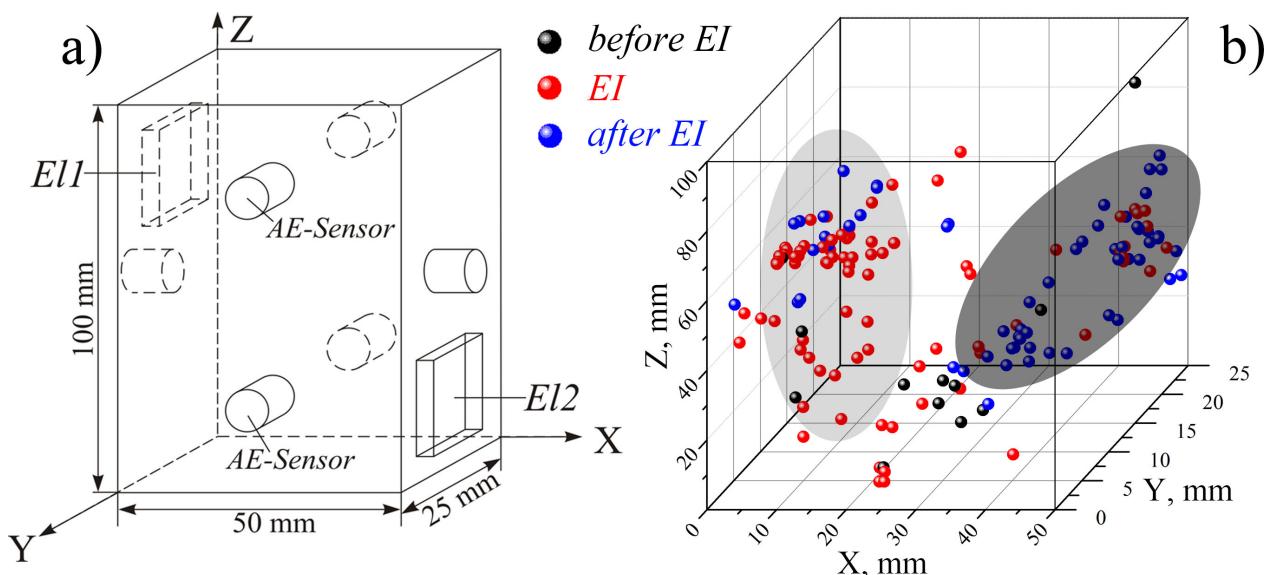


Рис. 8. Схема расположения датчиков АЭ и электродов воздействия (а) и пространственное распределение источников сигналов АЭ (б) при постоянном уровне сжимающего усилия 0.94 от разрушения.

Черными точками обозначены источники сигналов, возникших во время пригрузки и до начала воздействия, красными точками – прошедших во время воздействия, и синими – после воздействия.

Fig. 8. The scheme showing (a) locations of acoustic emission gauges and electrodes, and (b) spatial distribution of AE sources.

Compression is stable and amounts to 0.94 fracturing stress value. Points show sources of signals recorded in the following periods: black – load increase in the period before the impact; red – during the impact; blue – after the impact.

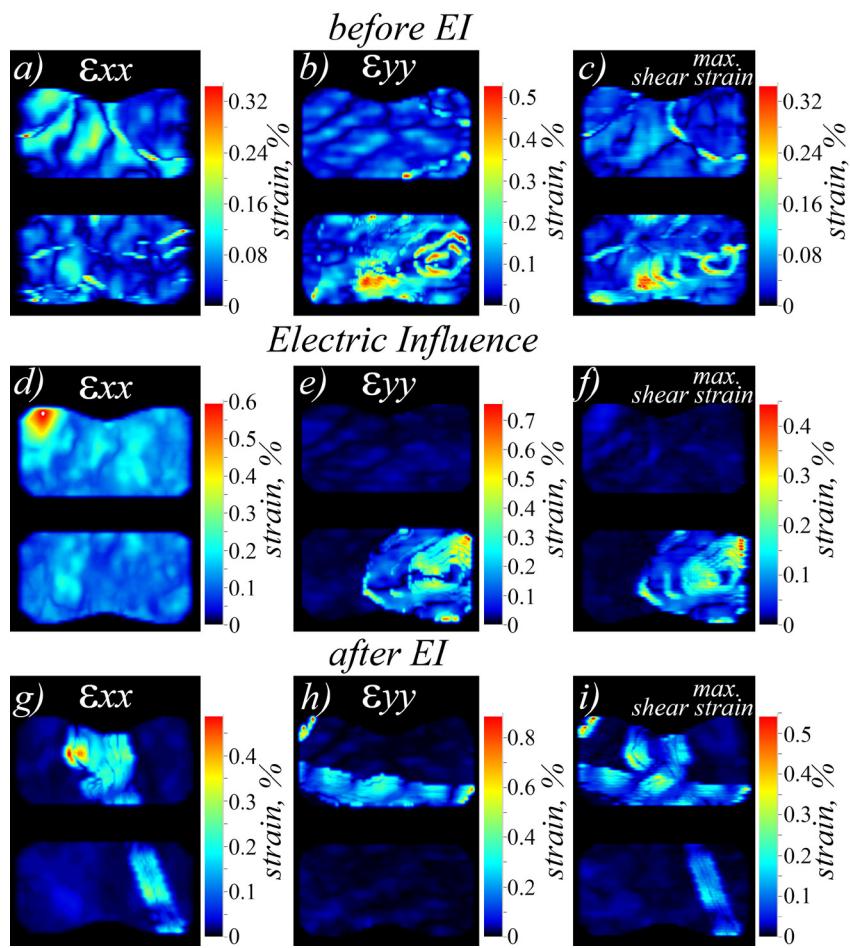


Рис. 9. Усредненное по времени поле разности между максимальным и минимальным значениями деформации на поверхности для поперечной (a, d, g), продольной (b, e, h) и максимальной сдвиговой (c, f, i) деформаций для трех периодов – a, b, c – периоды после пригрузки и до воздействия, d, e, f – для интервала воздействия и g, h, i – для периода времени после воздействия при напряжении 0.61 от разрушения.

Fig. 9. Time-averaged field of difference between maximum and minimum strain values on the specimen surface in case of (a, d, g) lateral, (b, e, h) axial and (c, f, i) maximum shear deformation in three time periods: a, b, c – after load increase and before impact; d, e, f – during impact; g, h, i – after impact when stress amounts to 0.61 faulting stress value.

другой области образца (рис. 8, b, темно-серая область). Этот рисунок демонстрирует, что при реакции среды на внешнее воздействие отмеченный выше прирост активности АЭ (см. рис. 6, c) произошел за счет событий, место расположения которых при образовании магистральной трещины сформировало зону («клuster»), в отличие от рассредоточенных источников АЭ, зарегистрированных до воздействия. Следующая за этим пригрузка оказалась последней – образец разрушился, причем одна из плоскостей разрыва располагалась в области сосредоточения дефектов после воздействия (синие треугольники).

В результате обработки оптических изображений грани образца были построены пространственно-временные распределения максимальной сдвиговой деформации, поперечной и продольной деформаций для трех интервалов времени – до воздействия, в период действия на образец электромагнитного поля и после

воздействия (рис. 9). В течение эксперимента процесс деформирования образца носит неоднородный характер и происходит в виде последовательно распространяющихся по поверхности образца медленных волн локализованной деформации [Zuev, 2011; Zuev *et al.*, 2012]. При этом наблюдаются волны локализованной поперечной деформации (волны, в которых частицы материала перемещаются в направлении, перпендикулярном направлению сжатия) и волны локализованной продольной (осевой) деформации (рис. 9). Качественный анализ деформационных волн показал, что изменение уровней локализованной продольной и поперечной деформаций происходит независимо друг от друга. На качественном уровне можно отметить, что, возможно из-за наличия неоднородности поверхности (крупные зерна, прожилки), существует градиент перемещения частиц материала в зонах (волнах) локализованной деформации. Эволюция распространения

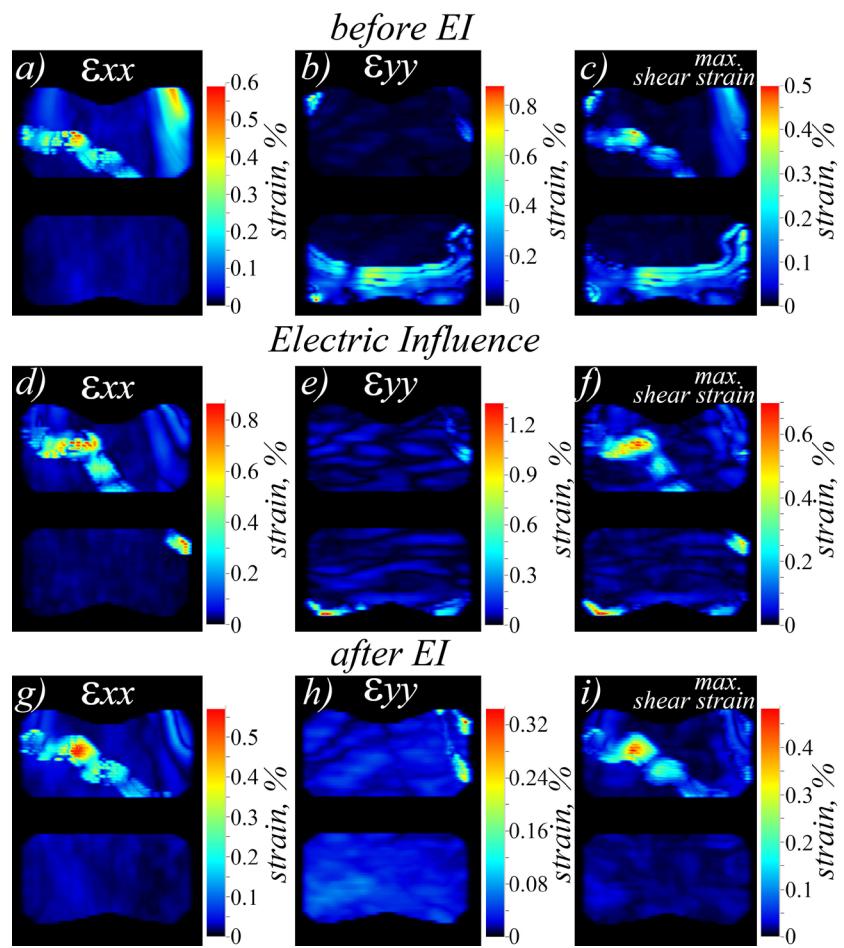


Рис. 10. Усредненное по времени поле разности между максимальным и минимальным значениями деформации на поверхности для поперечной (*a, d, g*), продольной (*b, e, h*) и максимальной сдвиговой (*c, f, i*) деформаций для трех периодов – *a, b, c* – периоды после пригрузки и до воздействия, *d, e, f* – для интервала воздействия и *g, h, i* – для периода времени после воздействия при напряжении 0.84 от разрушения.

Fig. 10. Time-averaged field of difference between maximum and minimum strain values on the specimen surface in case of (*a, d, g*) lateral, (*b, e, h*) axial and (*c, f, i*) maximum shear deformation in three time periods: *a, b, c* – after load increase and before impact; *d, e, f* – during impact; *g, h, i* – after impact when stress amounts to 0.84 faulting stress value.

волн локализованной деформации по поверхности образца наглядно продемонстрирована на усредненных по времени полях разности максимального и минимального значений для продольной, поперечной и максимальной сдвиговой деформации.

До подачи электрических импульсов на образец на поверхности наблюдалось распространение деформационных волн: поперечной (из верхней области образца в нижнюю, рис. 9, *a*) и продольной, локализованной и перемещающейся в нижней части образца (фронт волны прерывистый, рис. 9, *b*). В период воздействия поле поперечной деформации демонстрирует по большей части однородную картину распределения с максимумом в верхней левой области (рис. 9, *d*) и наличие только волны локализованной продольной деформации, как и ранее перемещающейся в нижней части образца (рис. 9, *e*). После выключения источника воздействия наблюдается совершенно иная картина – локали-

зация деформационной волны ϵ_{yy} субгоризонтальна (рис. 9, *g*), а максимум деформации ϵ_{xx} сконцентрирован субвертикально (рис. 9, *h*).

Распределение деформации (продольной, поперечной и максимальной сдвиговой) при нагрузке 0.84 от разрушения представлено на рис. 10. В правой верхней области до воздействия наблюдается зона с максимумом деформации ϵ_{xx} (рис. 10, *a*), воздействие электрическими импульсами приводит к уменьшению деформации в этой области (рис. 10, *d*). Также электромагнитное воздействие вызвало изменение локализации деформационной волны ϵ_{yy} (рис. 10, *e*). Спустя некоторое время после выключения источника электроимпульсов в верхней правой области образца произошла локализация продольной деформации (рис. 10, *h*).

Для количественной оценки степени влияния электрических импульсов на процесс деформирования были проведены дополнительные расчеты значения

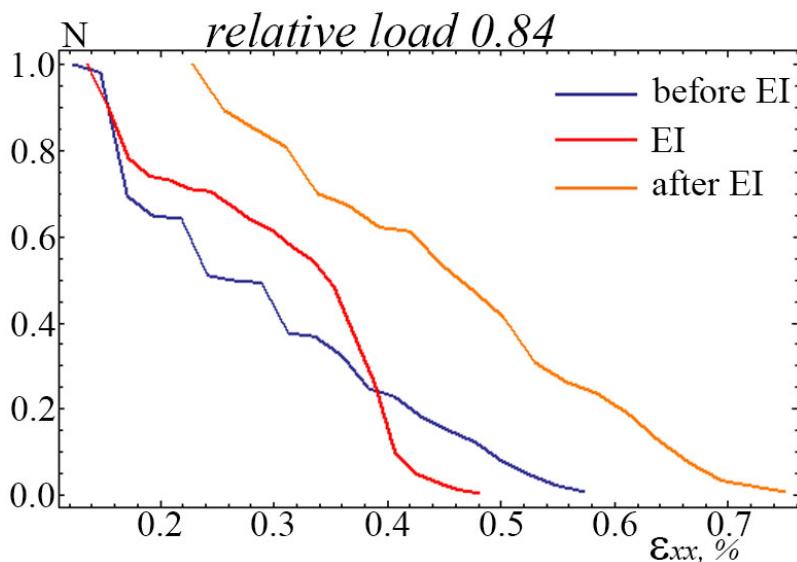


Рис. 11. Кумулятивные распределения деформации в волне локализации деформации при нагрузке 0.84 от максимальной.

N – относительное количество точек, приведенное к общему числу рассматриваемых точек.

Fig. 11. Cumulative distribution of deformation in the strain localization wave when load amounts to 0.84 maximum stress value.

N – fraction of points, which is reduce to the total number of points under study.

деформации ϵ_{xx} для трех периодов – до воздействия, в течение воздействия и после него (рис. 10, a, d, g) при уровне нагрузки 0.84 от разрушения. Методика вычислений состояла в следующем: для некоторого фиксированного одномерного профиля, расположенного вертикально в случае исследования поля поперечных деформаций и горизонтально – в случае поля продольных деформаций, строилось изменение величины деформации по его длине. Максимум этой зависимости принадлежал волне локализованной деформации. Для каждого из трех временных периодов определялся набор значений максимумов деформации вдоль профиля, каждое из которых соответствовало своему моменту времени. Далее на основе каждого из наборов значений для каждого из трех периодов – до воздействия, в течение воздействия и после него – строилось кумулятивное распределение деформации внутри волны больше некоторой величины. Форма кумулятивного распределения позволяет оценить характер изменения деформации в конкретной точке волны локализации с течением времени.

На рис. 11 представлены кумулятивные распределения максимума поперечной деформации для трех временных периодов при нагрузке 0.84 от максимальной. Из рисунка видно, что характер распределения деформации до воздействия и после него сходен, а в период подачи электрических импульсов наблюдается убывание максимальной наблюдаемой деформации от 0.58 % до воздействия до уровня 0.48 %. После воздействия уровень деформации выше, что свидетельствует о том, что электромагнитное поле вызывает из-

менения напряженно-деформированного состояния среды.

На стадии предразрушения при напряжении 0.94 от разрушения, как было отмечено ранее, электромагнитное поле спровоцировало образование магистральной трещины на снимаемой поверхности (рис. 12). Как видно, максимум деформации при формировании макроразрыва наблюдается в поперечном направлении. На данном уровне нагрузки также было зафиксировано наличие волн локализованной деформации, в которых были построены кумулятивные графики распределения деформации для волны ϵ_{xx} в периоды до и во время воздействия (для выявления реакции среды на внешнее воздействие). Была применена аналогичная методика, использованная для построения кумулятивных распределений максимума деформации в различные моменты времени при напряжении 0.84 от разрушения. Результаты оценок представлены на рис. 13.

Как показано на рис. 13, изменение максимума деформации происходит так же, как и на предыдущей ступени нагрузки, нелинейно для всех периодов – как во время воздействия, так и в его отсутствие. Однако характеры распределения до воздействия и во время воздействия различаются. Значения максимума деформации до воздействия выше, в то время как при подаче электрических импульсов наблюдается резкое убывание уровня деформации. Таким образом, влияние электрических импульсов на процесс деформирования образца проявляется в распределениях поверхностной макро-деформации, так же как и объемной, которая рассматривалась выше с помощью косвенного метода – по

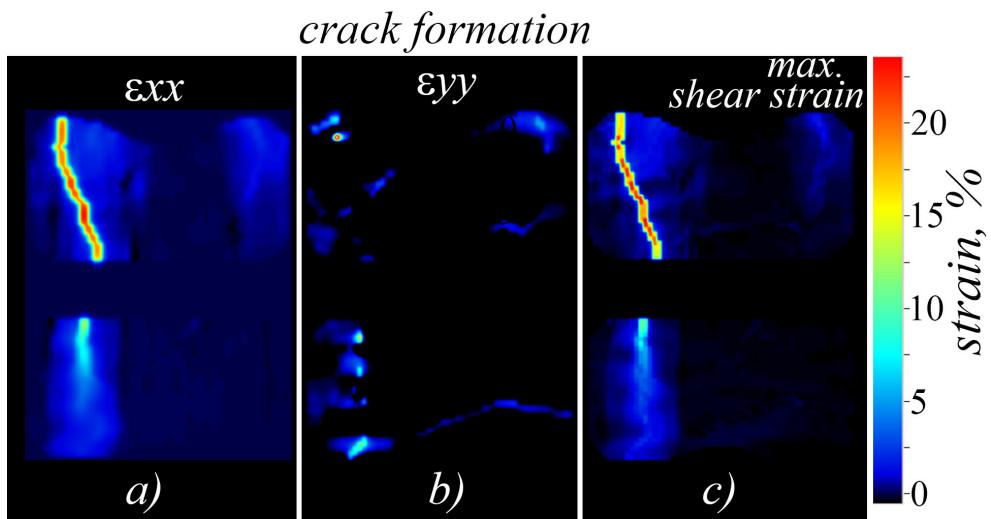


Рис. 12. Характер локализации деформации на поверхности для поперечной (a), продольной (b) и максимальной сдвиговой (c) деформаций в момент формирования макроразрыва при напряжении сжатия 0.94 от разрушения.

Fig. 12. Strain localization on the surface in case of (a) lateral, (b) axial and (c) maximum shear deformation at the moment of macrofault occurrence when compression amounts to 0.94 fracturing stress value.

данным АЭ. Напомним, что по результатам расчета месторасположения источников акустической эмиссии (дефектов) была выявлена область локализации дефектов в зоне зарождающейся магистральной трещины (см. рис. 8, б).

Обычно, при отсутствии электромагнитного поля вскоре после возникновения трещины с сантиметровыми размерами происходит разрушение образца. В данном эксперименте этого не произошло (образец разрушился только на следующей ступени сжатия), по всей видимости, из-за воздействия электроимпульсов. Стоит подчеркнуть, что наблюдение в данном эксперименте стабилизации длины трещины в присутствии электромагнитного поля – не единственный прецедент. В монографии [Finkel, 1977] описаны наблюдения торможения роста трещины в кристаллах LiF электромагнитным полем. Стабилизация макротрещины в образце габбро при воздействии электроимпульсов конденсаторного разрядника (напряженность поля до $4 \cdot 10^4$ В/м, напряжение одноосного сжатия 0.98 от уровня разрушения) наблюдалась и в эксперименте, проведенном на Научной станции РАН [Bogomolov et al., 2011, с. 180–182].

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представлены результаты испытаний образцов горных пород на одноосное сжатие в присутствии электромагнитного поля, которые проведены в лаборатории физических основ прочности ИМСС УрО РАН. В экспериментах использовалась многоканальная регистрация акустической эмиссии, позволяющая определять координаты источников АЭ. Впервые при иссле-

довании дополнительных электромагнитных воздействий применена система оптической регистрации деформации образца с высоким разрешением во времени и пространстве.

Получены результаты, раскрывающие новые аспекты влияния электромагнитного поля на кинетику микротрещин (по данным АЭ). Показано, что в некоторых случаях стимулированная электромагнитным полем активность АЭ в десятки раз превышает ее фоновый уровень до воздействия. Это существенно дополняет результаты предыдущих экспериментов (обобщение в [Bogomolov et al., 2011]), в которых под воздействием электрических импульсов примерно вдвое меньшей напряженности поля наблюдалась акустоэмиссионные отклики среды с приростом активности АЭ порядка 20 %.

Результаты локации источников АЭ (дефектов) продемонстрировали, что на стадии диффузного (рас-средоточенного) накопления дефектов воздействие электромагнитного поля приводит к перераспределению и кластеризации дефектов к области будущего макроразрыва.

Анализ энергий акустоэмиссионных сигналов показал, что кумулятивные распределения сигналов АЭ по энергиям соответствуют закону повторяемости, по аналогии с законом Гутенберга-Рихтера для землетрясений. При нагрузках, близких к разрушению, электромагнитное воздействие инициирует сигналы АЭ с энергиями, в два раза большими, нежели энергии сигналов, регистрируемых в отсутствие поля. Это, а также различие угловых коэффициентов графиков энергетического распределения в периоды во время воздействия и в его отсутствие позволяет говорить о значи-

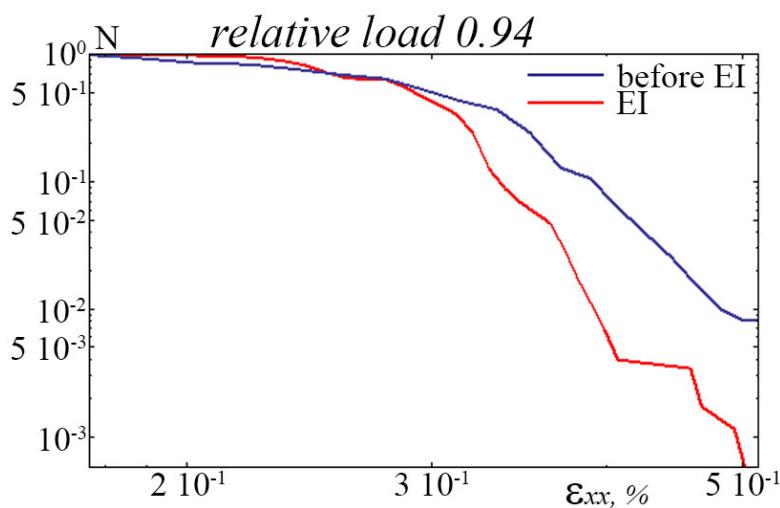


Рис. 13. Кумулятивные распределения деформации в волне локализации деформации при величине нагрузки 0.94 от максимальной.

Fig. 13. Cumulative distribution of deformation in the strain localization wave when load amounts to 0.94 maximum stress value.

ности вклада электромагнитного поля в режим дефектообразования.

С помощью системы оптической диагностики LaVision Strain Master установлено, что процесс деформирования образца носит неоднородный характер и происходит в виде последовательно распространяющихся по поверхности образца медленных волн локализованной деформации, что дополняет ранее полученные результаты при растяжении и сжатии ряда горных пород [Panteleev *et al.*, 2013b, 2013c, 2013d]. Максимумы поперечной и продольной деформации имеют различную пространственную локализацию.

Анализ оптических изображений поверхности нагруженного образца подтвердил гипотезу, выдвинутую авторами в предыдущих работах, о том, что внешнее электромагнитное воздействие вносит существенные

изменения в напряженно-деформированное состояние образца вследствие влияния на его дефектную подсистему. Дополнительным доказательством этого является экспериментально обнаруженная возможность как инициирования очага макроразрушения внешним импульсным электровоздействием, так и стабилизации роста зародыша такого очага в течение воздействия, что согласуется с ключевыми результатами разрабатываемой в ИМСС УрО РАН статистической модели твердого тела с дефектами [Panteleev *et al.*, 2011, 2012, 2013a].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 13-05-90702_мол_рф_нр) и гранта Президента РФ по государственной поддержке молодых российских ученых – кандидатов наук (МК-6741.2013.1).

6. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Arakawa M., Petrenko V.F., Chen C., 2003. Effect of direct-and alternating-current electric fields on friction between ice and metals. *Canadian Journal of Physics* 81 (1–2), 209–216. <http://dx.doi.org/10.1139/p03-020>.
- Avagimov A.A., Zeigarnik V.A., 2008. Estimation of the triggering effect energy in relation to model sample failure. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 44 (1), 69–72. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351308010096>.
- Avagimov A.A., Zeigarnik V.A., Klyuchkin V.N., 2006. On the structure of acoustic emission of model samples in response to an external energy action. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 42 (10), 824–829. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351306100065>.
- Bogomolov L.M., Avagimov A.A., Sychev V.N., Sycheva N.A., Zeigarnik V.A., Bragin V.D., 2005. On manifestation of electrically triggered seismicity at the Bishkek test site (on the way toward active seismoelectrical monitoring). In: S.V. Goldin (Ed.), *Active geophysical monitoring of the Earth's lithosphere*. Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, p. 112–116 (in Russian) [Богомолов Л.М., Авагимов А.А., Сычев В.Н., Сычева Н.А., Зейгарник В.А., Брагин В.Д. О проявлениях электротриггерной сейсмичности на Бишкекском полигоне (на пути к активному сейсмоэлектрическому мониторингу) // Активный геофизический мониторинг литосферы Земли / Ред. С.В. Гольдин. Новосибирск: СО РАН, 2005. С. 112–116].
- Bogomolov L.M., Il'ichev P.V., Sychev V.N., Zakupin A.S., Novikov V.A., Okunev V.I., 2004. Acoustic emission response of rocks to electric power action as seismic-electric effect manifestation. *Annals of Geophysics* 47 (1), 65–72. <http://dx.doi.org/10.4401/ag-3259>.

- Bogomolov L., Zakupin A., 2008. Do electromagnetic pulses induce the relaxation or activation of microcracking rate in loaded rocks? *Solid State Phenomena* 137, 199–208.
- Bogomolov L.M., Zakupin A.S., Sychev V.N., 2011. Electric Impacts on the Earth Crust and Variations of Weak Seismicity. LAP Lambert Academic Publishing, Saarbrücken, 408 p. (in Russian) [Богомолов Л.М., Закупин А.С., Сычев В.Н. Электровоздействия на земную кору и вариации слабой сейсмичности. Саарбрюкен: LAP Lambert Academic Publishing, 2011. 408 с.].
- Chelidze T., Gvelesiani A., Varamashvili N., Devidze M., Chikhladze V., Chelidze Z., Elashvili M., 2004. Electromagnetic initiation of slip: laboratory model. *Acta Geophysica Polonica* 52 (1), 49–62.
- Chelidze T., Lursmanashvili O., 2003. Electromagnetic and mechanical control of slip: laboratory experiments with slider system. *Nonlinear Processes in Geophysics* 10 (6), 557–564. <http://dx.doi.org/doi:10.5194/npg-10-557-2003>.
- Chelidze T., Varamashvili N., Devidze M., Tchelidze Z., Chikhladze V., Matcharashvili T. 2002. Laboratory study of electromagnetic initiation of slip. *Annals of Geophysics* 45 (5), 587–598. <http://dx.doi.org/10.4401/ag-3532>.
- Finkel V.M., 1977. Physical Basis of Fracture Deceleration. Metallurgia, Moscow, 359 p. (in Russian) [Финкель В.М. Физические основы торможения разрушения. М.: Металлургия, 1977. 359 с.].
- Freund F., 2000. Time-resolved study of charge generation and propagation in igneous rocks. *Journal of Geophysical Research* 105 (B5), 11001–11020. <http://dx.doi.org/10.1029/1999JB900423>.
- Frid V., Rabinovitch A., Bahat D., 2003. Fracture induced electromagnetic radiation. *Journal of Physics D: Applied Physics* 36 (13), 1620–1628. <http://dx.doi.org/10.1088/0022-3727/36/13/330>.
- Grigorov O.N., 1973. Electrokinetic Phenomena. LGU, Leningrad, 196 p. (in Russian) [Григоров О.Н. Электрохимические явления. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 196 с.].
- Kocharyan G.G., Kulyukin A.A., Pavlov D.V., 2006. Specific dynamics of interblock deformation in the Earth's crust. *Russian Geology and Geophysics* 47 (5), 667–681.
- Manzhikov B.Ts., Bogomolov L.M., Il'ichev P.V., Sychev V.N., 2001. Structure of acoustic and electromagnetic emission signals on axial compression of rock specimens. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 42 (10), 1690–1696 (in Russian)
- Mugele F., Klingner A., Buchrle J., 2005. Electrowetting: a convenient way to switchable wettability patterns. *Journal of Physics Condensed Matter* 17 (9), S559. <http://dx.doi.org/10.1088/0953-8984/17/9/016>.
- Panteleev I.A., Plekhov O.A., Naimark O.B., 2011. Self-similarity mechanisms of damage growth in solids experiencing quasi-brittle fracture // *Computational Continuum Mechanics* 4 (1), 90–100. <http://dx.doi.org/10.7242/1999-6691/2011.4.1.8>.
- Panteleev I.A., Plekhov O.A., Naimark O.B., 2012. Nonlinear dynamics of the blow-up structures in the ensembles of defects as a mechanism of formation of earthquake sources. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 48 (6), 504–515. <http://dx.doi.org/10.1134/s1069351312060055>.
- Panteleev I.A., Plekhov O.A., Naimark O.B., 2013a. Model of geomedia containing defects: collective effects of defects evolution during formation of potential earthquake foci. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (1), 37–51 (in Russian) [Пантелейев И.А., Плехов О.А., Наймарк О.Б. Модель геосреды с дефектами: коллективные эффекты развития несплошностей при формировании потенциальных очагов землетрясений // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4. № 1. С. 37–51]. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2013-4-1-0090>.
- Panteleev I.A., Uvarov S.V., Naimark O.B., 2013b. Spatio-temporal forms of strain localization in tension of sylvite. In: Proceedings of the 5th International conference of young scientists and students “Modern equipment and technologies in research”. Bishkek, p. 208–211 (in Russian) [Пантелейев И.А., Уваров С.В., Наймарк О.Б. Пространственно-временные формы локализации деформации при растяжении сильвина // Материалы докладов 5-й международной конференции молодых ученых и студентов «Современная техника и технологии в научных исследованиях». Бишкек, 2013. С. 208–211].
- Panteleev I.A., Uvarov S.V., Naimark O.B., Evseev A.V., Pan'kov I.L., 2013c. Peculiarities of spatio-temporal strain localization and tensile fracture of sylvite. In: Proceedings of the Russian National scientific conference of graduate students and young scientists with scientific school elements “Miners' Shift 2013”. Novosibirsk, p. 145–148 (in Russian) [Пантелейев И.А., Уваров С.В., Наймарк О.Б., Евсеев А.В., Паньков И.Л. Особенности пространственно-временной локализации деформации и разрушения при растяжении сильвина // Сборник трудов Всероссийской научной конференции для студентов, аспирантов и молодых ученых с элементами научной школы «Горняцкая смена-2013». Новосибирск, 2013. С. 145–148]
- Panteleev I.A., Uvarov S.V., Naimark O.B., Evseev A.V., Pan'kov I.L., Asanov V.A., 2013d. Experimental investigation of strain localization and rock fracture under direct uniaxial tension. In: Proceedings of the International Conference “Hierarchical systems of organic and inorganic nature”. ISPMS SB RAS. Tomsk, p. 386–389 (in Russian) [Пантелейев И.А., Плехов О.А., Уваров С.В., Наймарк О.Б., Евсеев А.В., Паньков И.Л., Асанов В.А. Экспериментальное исследование локализации деформации и разрушения горных пород в условиях прямого одноосного растяжения // Иерархически организованные системы живой и неживой природы: Материалы международной конференции, Томск, 9–13 сентября 2013 г. Томск: ИФПМ СО РАН, 2013. С. 386–389].
- Petrenko V.F., 1994. The effect of static electric fields on ice friction. *Journal of Applied Physics* 76 (2), 1216–1219. <http://dx.doi.org/10.1063/1.357850>.
- Shpeizman V.V., Zhoga L.V., 2005. Kinetics of failure of polycrystalline ferroelectric ceramics in mechanical and electric fields. *Physics of the Solid State* 47 (5), 869–875. <http://dx.doi.org/10.1134/1.1924847>.

- Smirnov V.B., Zavyalov A.D., 2012. Seismic response to electromagnetic sounding of the Earth's lithosphere. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 48 (7–8), 615–639. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351312070075>.
- Sobolev G.A., Ponomarev A.V., 2003. Physics of Earthquakes and Precursors. Nauka, Moscow, 270 p. (in Russian) [Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.].
- Sobolev G.A., Ponomarev A.V., Koltsov A.V., Kruglov A.A. et al., 2006. The effect of water injection on acoustic emission in a long-term experiment. *Russian Geology and Geophysics* 47 (5), 608–621.
- Stavrogin A.N., Protosenya A.G., 1979. Plasticity of Rocks. Nedra, Moscow, 301 p. (in Russian) [Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г. Пластичность горных пород. М.: Недра, 1979. 301 с.].
- Surkov V.V., 2000. Electromagnetic Effects during Earthquakes and Explosions. MIFI, Moscow, 237 p. (in Russian) [Сурков В.В. Электромагнитные эффекты при землетрясениях и взрывах М.: МИФИ, 2000. 237 с.].
- Sutton M.A., Orteu J.J., Schreier H.W., 2009. Image Correlation for Shape, Motion and Deformation Measurements: Basic Concepts, Theory and Applications. Springer, 316 p.
- Sutton M.A., Wolters W.J., Peters W.H., Ranson W.F., McNeil S.R., 1983. Determination of displacements using an improved digital correlation method. *Image and Vision Computing* 1 (3), 133–139. [http://dx.doi.org/10.1016/0262-8856\(83\)90064-1](http://dx.doi.org/10.1016/0262-8856(83)90064-1).
- Sychev V.N., Avagimov A.A., Bogomolov L.M., Zeigarnik V.A., Sycheva N.A. et al., 2008. On trigger effects of electromagnetic pulses on minor seismicity. In: Geodynamics and Stress State of the Earth's Interior. Publishing House of Mining Institute of SB RAS, Novosibirsk, p. 179–188 (in Russian) [Сычев В.Н., Авагимов А.А., Богомолов Л.М., Зейгарник В.А., Сычева Н.А. и др. О триггерном влиянии электромагнитных импульсов на слабую сейсмичность // Геодинамика и напряженное состояние недр Земли. Новосибирск: Изд-во Института горного дела СО РАН, 2008. С. 179–188].
- Sychev V.N., Bogomolov L.M., Rybin A.K., Sycheva N.A., 2010. Influence of Earth's crust electromagnetic soundings on seismicity at the Bishkek geodynamic test site. In: V.V. Adushkin, G.G. Kocharyan (Ed.), Trigger effects in geosystems. GEOS, Moscow, p. 316–326 (in Russian) [Сычев В.Н., Богомолов Л.М., Рыбин А.К., Сычева Н.А. Влияние электромагнитных зондирований земной коры на сейсмический режим территории Бишкекского геодинамического полигона // Триггерные эффекты в геосистемах / Под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. М.: ГЕОС, 2010. С. 316–326].
- Tarasov N.T., 1997. Variations of the Earth's crust seismicity under electrical action. *Doklady AN* 353 (4), 542–545 (in Russian) [Тарасов Н.Т. Изменение сейсмичности коры при электрическом воздействии // Доклады АН. 1997. Т. 353. № 4. С. 542–545].
- Tarasov N.T., Tarasova N.V., Avagimov A.A., Zeigarnik V.A., 1999. Influence of strong hydrodynamic pulses on seismicity of Central Asia and Kazakhstan. *Vulkanologiya i Seismologiya* (4–5), 152–160 (in Russian) [Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В., Авагимов А.А., Зейгарник В.А. Воздействие мощных электромагнитных импульсов на сейсмичность Средней Азии и Казахстана // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4–5. С. 152–160].
- Urusovskaya A.A., Alshitz V.I., Bekkauer N.N., Smirnov A.E., 2000. Deformation of NaCl crystals under combined action of magnetic and electric fields. *Physics of the Solid State* 42 (2), 274–276. <http://dx.doi.org/10.1134/1.1131196>.
- Yakovitskaya G.E., 2008. Methods and Technological Means for Diagnostics of Rocks Critical State on the Basis of Electromagnetic Emission. Parallel, Novosibirsk, 315 p. (in Russian) [Яковицкая Г.Е. Методы и технические средства диагностики критических состояний горных пород на основе электромагнитной эмиссии. Новосибирск: Паралль, 2008. 315 с.].
- Zakupin A.S., 2010. Geoacoustic observations in boreholes in the territory of the Bishkek geodynamic test site. In: V.V. Adushkin, G.G. Kocharyan (Eds.), Trigger Effects in Geosystems. GEOS, Moscow, p. 277–285 (in Russian) [Закупин А.С. Геоакустические наблюдения в скважинах на территории Бишкекского геодинамического полигона // Триггерные эффекты в геосистемах / Под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. М.: ГЕОС, 2010. С. 277–285].
- Zakupin A.S., Alad'ev A.V., Bogomolov L.M., Borovsky B.V., Il'ichev P.V., Sychev V.N., Sycheva N.A., 2006b. Relationship between electric polarization and acoustic emission of geomaterials specimens under uniaxial compression. *Vulkanologiya i Seismologiya* (6), 22–33 (in Russian) [Закупин А.С., Аладьев А.В., Богомолов Л.М., Боровский Б.В., Ильичев П.В., Сычев В.Н., Сычева Н.А. Взаимосвязь электрической поляризации и акустической эмиссии образцов геоматериалов в условиях одноосного сжатия // Вулканология и сейсмология. 2006. № 6. С. 22–33.]
- Zakupin A.S., Avagimov A.A., Bogomolov L.M., 2006a. Responses of acoustic emission in geomaterials to the action of electric pulses under various values of the compressive load. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 42 (10), 830–837. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351306100077>.
- Zhurkov S.N., Kuksenko V.S., Petrov V.A. et al., 1977. On prediction of rock fracturing. *Izvestiya AN SSSR, seriya Fizika Zemli* (6), 11–18 (in Russian) [Журков С.Н., Куксенко В.С., Петров В.А. и др. О прогнозировании разрушения горных пород // Известия АН СССР, серия Физика Земли. 1977. № 6. С. 11–18].
- Zhurkov S.N., Kuksenko V.S., Petrov V.A. et al., 1980. Concentration criterion of volumetric fracturing of solids. In: Physical processes in Earthquake Sources. Nauka, Moscow, p. 78–86 (in Russian) [Журков С.Н., Куксенко В.С., Петров В.А. и др. Концентрационный критерий объемного разрушения твердых тел // Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980. С. 78–86].
- Zuev L.B., 1990. Physics of Electroplasticity of Alkali Halide Crystals. Novosibirsk, Nauka, 120 p. (in Russian) [Зуев Л.Б. Физика электропластичности щелочно-галоидных кристаллов. Новосибирск: Наука, 1990. 120 с.].
- Zuev L.B., 2011. Autowave model of plastic flow. *Physical Mesomechanics* 14 (5–6), 275–282. <http://dx.doi.org/10.1016/j.physme.2011.12.006>.

Zuev L.B., Barannikova S.A., Nadezhkin M.V., Zhigalkin V.M., 2012. Laboratory observation of slow movements in rocks. *Journal of Applied Mechanics and Technical Physics* 53 (3), 467–470. <http://dx.doi.org/10.1134/S0021894412030200>.



Мубассарова Виргиния Анатольевна, м.н.с.
Научная станция РАН
720049, Бишкек-49, Научная станция РАН, Кыргызстан
✉ e-mail: helmik69@rambler.ru

Mubassarova, Virginia A., Junior Researcher
Research Station of the Russian Academy of Sciences
Bishkek 720049, Research Station of the RAS, Kyrgyzstan
✉ e-mail: helmik69@rambler.ru



Богомолов Леонид Михайлович, докт. физ.-мат. наук, в.н.с., заместитель директора по научной работе
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
693022, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1б, Россия
e-mail: bogomolov@imgg.ru

Bogomolov, Leonid M., Doctor of Physics and Mathematics, Lead Researcher, Deputy Director
Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch of RAS
1b Nauka street, Yuzhno-Sakhalinsk 693022, Russia
e-mail: bogomolov@imgg.ru



Закупин Александр Сергеевич, канд. физ.-мат. наук, заведующий лабораторией
Научная станция РАН
720049, Бишкек-49, Научная станция РАН, Кыргызстан
e-mail: dikii79@mail.ru

Zakupin, Aleksandr S., Candidate of Physics and Mathematics, Head of Laboratory
Research Station of the Russian Academy of Sciences
Bishkek 720049, Research Station of the RAS, Kyrgyzstan
e-mail: dikii79@mail.ru



Пантелейев Иван Алексеевич, канд. физ.-мат. наук, м.н.с.
Институт механики сплошных сред УрО РАН
614013, Пермь, ул. ак. Королева, 1, Россия
Тел.: (342) 2378312; e-mail: pia@icmm.ru

Panteleev, Ivan A., Candidate of Physics and Mathematics, Junior Researcher
Institute of Continuous Media Mechanics, Ural Branch of RAS, Perm, Russia
1 Academician Korolev street, Perm 614013, Russia
Tel.: (342) 2378312; e-mail: pia@icmm.ru



Наймарк Олег Борисович, докт. физ.-мат. наук, заведующий лабораторией
Институт механики сплошных сред УрО РАН
614013, Пермь, ул. ак. Королева, 1, Россия
Тел.: (342) 2378312; e-mail: naimark@icmm.ru

Naimark, Oleg B., Doctor of Physics and Mathematics, Head of Laboratory
Institute of Continuous Media Mechanics, Ural Branch of RAS, Perm, Russia
1 Academician Korolev street, Perm 614013, Russia
Tel.: (342) 2378312; e-mail: naimark@icmm.ru



RIEDEL MEGASHEARS R' AND THE TREND TO GRAVITATIONAL EQUILIBRIUM AS MAIN FACTORS OF TSUNAMIGENIC EARTHQUAKES

**M. A. Goncharov¹, E. A. Rogozhin^{1,2}, N. S. Frolova¹,
P. N. Rozhin¹, V. S. Zakharov¹**

¹ Geological Faculty of Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

² Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia

Abstract: An earthquake source is characterized by two nodal planes oriented parallel to two planes of maximum shear stresses (Fig. 1, left). A rapid displacement of the shear type (in mechanical, rather than in the geological meaning) occurs along one of the planes and causes an earthquake.

The concept of plate tectonics with one of its main components, subduction zones, provides, at first sight, the unique opportunity to select one of the two nodal planes – a gently dipping plane which is parallel to the roof of the subducting oceanic plate (Fig. 1, bottom right). The other nodal plane that is steeply dipping in the opposite direction (Fig. 1, top right) seems ‘unpromising’, considering the aspect of seismicity, for two reasons. First, displacement along this plate is contrary to the general direction of oceanic plate subduction. Secondly, such displacement is directed against the direction of gravity, which is energetically disadvantageous.

However, it should be taken into account that in the stress field of the subduction zone, as in any stress field, the two above-mentioned maximum shear stresses have equal values. At the same time, it is the sub-vertical displacement that excites rapid uplifting of the seabed which causes a tsunami. Researchers who support the traditional choice of a gently dipping nodal plane have to reckon with it and therefore create complex models, such as the ‘splay fault’ model that seem most successful, though being quite complicated and controversial (Figs. 56 and 57).

In our opinion, the geological reality is more adequately reflected by the geological and geophysical model shown in Fig. 1 (right). It is based on the wide range of information and assumes that both nodal planes are equivalent and interchangeable in generation of strong earthquakes.

The aim of this article is to consider this model in terms of tectonophysics. For this purpose, earthquake sources indicated on (Fig. 1, right) are classified as Riedel megashears, R (bottom right) and R' (top right top), which occur in the geodynamic setting of sub-horizontal shearing (in this case, subduction of the oceanic plate) along the sub-horizontal plane (Fig. 3). This situation is one of five elementary geodynamic settings (see Fig. 2). It is similar in everything, except the position of the shearing plane, with the geodynamic setting of horizontal shearing along the vertical plane (Fig. 4). Riedel shears formed in the latter situation were subject to the most detailed studies using purpose-made devices (Fig. 5, and 6). This study gave grounds to conclude that Riedel shears, R are developed much better than shears R' .

Our experiments (Fig. 7) confirm the above conclusion. Moreover, it is revealed that shears R' , that develop poorly in samples made of wet clay (Figs. 8, 9, 12, and 13), cannot develop in a granulated medium such as a mixture of sand and solid oil (Fig. 10, 11, and 14) and do not develop in other granulated media (Fig. 17), which are similar to the block structure of the uppermost crust (Fig. 18–20). In such media, shears R result from joining of small echelon tension joints. Such style of shear formation has been explained in various ways are proposed (Fig. 15–16), and the main point of the explanations is joining of small tensile fractures by means of larger shear fractures. However, our experiments with wet clay (Fig. 31–35) show that even artificially created ‘Riedel shears’ show nearly a zero extension under loading followed by shearing, which casts doubt on possible occurrence of shear fractures as such without involvement of smaller tension joints.

While being not satisfied with the results of our experiments, we carried out numerical simulations of the evolution of Riedel shears, R and R' for different values of lithostatic pressure (which is actually impossible in experiments with equivalent materials) and angles of shearing. (See Fig. 41 for real values of lithostatic pressure and tangential stress with reference to depths of tsunamigenic earthquakes). The opinion voiced by several authors was confirmed – the effect of unequal rotation of the shears during the subsequent shearing is highly significant and therefore ‘subversive’ for shears R' . This simulation was carried out under the assumption of emerging of shears without participation of smaller tension joints (although this assumption is not consistent with the results of our experiments, see above) (Fig. 21–30). Numerical simulation was problematic for the case involving tension joints and had to be replaced by experiments with the physical model where small tension joints were artificially created and arranged in an echelon pattern along the tracks of future shear fractures, and small joints and tracks were oriented in accordance with the orientation of the vector of principal stresses that occurred in the model made of wet clay due to shearing (Fig. 36–40).

The results of both physical and numerical modeling have led to a definite conclusion that Riedel shears R are evidently dominating over shears R' in a variety of conditions (except for the initial stages of shearing in the samples of wet clay, which, by virtue of internal connections between clay particles, gives a less adequate representation of the natural block-type geological medium than granular materials).

This conclusion is in contradiction with the well-justified model combining geological and geophysical indicators of the formation of foci of strong tsunamigenic and non-tsunamigenic earthquakes (see Fig. 1) which are identified (see above) as megashears R and R' , respectively. This contradiction is eliminated if we take into account the sharp gravitational disbalance of the island arc – trench ‘tectonopair’ created by subduction. This disbalance is expressed in the contrasting relief and in contrasting gravity anomalies in this ‘tektonopair’ (Fig. 43). We assumed that nature cannot be ‘tolerant’ for a long time, and found an opposite natural reaction (mainly in the case of the Tohoku earthquake in Japan on March 11, 2011) – subsidence of the Earth surface segment adjacent to the island arc and uplift of the surface segment adjacent to the trench, accompanied by horizontal movement of the material from the arc towards the trench (Figs. 47–54, and 58). This process has a trend of declining relief contrast between the arc and the trough and inversion of the sign of gravity anomalies (Figs. 44–46). And it is the boundary between these regions of the Earth surface subsidence and uplifting, to which tsunamigenic earthquake are confined at reverse faults of the seabed surface with the raised wall facing the trough (Fig. 42). This means that the tendency to gravitational equilibrium realized the potential of forming megashears R' , that develop much worse than shears R (or do not develop at all) in other natural and modelled settings.

The conclusion that foci of tsunamigenic earthquakes R' are confined to the margin between subsiding and uplifting regions challenges the traditional concept that a tsunami is a consequence of a sharp rise in the seabed in the *local* uplift area. A slashing subsidence of a *vast* area of the seabed entails an equally sudden sharp lowering of the sea level and the retreat of the sea from the coast. Such a phenomena was observed by unlucky tourists at the Phuket island just before the Sumatra tsunami. In a similar way, a sudden uplifting of the seabed in the area adjacent to the trough causes a corresponding rise of the sea level. In such cases, masses of water, that are much more mobile than terrestrial masses, are subject to the gravitational disequilibrium, rush towards the shore and cause a tsunami (Fig. 55).

A consolidated model of tsunamigenic earthquakes resulting from the trend to restoration of the gravity equilibrium is shown in Fig. 63. According to our conclusions, it is recommended that tsunamigenic earthquakes forecasting should be based on continuous high-precision and high-frequency monitoring of GPS and gravitational field measurements and aimed at early detection of a tendency to inversion of tectonic movements and gravity anomalies in the island arc – trench ‘tectonopairs’.

Observations of the so-called seismic ‘nails’ (Figs. 59–61) should also be conducted. Seismic ‘nails’ can be interpreted as incipient Riedel megashears R' , consisting of smaller tension megafractures (similar to those shown in Figs. 10, 11, 14, and 17), which are viewed as precursors of a strong earthquake.

Key words: gravitational equilibrium, Riedel shears, seismic ‘nails’, shear, subduction, island arc – trench ‘tectonopair’, tsunamigenic earthquakes.

Recommended by K.Zh. Seminsky

Citation: Goncharov M.A., Rogozhin E.A., Frolova N.S., Rozhin P.N., Zakharov V.S. 2014. Riedel megashears R' and the trend to gravitational equilibrium as main factors of tsunamigenic earthquakes. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (4), 939–991. doi:10.5800/GT-2014-5-4-0164.

МЕГАСКОЛЫ РИДЕЛЯ R' И ТЕНДЕНЦИЯ К ГРАВИТАЦИОННОМУ РАВНОВЕСИЮ КАК ГЛАВНЫЕ ФАКТОРЫ ЦУНАМИГЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

**М. А. Гончаров¹, Е. А. Рогожин^{1, 2}, Н. С. Фролова¹,
П. Н. Рожин¹, В. С. Захаров¹**

¹ Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Аннотация: Для очага землетрясения характерны две нодальные плоскости, ориентированные параллельно двум плоскостям максимальных касательных напряжений (рис. 1, слева). Вдоль одной из них происходит быстрое смещение сдвигового типа (в механическом, а не в геологическом смысле), что и вызывает землетрясение.

Концепция тектоники литосферных плит с одним из ее главных компонентов – зонами субдукции – предоставляет, на первый взгляд, однозначную возможность выбора одной из двух нодальных плоскостей – пологопадающую плоскость параллельно кровле пододвигающейся океанической плиты (рис. 1, нижний справа). Другая же, крутопадающая в противоположном направлении, нодальная плоскость (рис. 1, верхний справа) кажется в аспекте сейсмич-

ности «бесперспективной» по двум причинам. Во-первых, смещение вдоль нее противоречит общему направлению всего процесса субдукции – поддвигу океанической плиты. Во-вторых, такое смещение направлено против направления силы тяжести, что энергетически невыгодно.

Однако не следует забывать, что в поле напряжений зоны субдукции, как и в любом поле напряжений, оба упомянутые выше максимальные касательные напряжения равны по своей величине. В то же время именно субвертикальное смещение вызывает быстрое поднятие морского дна, стимулирующее цунами. Сторонники традиционного выбора пологой действующей нодальной плоскости вынуждены с этим считаться и поэтому создают модели, наиболее удачной и в то же время достаточно сложной и противоречивой из которых можно считать модель «splay fault» (рис. 56, 57).

Мы считаем, что геолого-геофизическая модель (рис. 1 справа), созданная с учетом самой разнообразной информации, в которой обе нодальные плоскости считаются равноправными и к тому же чередующимися при «производстве» сильных землетрясений, более адекватно отображает геологическую действительность.

Целью данной статьи является рассмотрение этой модели с позиций тектонофизики. Для этого очаги землетрясений, обозначенные на рис. 1 справа, были квалифицированы как мегаскобы Риделя R (справа внизу) и R' (справа наверху), возникающие в геодинамической обстановке субгоризонтального сдвига (в данном случае поддвига океанической плиты) вдоль субгоризонтальной плоскости (рис. 3). Эта обстановка является одной из пяти элементарных геодинамических обстановок (рис. 2). Она сходна во всем, кроме положения плоскости сдвигания, с геодинамической обстановкой горизонтального сдвига вдоль вертикальной плоскости (рис. 4). А скобы Риделя, формирующиеся в этой последней обстановке, изучены наиболее детально с применением специально изготовленных приборов (рис. 5, 6). В результате такого изучения установилось мнение, что скобы Риделя R развиты несравненно лучше, чем скобы R' .

Наши эксперименты (рис. 7) подтвердили такое представление. Более того, выяснилось, что скобы R' , слабо развивающиеся в образцах из влажной глины (рис. 8, 9, 12, 13), вообще не развиваются в такой гранулированной среде, как смесь песка с солидолом (рис. 10, 11, 14), равно как и в других гранулированных средах (рис. 17), сходных с блочной средой верхов земной коры (рис. 18–20). Скобы R в такой среде формируются путем объединения более мелких эшелонированно расположенных трещин отрыва. Для такого способа формирования сколов в литературе предлагаются различные объяснения (рис. 15, 16), главным пунктом которых является объединение трещин отрыва посредством трещин скальвания. Однако наши опыты с влажной глиной (рис. 31–35) показали, что даже искусственно созданные «скобы Риделя» при нагружении и последующем сдвигании почти не удлиняются, что ставит под сомнение вообще возможность возникновения трещин скальвания как таковых, без участия более мелких трещин отрыва.

Не довольствуясь результатами экспериментов, мы провели численное моделирование эволюции сколов Риделя R и R' для разных величин литостатического давления (что в эксперименте с эквивалентными материалами вообще невозможно) и угла скальвания. (Реальные значения литостатического давления и касательного напряжения для глубин возникновения цунамигенных землетрясений отражены на рис. 41). Подтвердилось высказанное в словесной форме разными авторами мнение о влиянии неодинакового поворота этих сколов в процессе последующего сдвига, слишком значительного и поэтому «губительного» для сколов R' . Это моделирование было проведено в предположении возникновения сколов без участия более мелких трещин отрыва (хотя это предположение не согласуется с результатами проведенных нами экспериментов), что отображено на рис. 21–30. Для случая с участием трещин отрыва численное моделирование было затруднительно, и мы заменили его физическим моделированием, где мелкие трещины отрыва были созданы искусственно и расположены эшелонированно вдоль трасс будущих сколов; как трещины, так и их трассы были ориентированы в соответствии с вектором главных напряжений, которые возникали в моделях из влажной глины при сдвигании (рис. 36–40).

Результаты как физического, так и численного моделирования привели к однозначному выводу о явном преобладании сколов Риделя R над сколами R' для самых различных условий (за исключением самых начальных этапов сдвигания в образцах из влажной глины, которая, в силу внутренних связей между ее частицами, менее адекватно отражает природную блочную геологическую среду, чем гранулированные материалы).

Этот вывод находится в противоречии с достаточно обоснованной геолого-геофизической моделью формирования очагов сильных цунамигенных и нецунамигенных землетрясений (см. рис. 1), квалифицированных как мегаскобы R и R' , соответственно. Это противоречие устраняется, если принять во внимание резкую гравитационную неуравновешенность «тектонопары» островная дуга – глубоководный желоб, созданной процессом субдукции. Это неравновесие выражается как в контрасте рельефа, так и в контрасте гравитационных аномалий в этой «тектонопаре» (рис. 43). Мы предположили, что природа не может долго «терпеть». И обнаружили (главным образом на примере землетрясения Тохоку в Японии 11 марта 2011 г.) противодействующую реакцию природы – опускание прилегающей к островной дуге земной поверхности и поднятие этой поверхности, прилегающей к желобу, сопровождающейся горизонтальным смещением земных масс от дуги к желобу (рис. 47–54, 58). Это процесс с тенденцией снижения контраста рельефа между дугой и желобом и инверсии знака гравитационных аномалий (рис. 44–46). И именно к границе между названными областями опускания и поднятия земной поверхности приурочены цунамигенные землетрясения – взбросы поверхности морского дна с поднятым крылом, обращенным к желобу (рис. 42). Это означает, что тенденция к гравитационному равновесию реализовала потенциальную возможность формирования мегасколов R' , которые в других природных обстановках, а также по данным моделирования развиваются гораздо хуже (или совсем не развиваются), чем сколы R .

Приуроченность очагов цунамигенных землетрясений R' к границе обширных областей опускания и поднятия ставит под сомнение традиционное представление о цунами как следствии резкого поднятия морского дна в области локального взброса. Резкое опускание обширной области морского дна неизбежно влечет за собой столь же резкое опускание уровня моря с отступлением моря от берега, что, например, привлекло внимание несчастных отдыхающих на о. Пхукет незадолго до Суматринского цунами. Столь же резкое одновременное поднятие морского дна в области, прилегающей к желобу, вызывает соответствующее поднятие уровня моря. И здесь в гравитационном неравновесии оказываются уже гораздо более подвижные, чем земные массы, массы воды, которые устремляются в сторону берега и вызывают собственно цунами (рис. 55).

Обобщенная модель формирования цунамигенных землетрясений как следствия тенденции к восстановлению гравитационного равновесия изображена на рис. 62. Рекомендацией по прогнозу цунамигенных землетрясений, в соответствии с выводами авторов, может являться непрерывный мониторинг высокоточных и высокочастотных измерений GPS и гравитационного поля для выявления намечающейся тенденции к инверсии тектонических движений и гравитационных аномалий в «тектонопарах» островная дуга – глубоководный желоб.

К этому можно добавить наблюдение за так называемыми «сейсмическими гвоздями» (рис. 59–61), которые можно трактовать как зарождающиеся мегасколы Риделя R' – предвестники сильного землетрясения, состоящие пока из более мелких магатрещин отрыва, наподобие показанных на рис. 10, 11, 14 и 17.

Ключевые слова: гравитационное равновесие, сдвиг, сейсмические «гвозди», сколы Риделя, субдукция, «тектонопара» островная дуга – глубоководный желоб, цунамигенные землетрясения.

1. ВВЕДЕНИЕ

Глобальные природные катастрофы в Юго-Восточной Азии (2004 г.), Чили (2010 г.) и Японии (2011 г.) вновь привлекли внимание к проблеме оценки опасности цунами, прогнозирования этих катастрофических явлений и создания систем оповещения.

Как известно, сильные землетрясения могут сопровождаться цунами, а могут «обходиться» и без такого «катастрофического приложения». И дело не только в том, что цунами возникают в акваториях и невозможны в «сухих» континентальных условиях. Даже в акваториях, главным образом расположенных в зонах субдукции между островной дугой и глубоководным желобом, происходят сильные подводные землетрясения, которые не порождают цунами или их волна имеет незначительную высоту. Более того, например, после печально известного цунамигенного землетрясения 26 декабря 2004 г. у берегов острова Суматра 28 марта 2005 г. произошло новое землетрясение, эпицентр которого располагался между островами Ниас и Симёлуэ у юго-западного побережья Суматры. Магнитуда нового сейсмического события оценивалась значением 8.5, а интенсивность сотрясений в эпицентральной зоне составила 10.0–10.5 балла. Но в этом случае, хотя очаг и возник практически в тех же геодинамических условиях, что и при толчке 2004 г., цунами не возникло.

В этой связи представляется, что проблема поиска принципиальных различий между очагами сильнейших землетрясений, сопровождающихся цунами, и очагами, не генерирующими это катастрофическое явление в океане, считается актуальной.

Предварительные результаты нашего исследования докладывались на различных конференциях и опубликованы в работах [Goncharov, Talitskii, 1998; Rozhin, Selezeneva, 2009; Goncharov et al., 2010, 2011, 2012; Rozhin, 2012, 2013a, 2013b].

2. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СЕЙСМИЧЕСКИХ ОЧАГОВ ЦУНАМИГЕННЫХ И НЕЦУНАМИГЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В качестве первого шага в этом направлении одним из соавторов построена комплексная геолого-геофизическая модель сейсмических очагов обоих типов землетрясений [Rogozhin, Zakharova, 2006; Rogozhin, 2012a, 2012b] (рис. 1). Для этого была проанализирована информация о землетрясениях в зонах субдукции, обрамляющих Тихий океан с северо-запада и запада. Для выбора из двух возможных (нодальных) плоскостей, полученных при решении механизмов очагов, «действующей» плоскости в каждом очаге зарегистрированных землетрясений был проведен анализ сейсмотектонических элементов рассматриваемого региона.

Эта процедура требует знания поверхностного и глубинного строения очаговой области землетрясения, возникающего на том или ином отрезке материкового склона. К примеру, сильное Шикотанское землетрясение 04 октября 1994 г. породило волну цунами высотой около 3 м. Согласно решению фокального механизма, одна нодальная плоскость была пологой, а вторая – крутой. Очаг главного толчка располагался в верхней части приостровного склона, к юго-востоку от островов Южнокурильской группы под крупной антиклинальной складкой, выраженной на поверхности дна в виде выходов пород плиоцена среди четвертичных осадков или обнажений акустического фундамента. Почти такое же положение занимал очаг сильного землетрясения 11 августа 1969 г. Выбор действующей в очаге плоскости, согласно решению фокального механизма, оказался довольно простым и ясным. Из двух нодальных поверхностей выбрана та, которая круто погружается в сторону океана и простирается в северо-восточном направлении параллельно островной дуге, оси желоба и главным линейным структурам на приостровном склоне. Подвижка, связанная с этой плос-

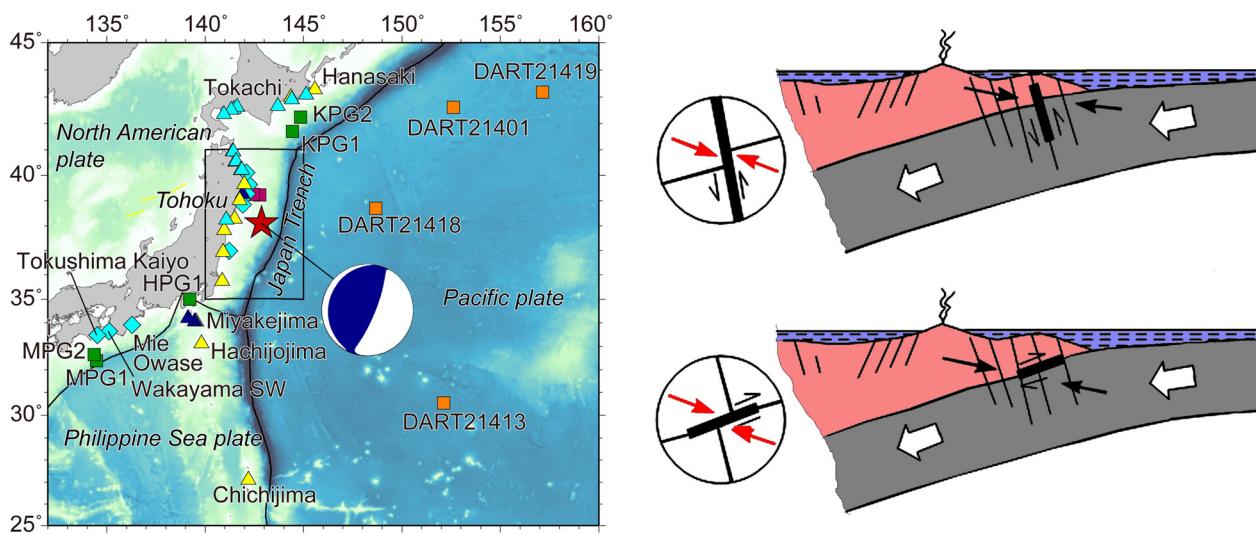


Рис. 1. Выбор одной из двух нодальных плоскостей в качестве действующей во время землетрясения.

Слева – две нодальные плоскости землетрясения Тихоокеанского побережья Японии 11 марта 2011 г. [Fujii et al., 2011]. Проекция на нижнюю полусферу. Справа – геолого-геофизическая модель Е.А. Рогожина возникновения пологопадающих и крутопадающих сейсмических очагов (толстые черные отрезки) в зоне субдукции [Rogozhin, Zakharova, 2006]. Белые стрелки – направление движения океанической плиты, черные стрелки – оси напряжения сжатия, односторонние черные стрелки – смещение крыльев действующей плоскости в очаге. В кружках слева показаны в укрупненном виде смещения в очагах землетрясений.

Fig. 1. Selection of one of the two nodal planes as applicable during the earthquake.

Left – two nodal planes for the Tohoku earthquake of March 11, 2011 [Fujii et al., 2011]. Projection on the lower hemisphere. Right – the geological and geophysical model developed by E.A. Rogozhin to show gently and steeply dipping earthquake foci (thick black line segments) in the subduction zone [Rogozhin, Zakharova, 2006]. White arrows show directions of oceanic plate movements; black arrows show axes of compression; sided black arrows show offsets of sides of planes acting in the foci. In the circles at the left, displacements in the earthquake foci are shown in larger scale.

костью, представляет собой крутой правосторонний взбросо-сдвиг, у которого взброшено крыло, обращенное к желобу. Поскольку протяженность очага с такой магнитудой составляет порядка 200 км при ширине 80 км [Wells, Coppersmith, 1994], очаг оказывается параллелен упомянутой выше антиклинали, выраженной на поверхности дна, подстилает ее практически на всем протяжении на глубинах примерно от 10 до 90 км, пересекая, таким образом, всю сейсмофокальную зону, нижнюю часть коры и верхи подкоровой литосферы и внедряясь нижним окончанием в верхний астеносферный слой.

Есть также и независимые сейсмологические и геологические данные в пользу такого выбора главной действующей плоскости. Так, распределение гипоцентров афтершоков в первые 26 часов после главного толчка обрисовало положение очаговой плоскости в недрах с крутым падением в сторону глубоководного желоба [Shikotan earthquake..., 1995; Rogozhin, Zakharova, 2000]. Кроме того, полевые исследования на о. Шикотан позволили установить его опускание в виде единого целого блока на 0.5–0.6 м, последовавшее после главного толчка [Shikotan earthquake..., 1995]. Эта необратимая деформация поверхности свидетельствует об относительном опускании северо-западного крыла действующего разрыва в очаге и относительном

поднятии юго-восточного [Katsumata et al., 1995]. Материалы геодезических наблюдений, проведенных японскими исследователями на о. Хоккайдо, свидетельствуют о значимом северо-восточном смещении восточной части острова. Эти вертикальные и горизонтальные смещения земной поверхности соответствуют характеру подвижки в очаге по первой из описанных, крутопадающей, плоскости.

Таким образом, Шикотанский сейсмический очаг имел природу *внутриплитного*, секущего зону Бень-офа сейсмического события, по классификации японских сейсмологов [Katsumata et al., 1995].

На основании анализа напряженно-деформированного состояния в коре на западной континентальной окраине Тихого океана и особенностей геологических структур приостровного склона глубоководного желоба были построены модели сейсмических очагов крупнейших землетрясений Курило-Камчатской и Японской сейсмогенерирующих зон. Развитие процесса в очаге каждого события во время возникновения главного толчка и афтершоковой последовательности можно проанализировать на основании решений фокального механизма. Поле напряжений в земной коре на приостровном склоне Курило-Камчатской и Японской дуг в зоне сочленения Тихоокеанской и Евразийской литосферных плит характеризуется пологим наклоном

оси сжатия в сторону глубоководного желоба и крутым наклоном под дугу оси растяжения. В таком поле напряжений положение обеих нодальных плоскостей в типичных решениях фокального механизма сильных землетрясений характеризуется простиранием, параллельным ориентировке глубоководного желоба и островной дуги. При этом одна из плоскостей круто погружается в сторону океана и подвижка по ней представляет собой взброс приокеанического крыла относительно опускающегося приостровного. Вторая, альтернативная, плоскость полого падает под островную дугу, и смещение по ней представляет собой пологий надвиг приостровного склона на глубоководный желоб (рис. 1). Первая плоскость в случае, если она выступает в очаге в качестве действующей при сейсмическом событии, относительно зоны Беньофа по классификации японских сейсмологов является *внутриплитной*, то есть секущей относительно границы плит в зоне субдукции. Очаг, связанный со вторым типом нодальных плоскостей, квалифицируется в качестве *межплитного* и ориентирован в пространстве вдоль конкретных нарушений зоны Беньофа. Изучены очаги ряда сильных землетрясений на Курило-Камчатской и Японской дугах: Шикотанского 1994 г. с $M=8.3$ на Южных Курилах, Кроноцкого 1997 г. с $M=7.9$ на Камчатке, Симуширских 2006 ($M=8.3$) и 2007 ($M=8.2$) гг. на Центральных Курилах, Такачи-оки 2003 г. с $M=8.3$ у о. Хоккайдо и Тохоку 2011 г. с $M=9.0$ у о. Хонсю. При этом часть сейсмических событий продемонстрировала внутриплитный характер очага, а часть – межплитный. В практическом аспекте важно, что внутриплитные очаги сопровождаются сейсмогенным смещением по крутой плоскости, что обусловливает значительные вертикальные смещения земной поверхности на островах и на приостровных склонах. С межплитными очагами связано также возникновение волн цунами вследствие образования крутого уступа на морском дне в эпицентральной зоне. (Ниже будет показано, что взбросовое смещение во внутриплитном очаге является лишь элементом, разделяющим резкое опускание приокеанической части островной дуги и дна прилегающей акватории и поднятие дна акватории, прилегающей к глубоководному желобу, что в совокупности и вызывает мощное цунами).

Сейсмические очаги внутриплитного типа, на первый взгляд, совершенно не вписываются в представления о сейсмичности, вызванной процессом субдукции. Однако, как будет показано ниже, оба типа очагов являются порождением напряжений, возникающих именно в процессе субдукции, хотя очаги внутриплитного типа являются своеобразными «релаксаторами» этого процесса. По этой причине очаги внутриплитного и межплитного типа возникают в одних и тех же местах материкового склона примерно в одинаковых количествах, периодически сменяя друг друга во времени [Shikotan earthquake..., 1995]. Этим основным поверхностям сейсмогенных смещений в недрах на

приостровном склоне отвечают выявленные с помощью геоморфологических и сейсмических (МОВ ОГТ, НСП, ГСЗ, МОВЗ) методов реальные геологические структуры: крупный, погружающийся под островную дугу пологий надвиг кристаллических пород, подстилающих приостровной склон, на рыхлые осадочные образования желоба с амплитудой смещения до 60 км [Huene et al., 1994] с одной стороны и серия крутопадающих в восточных румбах взбросов, выраженных в рельефе склона несколькими субпараллельными грядами с выступающими в них среди рыхлых осадков на склоне породами акустического фундамента [Structure of the bottom..., 1981] – с другой. Именно к этим структурам приурочены действующие плоскости в очагах межплитных и внутриплитных землетрясений островной дуги. Более того, очаги того и другого типа перекрещиваются в недрах под приостровным склоном так, что конкретные достаточно узкие сейсмогенерирующие зоны, связанные с какими-то определенными разломами, выделить затруднительно. Весь приостровной склон представляет собой единую сейсмоопасную структуру, образованную верхней кромкой сейсмофокальной зоны, полого погружающейся под островную дугу.

Наглядным примером этого является печально известное землетрясение в Японии 11 марта 2011 г. [Rogozhin, 2011]. Согласно результатам интерпретации всех разнообразных данных, очаг этого аномально сильного даже для Японии землетрясения имел сложную структуру. По-видимому, в его устройстве можно выделить межплитную составляющую, связанную с очень большой по амплитуде поддвиговой подвижкой «субдукционного» типа по пологому разрыву в верхней части зоны Беньофа, проявившуюся в решениях фокального механизма сильнейших форшока 9 марта и афтершока 11 марта 2011 г. в северной и южной частях эпицентральной области соответственно, а также внутриплитную – по крутому взбросу, выразившуюся во взбросовом смещении по близвертикальному тектоническому нарушению. Оба типа тектонических разломов выявлены в ходе сейсмического профилирования континентального склона о. Хонсю [Huene et al., 1994].

Наглядным обобщением изложенного в данном разделе является геолого-геофизическая модель (рис. 1).

3. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ЗОНЫ СУБДУКЦИИ. МЕЖПЛИТНЫЕ И ВНУТРИПЛИТНЫЕ ОЧАГИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КАК «РАВНОПРАВНЫЕ» МЕГАСКОЛЫ РИДЕЛЯ *R* И *R'*

В концепции тектоники литосферных плит зоны субдукции приурочены к конвергентным границам плит. Предполагается, что эти зоны формируются в геодинамической обстановке горизонтального сжатия.

Это предположение, в общем, справедливо по отношению к другому типу конвергентных границ – зонам коллизии. Однако для зон субдукции характерны особенности, отраженные на рис. 1.

Главная особенность – это не горизонтальная ориентировка оси максимального сжатия, а ее пологий наклон в сторону океана. В сочетании со столь же пологим наклоном зоны субдукции и границы океанической и континентальной плит в противоположную сторону – в сторону континента – угол между этой осью и названной границей близок к 45° . Принимая также во внимание, что зона субдукции – это зона поддвига океанической плиты под континентальную плиту с неизбежным трением соприкасающихся кровли одной и подошвы другой плиты, можно утверждать, что геодинамическая обстановка зоны субдукции – это обстановка субгоризонтального (наклонного) сдвига вдоль субгоризонтальной же (наклонной) плоскости.

Во избежание терминологических недоразумений, следует сразу же пояснить смысл термина «сдвиг». В геологии это разрывное нарушение с субвертикальным смещителем, крылья которого смещены друг относительно друга по горизонтали. В механике же сдвиг – это напряжение и соответствующая ему деформация «скашивания» вдоль любого направления, в отличие от напряжения растяжения (и соответствующей деформации удлинения) и напряжения сжатия (и соответствующей деформации укорочения). (Заметим, что в зарубежной литературе сжатие (укорочение) часто обозначается термином «чистый сдвиг» (pure shear) и противопоставляется «скашиванию», «простому сдвигу» (simple shear)).

Если под «элементарной» геодинамической обстановкой понимать обстановку, в которой оси максимальных нормальных и касательных напряжений ориентированы только горизонтально или вертикально, то простой комбинаторный анализ приводит к заключению о существовании пяти таких элементарных обстановок [Goncharov et al., 2005]. Эти обстановки следующие (рис. 2): горизонтальное сжатие (а), горизонтальное растяжение (б), горизонтальный сдвиг вдоль горизонтальной плоскости (в), горизонтальный сдвиг вдоль вертикальной плоскости (а) и вертикальный сдвиг вдоль вертикальной плоскости (д). Любые другие обстановки могут быть представлены либо поворотом одной элементарной обстановки вокруг любой оси, либо сочетанием элементарных обстановок. Пример такого поворота будет приведен ниже, а простейший пример сочетания – сочетание обстановки горизонтального сжатия (а) и горизонтального сдвига вдоль вертикальной плоскости (в), который получил наименование «транспрессия».

В рассматриваемом нами случае геодинамическая обстановка в зоне субдукции представляет собой ситуацию, (в) показанную на рис. 2: плоскость сдвига ориентирована параллельно общей границе океанической

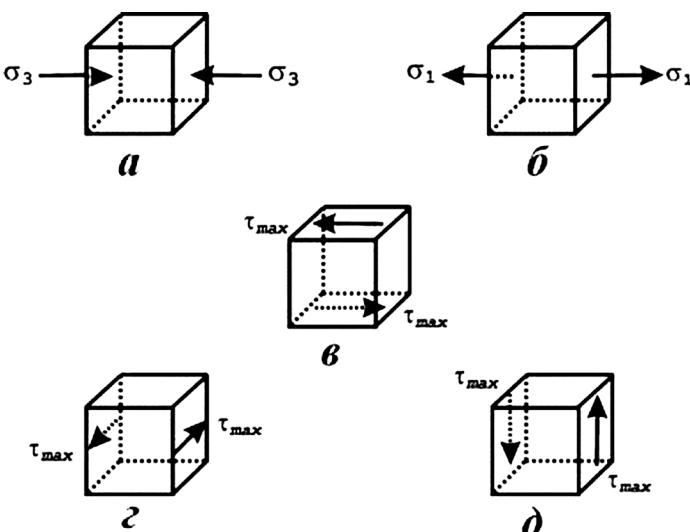


Рис. 2. Пять элементарных геодинамических обстановок: а – горизонтальное сжатие; б – горизонтальное растяжение; в – горизонтальный сдвиг вдоль горизонтальной плоскости; г – горизонтальный сдвиг вдоль вертикальной плоскости; д – вертикальный сдвиг вдоль вертикальной плоскости. По [Goncharov et al., 2005].

Простой комбинаторный анализ приводит к заключению о существовании пяти таких обстановок, в каждой из которых оси максимальных нормальных и касательных напряжений ориентированы только горизонтально или вертикально.

Fig. 2. Five elementary geodynamic settings: а – horizontal compression; б – horizontal extension; в – horizontal shear along the horizontal plane; г – horizontal displacement along the vertical plane; д – vertical displacement along the vertical plane [Goncharov et al., 2005].

A simple combinatorial analysis leads to the conclusion that there are five settings, and in each of such settings, orientation of axes of maximum normal and shear stresses can be only either horizontal or vertical.

и континентальной плит (рис. 3, 4).

В этой геодинамической обстановке субгоризонтального сдвига вдоль субгоризонтальной плоскости формируется характерный для нее структурный параменез. Его элементы – это трещины отрыва, перпендикулярные к оси максимального растяжения, и сколы Риделя R и R' , ориентированные под углом скальвания α к оси максимального сжатия. Оси максимального растяжения и сжатия ориентированы под углом 45° к направлению сдвигания, совпадающему с ориентировкой максимальных касательных напряжений.

На больших глубинах, на которых возникают очаги сильных землетрясений, угол скальвания α стремится к значению 45° [Gintov, Isay, 1988]. Сколы Риделя R и R' на этих глубинах ориентированы, соответственно, параллельно и перпендикулярно к направлению сдвига, подобно межплитным и внутриплитным очагам землетрясений в левой части рисунка 3. Это позволяет квалифицировать последние как мегасколы Риделя R и R' , соответственно.

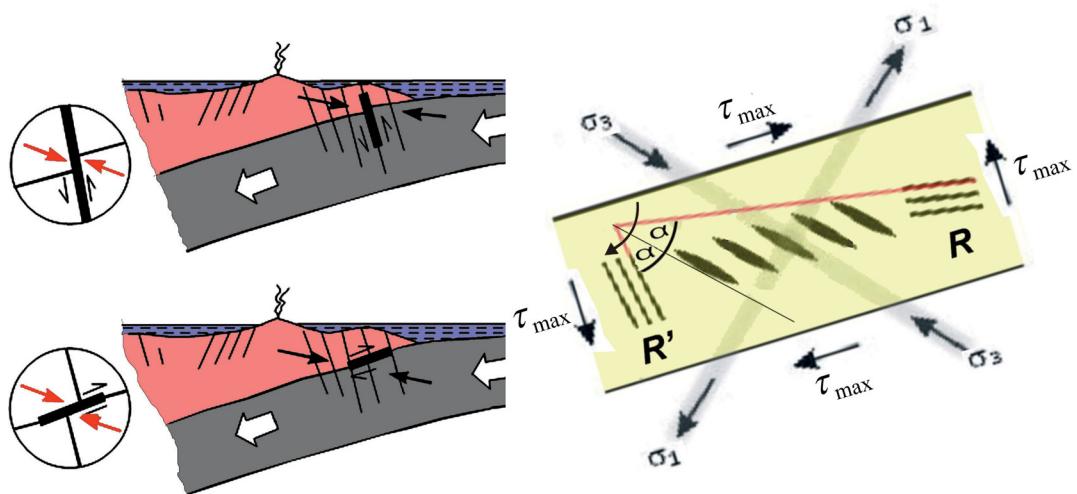


Рис. 3. Геодинамическая обстановка субгоризонтального сдвига вдоль субгоризонтальной плоскости с характерным для нее структурным парагенезом (справа). Слева для сравнения копия рис. 1.

Элементы структурного парагенеза – трещины отрыва, перпендикулярные к оси максимального растяжения, и сколы Риделя R и R' , ориентированные под углом скальвания α к оси максимального сжатия. Оси максимального растяжения и скатия ориентированы под углом 45° к направлению сдвигания, совпадающему с ориентировкой максимальных касательных напряжений. На больших глубинах, на которых возникают очаги сильных землетрясений, угол скальвания α стремится к значению 45° [Gintov, Isay, 1988], поэтому сколы Риделя R и R' на этих глубинах стремятся ориентироваться, соответственно, параллельно и перпендикулярно к направлению сдвига, подобно межплитным и внутриплитным очагам землетрясений на левом рисунке. Это позволяет квалифицировать последние как мегасколы Риделя R и R' , соответственно.

Fig. 3. Geodynamic setting of sub-horizontal shear along the sub-horizontal plane with typical structural paragenesis (right). At the left, Fig. 1 is copied for comparison.

Elements of structural paragenesis are tension joints perpendicular to the axis of maximum extension, and Riedel shears R and R' , oriented at shearing angle α to the axis of maximum compression. Axes of maximum extension and compression are oriented at the angle of 45° to the direction of shearing, which coincides with the orientation of the maximum shear stress. At larger depths, where foci of strong earthquakes occur, shearing angle α tends to 45° [Gintov, Isay, 1988]. Therefore, at such depth, Riedel shears R and R' tend to be oriented parallel and perpendicular to the shearing direction, respectively, similar to interplate and intraplate earthquake foci shown in the left figure. The latter can be thus classified as Riedel megashears R and R' , respectively.

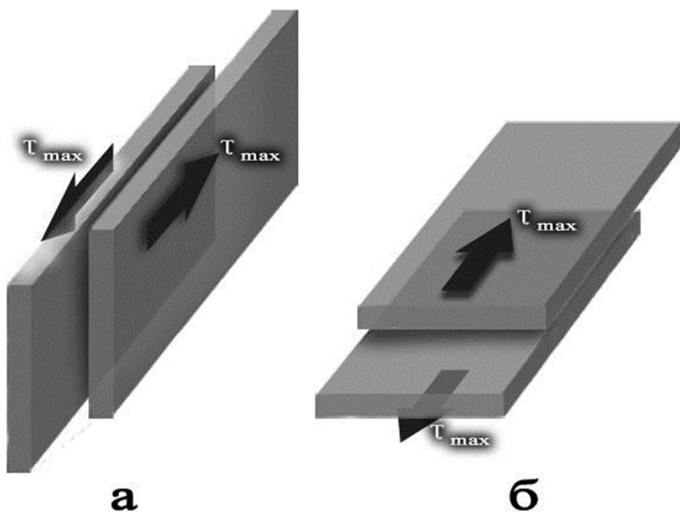


Рис. 4. Геодинамические обстановки: а – горизонтального сдвига вдоль вертикальной плоскости («сдвиговая» обстановка в геологическом смысле этого слова). б – горизонтального сдвига вдоль горизонтальной же плоскости («надвиго-поддвиговая» обстановка в геологическом смысле).

Fig. 4. Geodynamic settings of (a) horizontal shear along the vertical plane (strike-slip setting in terms of geology); (b) horizontal shear along the horizontal plane (thrust-underthrust setting in terms of geology).

Таким образом, очаги неценамигенных и цунамигенных землетрясений в зонах субдукции возникают в характерном для субдукции поле напряжений как мегасколы Риделя R и R' . Как отмечалось выше, они «равноправны» по силе и частоте своего появления и к тому же чередуются во времени.

Следующий вопрос – насколько это «равноправие» характерно для сколов R и R' в эксперименте и соответствующей теории, а также в других геодинамических обстановках.

4. «НЕРАВНОПРАВИЕ» СКОЛОВ РИДЕЛЯ R И R' ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ

Как говорилось выше, сколы Риделя возникают в обстановке сдвига. На рис. 2 были обозначены три такие сдвиговые элементарные обстановки (в–д). Последнюю из них – обстановку *вертикального сдвига вдоль вертикальной плоскости* (д) – мы сразу исключим из нашего рассмотрения, так как нам неизвестны эксперименты по воспроизведению сколов Риделя в этой обстановке. Две же другие обстановки (в–г) – *горизонтального сдвига вдоль вертикальной плоскости* («сдвиговая» обстановка в геологическом смысле этого слова) и *горизонтального сдвига вдоль горизонтальной же плоскости* («надвиго-поддвиговая» обстановка в геологическом смысле) – представляют значительно больший интерес в этом аспекте. Для большей наглядности они изображены на рис. 4, а, б.

Первая из названных обстановок («сдвиговая», см. рис. 4, а) в аспекте развития в ней сколов Риделя изучена несравненно лучше, чем вторая. Такая обстановка многократно моделировалась, и, главное, она исключает возникновение аномалий силы тяжести и компенсирующей эти аномалии тенденции к восстановлению гравитационного равновесия (об этом разговор пойдет ниже). В связи с этим на первом этапе исследований мы поставили перед собой задачу выяснить различие в эволюции сколов Риделя R и R' в этой геодинамической обстановке и его причины.

4.1. ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СКОЛОВ РИДЕЛЯ В ОБСТАНОВКЕ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СДВИГА ВДОЛЬ ВЕРТИКАЛЬНОЙ ПЛОСКОСТИ

Следует отметить хорошую изученность структурообразования в зонах сдвига этого типа. Например, сколы R и R' и последующие трещины (P , L , T и др.) были обстоятельно изучены коллективом лаборатории тектонофизики Института земной коры Сибирского отделения РАН под руководством С.И. Шермана [Sherman et al., 1991; Seminsky, 2003; Seminsky et al., 2005] как в полевых условиях, так и с применением уникальной экспериментальной установки «Разлом» (рис. 5).

В настоящее время, на основе главным образом экс-

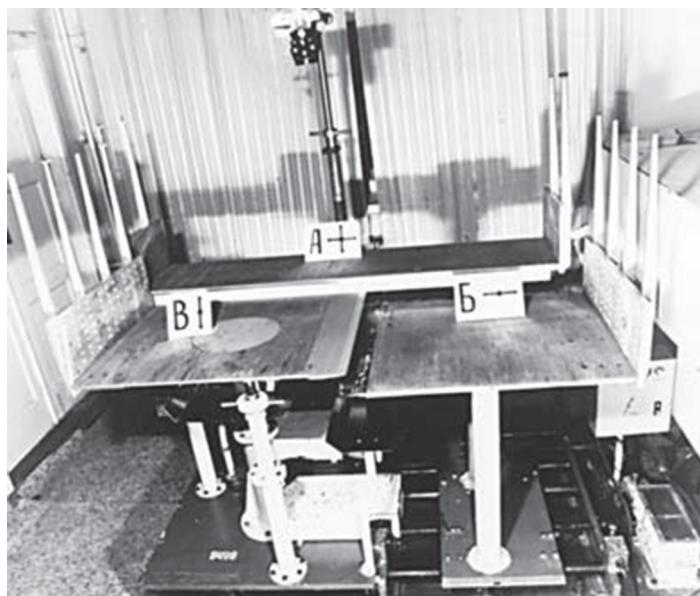


Рис. 5. Установка «Разлом», созданная на Иркутском опытном заводе ИНЦ СО РАН для моделирования процесса формирования разломов при растяжении, сдвиге и сжатии [Sherman et al., 1991].

Fig. 5. Razlom Unit constructed at the pilot plant of the Irkutsk Scientific Centre of SB RAS in Irkutsk. This equipment provides for modeling of faulting under extension, shearing and compression [Sherman et al., 1991].

периментальных данных, укрепилось мнение, что чаще всего в зонах сдвига доминируют сколы R , образующие небольшой угол с направлением простирания такой зоны. В многочисленных экспериментах по воспроизведению сдвиговых зон вначале формируются сколы обоих типов, но по мере дальнейшего сдвигания довольно скоро начинают резко преобладать R -сколы. Обстоятельный обзор таких экспериментов содержится в работе [Rebetsky et al., 2008].

Нами также были проведены эксперименты по воспроизведению сколов Риделя в лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ. Преследовалась цель изучить модель формирования и эволюции сколов Риделя в зоне сдвига, их характеристики и соотношения.

При постановке вопросов, решаемых методом моделирования, во время опытов и последующего использования результатов экспериментов мы придерживались упрощенных принципов моделирования, изложенных в [Goncharov, 2010]. Это упрощение моделирования для получения чисто качественного результата – структурного подобия модели и объекта – без претензий на количественную оценку параметров процесса структурообразования. На этом пути еще предстоит разработка принципиально новых критериев подобия при моделировании. В качестве примера можно привести отсутствие или наличие изначальной (до-

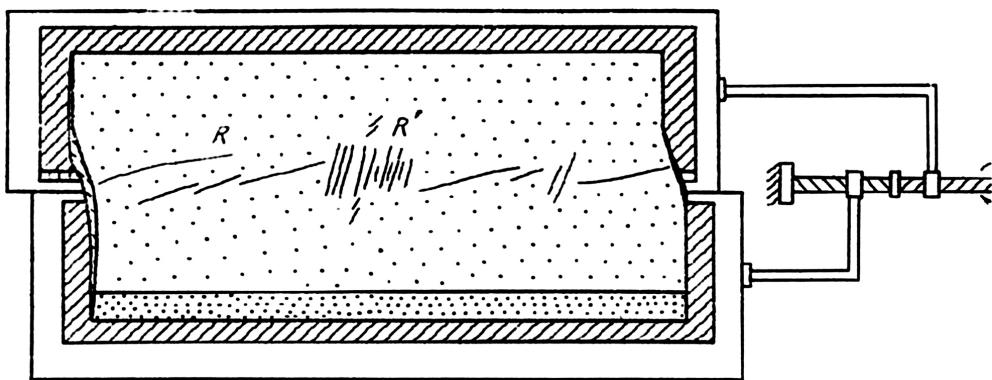


Рис. 6. Типичная установка для создания нагружения простого сдвига, по С. Стоянову, из [Rebetsky et al., 2008].

Fig. 6. Typical equipment for loading in case of simple shear, according to S. Stoyanov [Rebetsky et al., 2008].

деформационной) структурированности геологической среды, обусловленной предыдущими деформационными процессами самоорганизации этой среды. Возможность имитации такой самоорганизации в модельном образце – это предмет будущего исследования. Сюда же относится и разработка новых критериев подобия при моделировании иерархически соподчиненных геодинамических систем и структурных парагенезов.

Для экспериментов было необходимо подобрать эквивалентный материал со способностью реагировать на нагрузку как пластической, так и разрывной деформацией, безотносительно к его вязкости и прочности.

Таким свойством обладают влажная глина и смесь песка с солидолом. Глина позволяет, в зависимости от степени ее увлажнения, изменять как ее вязкость, так и прочность. Смесь песка с солидолом имитирует, в первом приближении, блочную структуру, характерную для верхней части земной коры.

Прибор для моделирования представляет собой стол с железной рамой и деревянной поверхностью (имитирующей фундамент), разделенной на две части (рис. 6, 7), одна из которых может осуществлять параллельный сдвиг относительно другой посредством специального двигателя, который может программироваться на реализацию сдвигов деревянной панели с

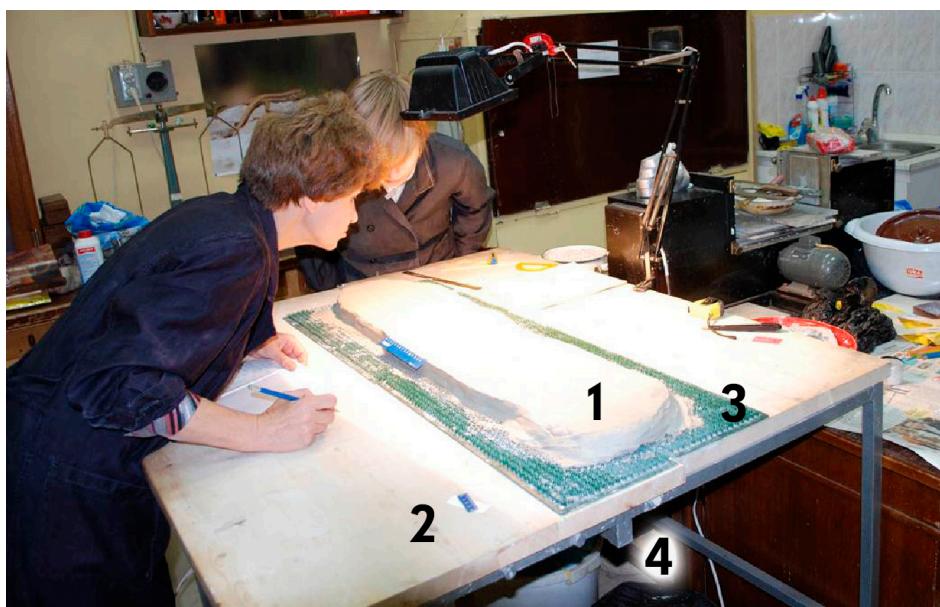


Рис. 7. Экспериментальная установка лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ: 1 – образец (глина), 2 – деревянная поверхность стола, 3 – подложка для сцепления образца с ‘фундаментом’, 4 – двигатель.

Fig. 7. The experimental device of the Laboratory of Tectonophysics and Geotectonics of MSU: 1 – sample (clay), 2 – wooden tabletop, 3 – base surface for sample-‘basement’ coupling, 4 – motor.

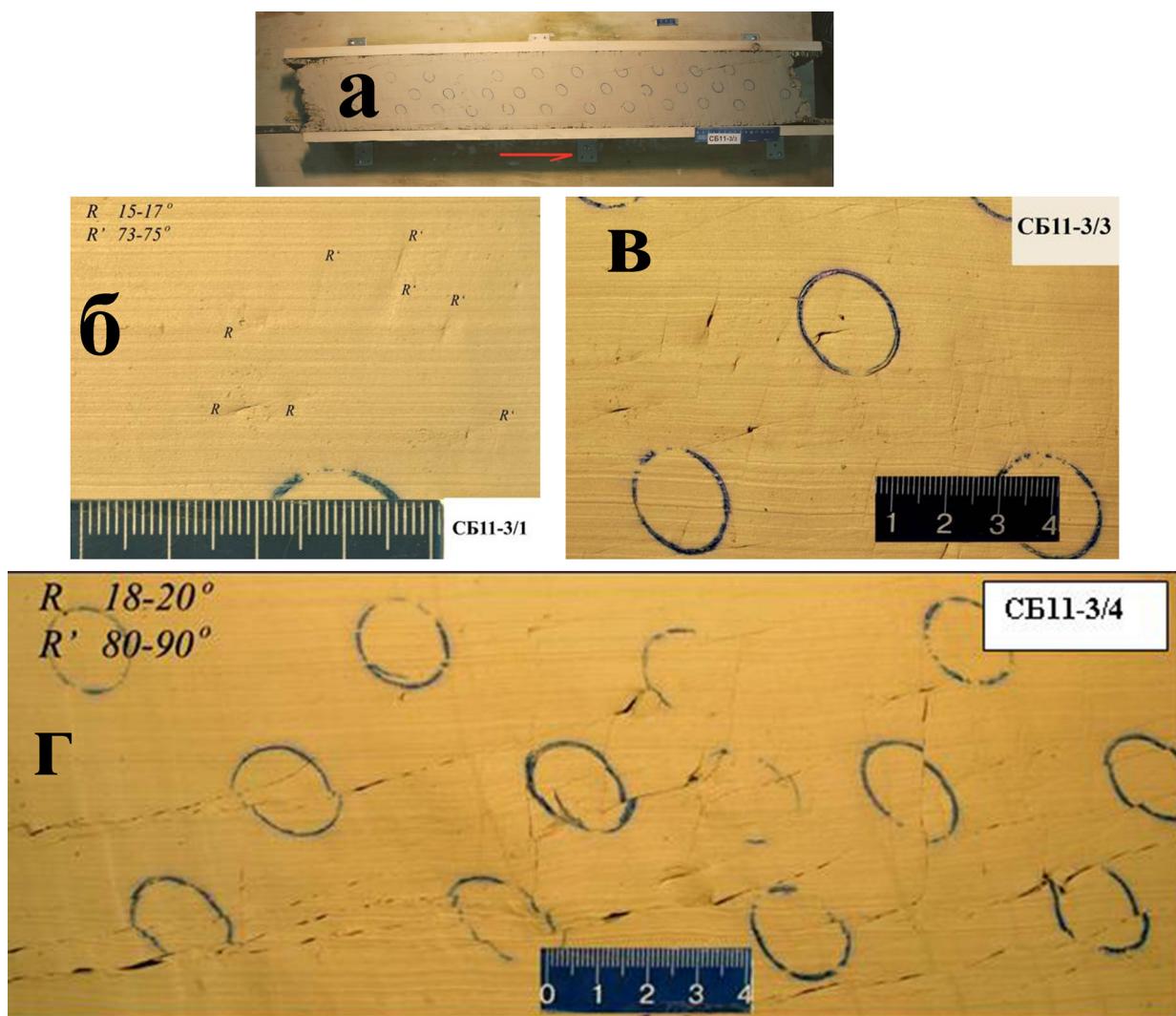


Рис. 8. Эксперимент по воспроизведению формирования сколов R и R' в обстановке простого однородного сдвига.

а – общий вид образца из влажной глины в условиях однородного простого сдвига; *б* – малая амплитуда сдвига; начало формирования сколов; *в* – увеличение амплитуды сдвига; сколы R и R' развиты одинаково; *г* – дальнейшее увеличение амплитуды сдвига; преобладание сколов R . Сколы R повернулись незначительно, а сколы R' – заметно.

Fig. 8. Experiment to model Riedel shears R and R' in case of simple homogeneous shear.

а – general view of the wet-clay sample in the setting of simple homogeneous shear; *б* – low amplitude of shearing; early shearing; *в* – increased amplitude of shearing; shears R and R' ; *г* – shearing amplitude is increased; shears R are dominant. Rotation of shears R is slight, while rotation of shears R' is noticeable.

весьма низкими скоростями. Формировался образец размером порядка $100 \times 20 \times 3$ см (имитирующий осадочный чехол). При необходимости, вдоль линии сдвига ножом наносились неоднородности (прорези, имитирующие более ранние разрывы). На поверхность образца окрашенной нитью наносились маркеры деформации – ось сдвига и кружки. После начала эксперимента проводилась фотосъемка поверхности модели и описывался ход деформации. Модель, как правило, деформировалась до тех пор, пока на ее поверхности не проявлялся единий и непрерывный разрыв, что свидетельствовало о полном разрушении изучаемого образца.

Сколы Риделя R и R' в моделях из глины. Приведем результаты одного из наших многочисленных экспериментов по воспроизведению простого однородного сдвига (рис. 8, *а*). На начальной стадии сдвигания в образце влажной глины начинают формироваться мелкие сколы R и R' под углами к направлению сдвига $15-17^\circ$ и $73-75^\circ$ соответственно (рис. 8, *б*).

При увеличении амплитуды сдвига сколы R и R' по-прежнему развиты одинаково (рис. 8, *в*). Дальнейшее увеличение величины сдвига дает преобладание сколов R (рис. 8, *г*). При этом R -сколы стали составлять угол $18-20^\circ$, $R' - 80-90^\circ$.

Итак, сколы R повернулись незначительно, а сколы

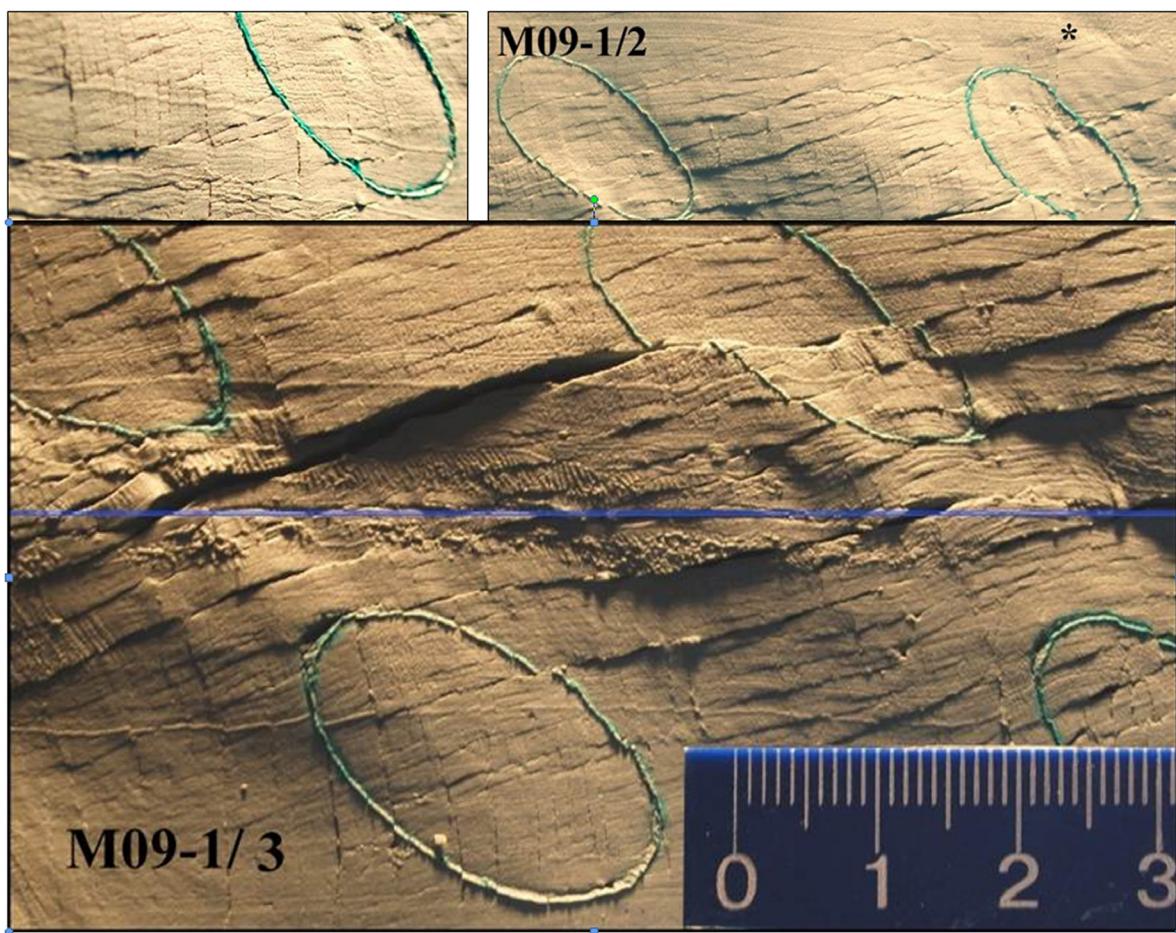


Рис. 9. Формирование сколов Риделя R и R' в моделях из влажной глины в условиях неоднородного простого сдвига. Преобладание сколов R .

Fig. 9. Formation of Riedel shears R and R' in the wet-clay models in the setting of heterogeneous simple shear. Shears R are dominant.

R' – заметно. Этот вывод подтверждает результаты предшествующих исследователей, см. упомянутый обзор [Rebetsky et al., 2008].

Таким образом, моделирование однородного простого сдвига в образцах на влажной глине показывает одновременное формирование двух сопряженных систем сколов Риделя R и R' на начальном этапе сдвига и преобладание сколов R по мере дальнейшего сдвига. Так же хорошо фиксируется вращение сколов после их возникновения.

При моделировании неоднородного по латерали и глубине простого сдвига сколы Риделя R и R' в моделях из глины возникают при небольшой величине сдвига практически одновременно. По мере развития деформации мелкие сколы Риделя объединяются, разрастаются, преимущественное развитие получают R-сколы (рис. 9).

Сколы Риделя R и R' в моделях из песка. Следует отметить, почему в сыпучем песке могут образовываться трещины. При медленном растяжении в песке происходит межзерновая остаточная деформация, ко-

гда отдельные зерна смещаются друг относительно друга. При быстром же растяжении слой песка разбивается сбросами на чередующиеся грабены и горсты. Другими словами, включается более «выгодный» энергетически механизм относительного смещения самоорганизующихся целых блоков материала, состоящего из не связанных друг с другом частиц (сыпучей среды) [Goncharov et al., 2005]. В первом приближении песок, в котором отдельные песчинки не связаны друг с другом межмолекулярными связями, более адекватно имитирует блочную среду верхней части земной коры, чем глина, частицы которой такой связью обладают. Этим достигается то, что можно назвать «структурным подобием» модели и объекта [Gintov, Isay, 1988; Goncharov, 2010]. Модели из песка (в сухом, влажном состоянии или в смеси с силидолом или другими высоковязкими веществами) постепенно «вытесняют» глину в зарубежной практике физического моделирования. Ниже будет показано важное, в аспекте развития сколов Риделя, различие этих двух эквивалентных материалов.

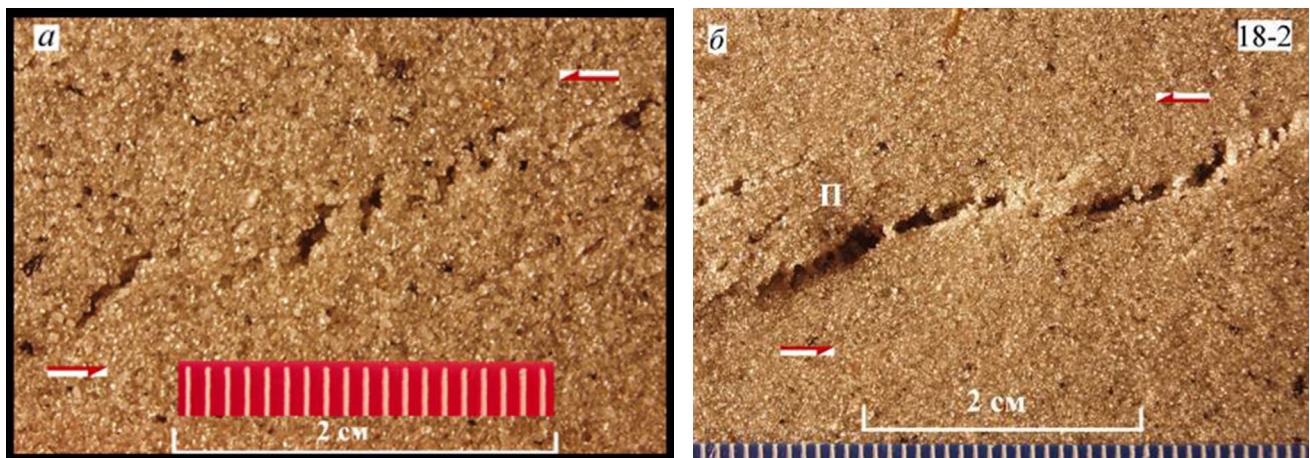


Рис. 10. Образец из смеси песка с солидолом. Формирование сколов Риделя R из мелких трещинок отрыва.

Fig. 10. Sand-solid oil matrix. Riedel shears R are formed from tiny tension joints.

Рассмотрим особенности развития сколов Риделя на моделях из смеси песка с солидолом. В одном из многочисленных экспериментов на начальной стадии заметно образование мелких эшелонированно расположенных трещинок отрыва (рис. 10, а), впоследствии постепенно объединяющихся в скол Риделя R (рис. 10, б). Образование сколов Риделя R' не наблюдается.

Аналогичный эксперимент представлен на рис. 11. Мелкие трещины отрыва объединяются в сколы Риделя (ориентированы под углом примерно 15° к направлению сдвига). При увеличении амплитуды сдвига сколы растут в длину и S-образно изгибаются. Сколы R' также отсутствуют.

Таким образом, в моделях из песка, в отличие от моделей из глины, имеются важные особенности:

- отсутствуют R' -сколы;
- R -сколы формируются путем объединения более мелких трещин отрыва.

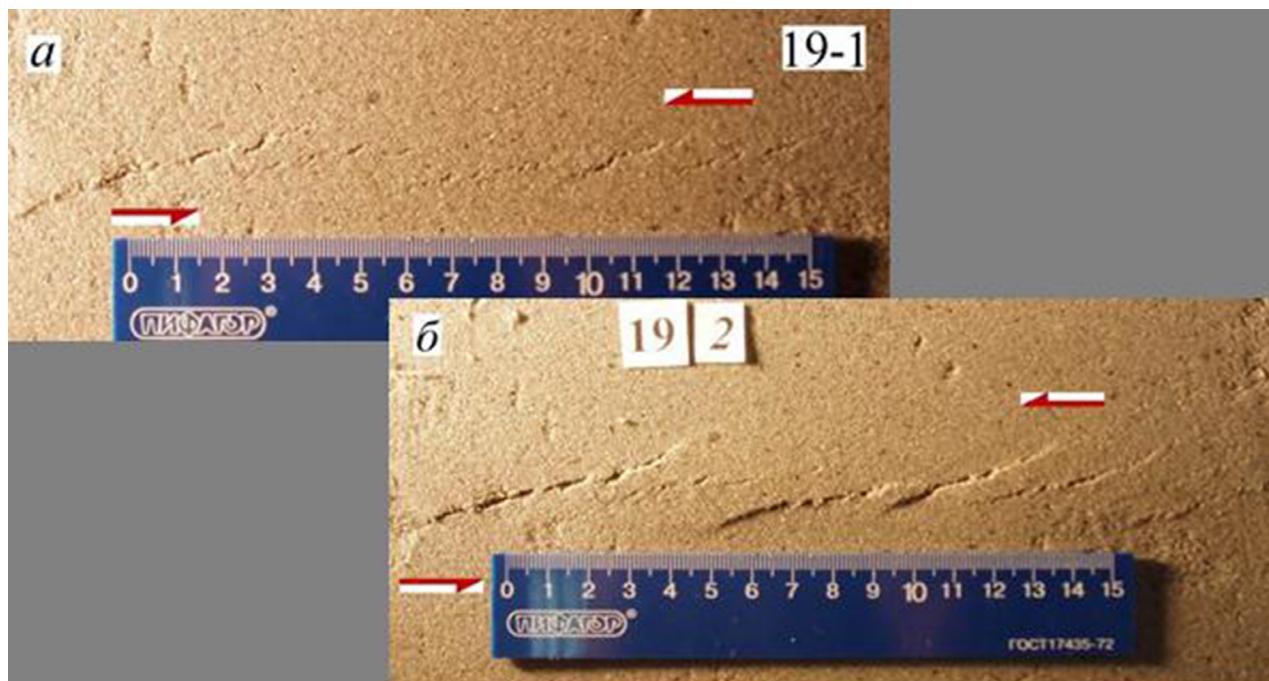


Рис. 11. Образец из смеси песка с солидолом. Формирование сколов Риделя R из мелких трещинок отрыва.

Fig. 11. Sand-solid oil matrix. Riedel shears R are formed from tiny tensile fractures.

4.2. ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СКОЛОВ РИДЕЛЯ В ОБСТАНОВКЕ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СДВИГА ВДОЛЬ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ ПЛОСКОСТИ

Нами также проводились эксперименты по моделированию однородного простого сдвига (скашивания) вдоль горизонтальной плоскости. На рис. 12 показана схема прибора и общий вид образца из влажной глины после сдвигания. Бруск глины зажат между двумя горизонтальными пластинами, одна из которых сдвигается относительно другой. R -сколы, пересекающие весь образец, составляют угол 12° с направлением сдвига.

На рис. 13 показана боковая поверхность того же образца. Отчетливо видны сколы Риделя R и R' . При малой величине сдвига наблюдается примерно одинаковое развитие сколов Риделя R и R' (рис. 13, С6-1). При продолжении деформации преимущественное развитие получают R -сколы (рис. 13, С6-2).

Основными выводами проведенного нами физического моделирования сколов Риделя R и R' являются следующие:

1. При однородном и неоднородном простом сдвиге сколы Риделя R и R' при небольшой амплитуде сдвига развиваются сходным образом.

2. Ориентированы сколы Риделя следующим образом. Углы сколов R с направлением сдвига составляют от 10 до 20° (как в глине, так и в песке). Сколы R' в глине ориентированы в самом начале под углом 75 – 80° к направлению сдвигания, а затем этот угол вследствие поворота увеличивается.

3. R' -сколы всегда возникают в начале деформации. При этом первоначально может происходить зарождение трещин системы R' -сколов, затем R -сколов и наоборот; либо они могут возникать практически одновременно.

4. При увеличении амплитуды сдвига развитие R' -сколов затухает, в то время как преимущественное развитие получают R -сколы.

5. В моделях из песка R -сколы формируются путем объединения очень мелких трещин отрыва, а также отсутствуют R' -сколы.

4.3. МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ СКОЛОВ РИДЕЛЯ

При рассмотрении вопроса о том, как происходит зарождение и развитие трещин скальвания в неоднородной среде, было замечено, что при моделировании зоны простого сдвига в гранулированном материале (песке) формирующиеся сколы Риделя всегда состоят из отдельных фрагментов (см. рис. 10 и 11). При ближайшем рассмотрении видно, что эти фрагменты, как правило, оказываются трещинками отрыва. Они возникают при очень малой амплитуде сдвига и располагаются эшелонированно вдоль будущего скола Риделя. Затем перемычки между ними разрушаются, и формируется крупный скол (рис. 14).

Такой механизм формирования сколов связан с тем, что деформация, как правило, сопровождается дилатансией (увеличением объема), которая неизбежна в гранулированных средах [Gintov, Isay, 1988]. Очевидно, что дилатансию могут обеспечить только трещины отрыва. Это было известно давно, и в связи с этим было предложено два механизма формирования трещин. В модели А.Н. Ставрогина и А.Г. Протосеня [Stavrogin, Protosenya, 1979] (рис. 15) трещина скальвания, ориентированная под углом скальвания α к оси максимального сжатия, состоит из чередующихся между собой более мелких трещин отрыва и сколов.

Второй механизм можно встретить в работах [Scholz, 1990; Rice, 1980]. На рис. 16 показана модель, взятая из работы [Stefanov, 2009]. В этой модели первичен все же скол, а проблема пространства решается наличием трещин отрыва на его концах.

Эти модели, однако, относятся скорее к микромасштабу. Ранее в лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ была предпринята попытка решения вопроса в геологической постановке [Goncharov, Tatlitskii, 1998]. В этой работе утверждается, что трещины скальвания в горных породах всегда формируются путем объединения трещин отрыва. Осуществив в последнее время множество экспериментов с гранулированными материалами, мы убедились, что это действительно так. Однако эксперименты с глинами такую модель не подтверждают – вероятно, потому, что глина – это материал со сложным поведением, в котором сначала осуществляется отрицательная дилатансия. Кроме того, песок является средой с блоковым строением, частицы которой связаны разве что более податливым цементом (как и блоки в верхней коре), в отличие от глины, где частицы связаны молекулярными силами.

Сходные результаты получены М. Чу с соавторами [Cho et al., 2008]. Они проводили эксперименты по воспроизведению простого сдвига, используя синтетический материал, состоящий из отдельных мелких элементов (т.е. его структура была сходна с песком) (рис. 17). В этих экспериментах было отчетливо видно, что вначале возникали трещины отрыва, расположенные эшелонированно, которые затем, объединяясь, образовывали макроскопически видимые полосы сдвига (трещины скальвания).

Результатом природного эксперимента могут служить структуры, образовавшиеся во время землетрясений на поверхности земли, которые можно наблюдать непосредственно.

Г. Рао с соавторами [Rao et al., 2011] изучали сдвиговые структуры, сформировавшиеся во время землетрясения 2010 г. ($M=6.9$) на Центральном плато Тибета (Китай) в неконсолидированных аллювиальных отложениях. На приводимых ими фотографиях отчетливо видно, что сдвиги состоят из ранних трещин отрыва, обозначенных авторами буквой Т (tension joints) и впоследствии объединенных в единый разрыв (рис. 18, а, в, с).

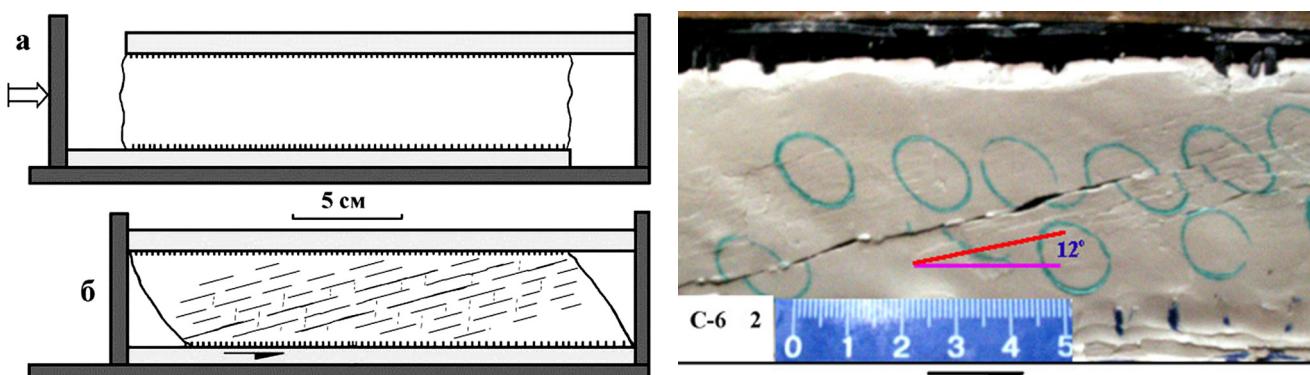


Рис. 12. Слева – схема прибора, справа – общий вид после сдвигания.

Fig. 12. Left: scheme of the device, right: general view after shearing.

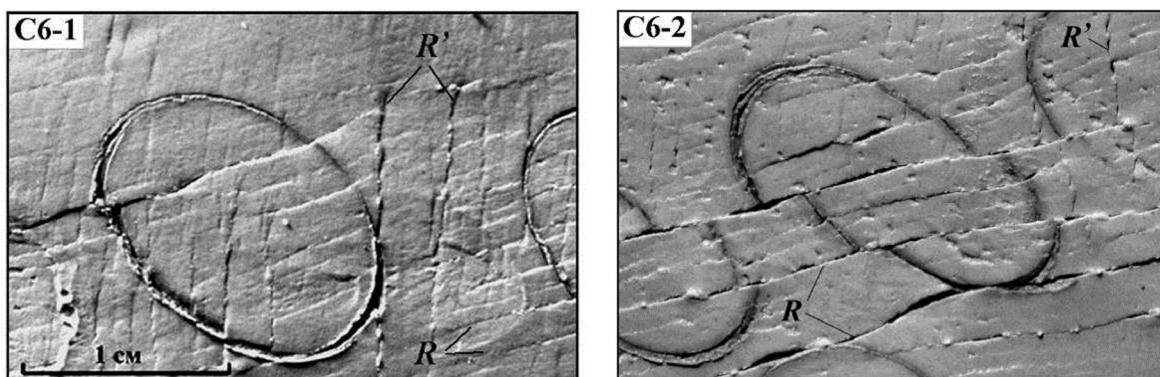


Рис. 13. Фрагмент рисунка 12. Боковая поверхность образца при увеличении масштаба.

Fig. 13. Fragment of Fig. 12. The side face of the sample zoomed in.

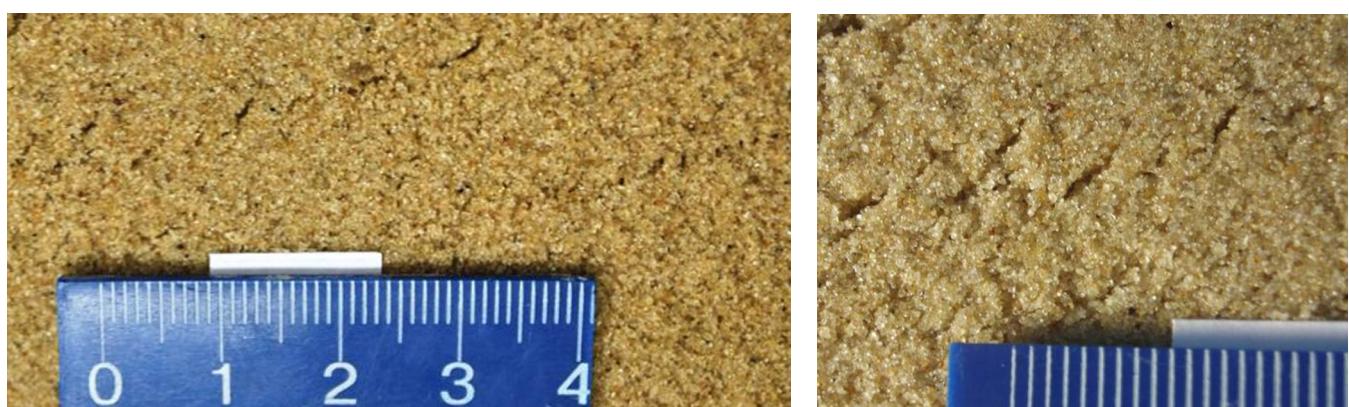


Рис. 14. Формирование сколов Риделя в модели из смеси песка с солидолом.

Слева: намечающийся косо ориентированный скол Риделя R , состоящий из небольших эшелонированно расположенных трещинок. Справа: фрагмент этого скола при большом увеличении (фотографии эксперимента). Отчетливо видны трещины отрыва, ориентированные под углом около 45° к направлению сдвига.

Fig. 14. Formation of Riedel shears in the sand–solid oil matrix.

Left: arising skew-oriented Riedel R consisting of small echelon fractures. Right: zoomed in fragment of the photo of this shear in the experiment. Tension fractures oriented at the angle of about 45° to the shear direction are clearly visible.

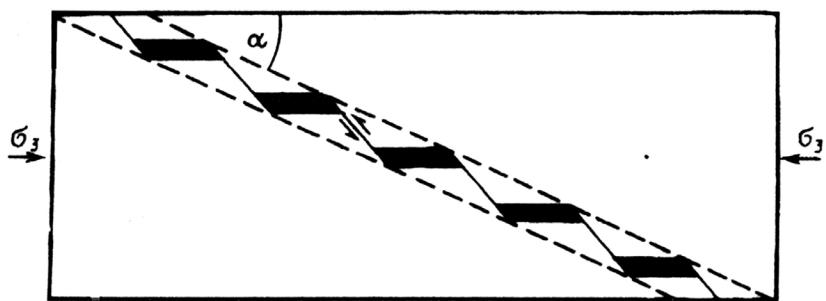


Рис. 15. Механизм формирования сколов путем объединения трещинок отрыва [Stavrogin, Protosenya, 1979].

Fig. 15. Mechanism of shearing by joining of tensile fractures [Stavrogin, Protosenya, 1979].

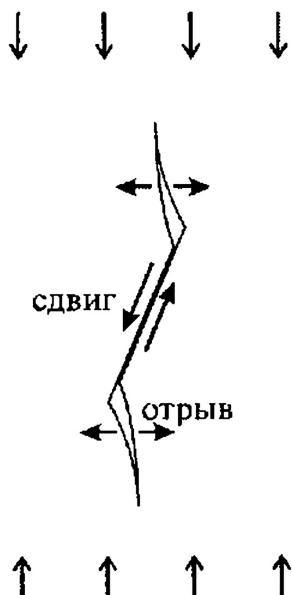


Рис. 16. Механизм формирования сколов непосредственно путем скальвания [Stefanov, 2009].

Fig. 16. Mechanism of pure shearing [Stefanov, 2009].

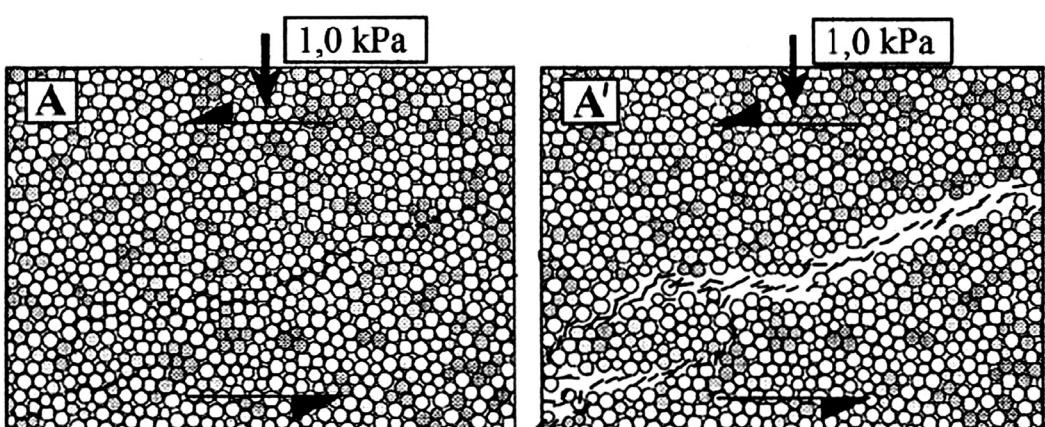


Рис. 17. Эксперимент [Cho et al., 2008].

Использован синтетический материал, состоящий из отдельных мелких элементов (структура сходна с песком). Вначале образовались мелкие трещины отрыва, затем они объединились в более крупные трещины скальвания.

Fig. 17. The experiment described in [Cho et al., 2008].

The synthetic material composed of fine elements is used. Its structure is similar to that of sand. Small tension fractures are first to occur; later on, they are joined to form larger shear fractures.

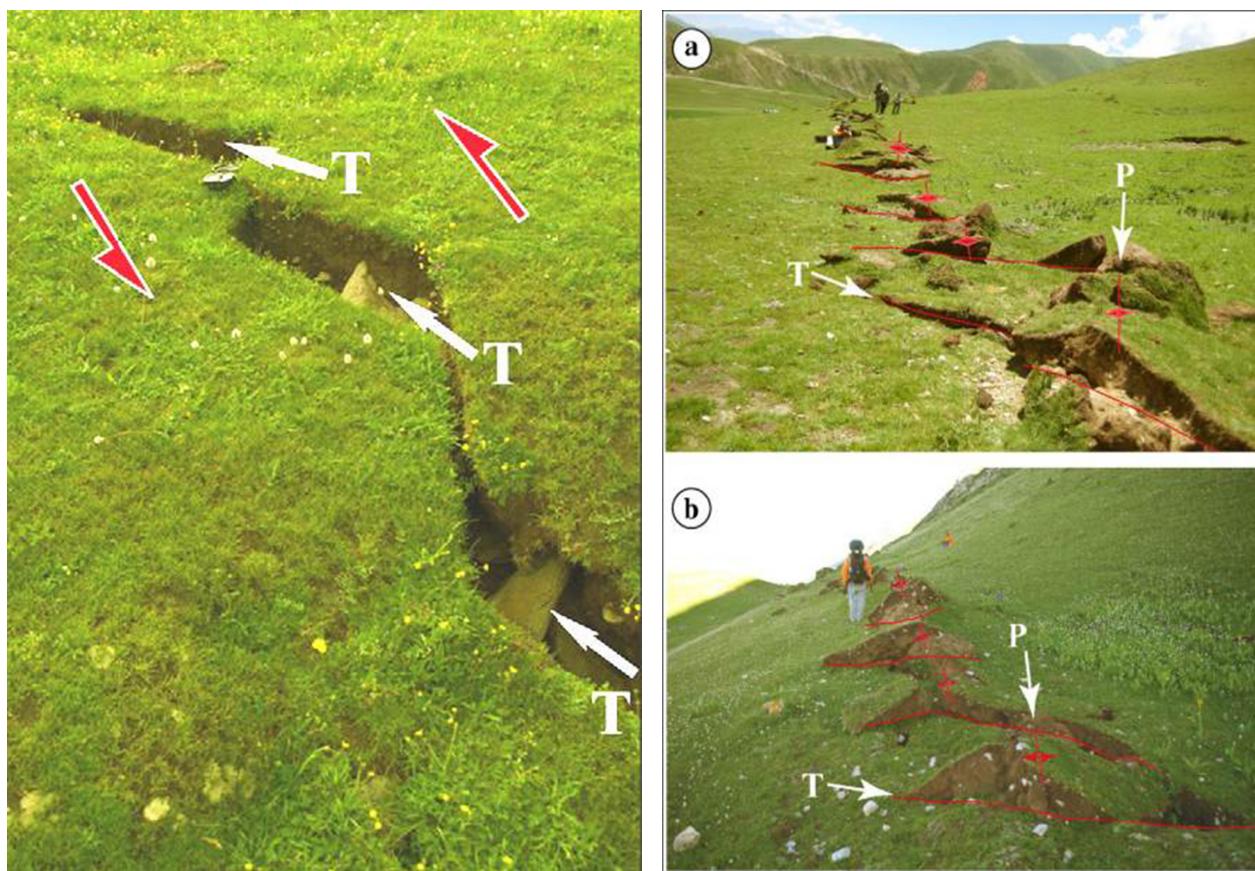


Рис. 18. Сдвиговые структуры, сформировавшиеся во время землетрясения 2010 г. из более мелких трещин отрыва (Т) [Rao *et al.*, 2011].

Fig. 18. Shear structures formed from smaller tension fractures (T) during the 2010 earthquake [Rao *et al.*, 2011].

В литифицированных, а часто и метаморфизованных породах также можно наблюдать, как сколы формируются путем объединения более мелких трещин отрыва. В обнажениях нередко видны сопряженные системы, представляющие собой начальную стадию формирования трещин скальвания. Это узкие полосы, состоящие из эшелонированных более мелких трещин отрыва (рис. 19, 20). Последние часто S-образно изогнуты, что является результатом сдвигания вдоль этих полос.

На основании всего сказанного можно считать, что предположение о том, что трещины скальвания образуются путем объединения более ранних мелких трещин отрыва, имеет под собой веские основания.

Кроме того, хотелось бы обратить внимание на то, что даже хорошо выраженные протяженные сколы Риделя состоят из отдельных фрагментов, между которыми имеются перемычки. С течением времени эти перемычки постепенно «прорываются». Дж. Райс [Rice, 1980] предполагает, что нечто подобное происходит при формировании сдвигов, с которыми связаны землетрясения. Однако данный автор связывает существование перемычек с вещественными неоднородностями (наличием более крепких пород). Результаты

экспериментов лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ показывают, что такой процесс неизбежен даже при деформировании одинакового во всем объеме материала.

5. РАЗЛИЧНАЯ СКОРОСТЬ ВРАЩЕНИЯ СКОЛОВ РИДЕЛЯ R И R' КАК ПРИЧИНА ИХ «НЕРАВНОПРАВИЯ» ПО ДАННЫМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Обзор результатов экспериментов с влажной глиной в условиях простого сдвига и отсутствия всестороннего давления показывает, что лишь при небольшой амплитуде сдвига могут быть равноправно развиты мелкие сколы R и R' . При увеличении амплитуды сдвигания, когда формируются крупные хорошо заметные сколы, сколы R' перестают развиваться. В приведенных экспериментах, а также множестве других отчетливо видно вращение сколов после их возникновения. Это было замечено давно, и именно вращением объясняли преобладание R -сколов при развитии сдвиговой зоны [Gzovsky, 1959; Stoyanov, 1977; Rebetsky *et al.*, 2008; и др.].

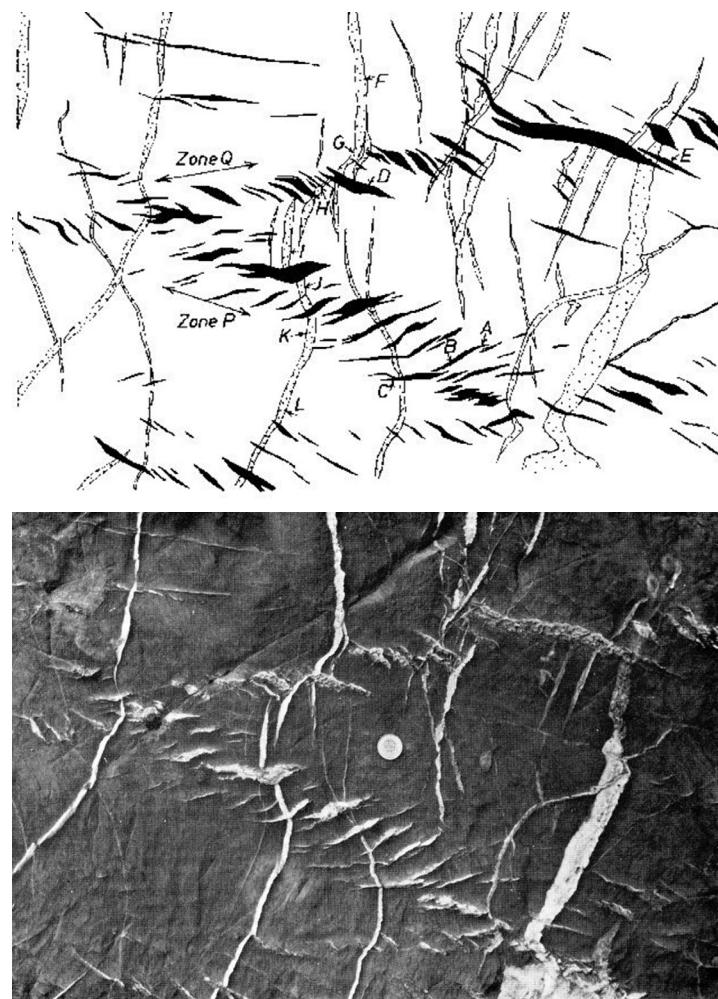


Рис. 19. Сопряженные зоны сдвига в известняках мелового возраста. Покров Моркль, Швейцария [Ramsay, Huber, 1983].

Fig. 19. Conjugated shear zones in Cretaceous limestones. Morkl nappe, Switzerland [Ramsay, Huber, 1983].

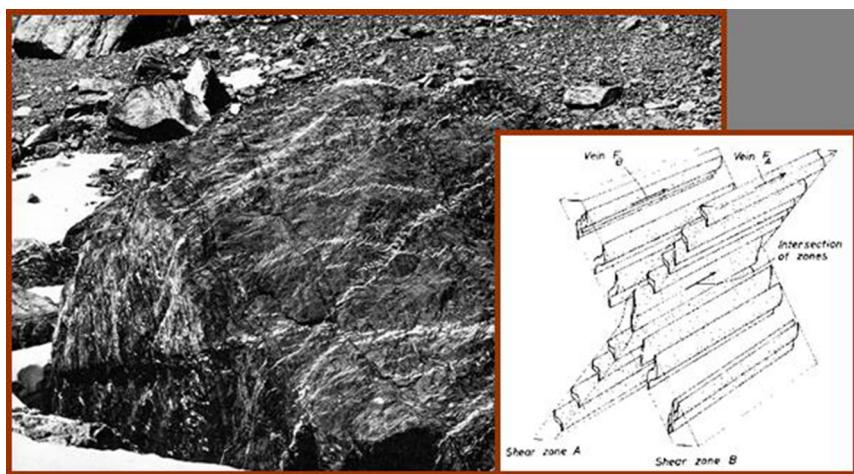


Рис. 20. Эшелонированные трещины отрыва, заполненные кальцитом и образующие сопряженные системы полос сдвига.

Наличие сдвиговых движений подтверждается S-образным искривлением трещин. Юрские известняки. Покров Видгорн, Швейцария [Ramsay, Huber, 1983].

Fig. 20. Echelon tension fractures filled by calci-spar and forming conjugate shear band systems.

Shear displacements are evidenced by S-shaped fractures. Jurassic limestone. Widhorn nappe, Switzerland [Ramsay, Huber, 1983].

Так, Ю.Л. Ребецкий с соавторами [Rebetsky *et al.*, 2008] полагают, что образовавшиеся на начальной стадии трещины сопряженных систем скальвания поворачиваются на разный угол. Система R' -сколов в процессе сдвигания быстрее изменяет свою ориентацию, на их бортах увеличивается сила трения, и они постепенно переходят в неактивное состояние. Сопряженная система трещин (R -сколы), мало отклоняющихся от оси сдвигания, практически не испытывает разворота в процессе деформирования и поэтому будет постоянно находиться в активном состоянии.

Однако до сих пор такого рода объяснения были только качественными, количественных расчетов произведено не было. Кроме того, данное явление было подмечено в экспериментах, которые проводились в отсутствие всестороннего давления, а оно, несомненно, влияет на развитие сколов. Это дало возможность провести количественные расчеты [Rozhin, Selezeneva, 2009].

Рассмотрим эволюцию сколов Риделя в разных условиях – при различной величине литостатического давления и при разных углах скальвания горных пород.

5.1. РАЗЛИЧНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СКОЛОВ R И R' В ОБСТАНОВКЕ ПРОСТОГО СДВИГА

В этой обстановке трещины всех типов после своего возникновения испытывают поворот в одну и ту же сторону, увеличивая свой угол с направлением сдвига. Однако в результате этого поворота направление сколов R приближается к направлению оси максимального сжатия σ_3 , а направление сколов R' , наоборот, от нее удаляется (рис. 21).

Рассмотрим последствия отмеченного неравноценного поворота сколов R и R' . Это рассмотрение проведем в соответствии с двумя версиями генерации сколов.

Одна версия – традиционная – заключается в том, что сколы R и R' , как и другие трещины и разрывы скальвания, возникают непосредственно в результате скальвания, т.е. в результате как бы «вспарывания» среды и смещения крыльев разрывного нарушения параллельно последнему под действием касательных напряжений [Gzovsky, 1975; и мн. др.].

Другая версия – трещины и разрывы скальвания формируются путем объединения эшелонированных кулис более мелких трещин отрыва, возникших под действием на этот раз нормальных напряжений (см. выше).

5.2. ТРАДИЦИОННАЯ ВЕРСИЯ ГЕНЕРАЦИИ СКОЛОВ ПОД ДЕЙСТВИЕМ КАСАТЕЛЬНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ

Как известно, геодинамическая обстановка горизонтального сдвига вдоль вертикальной плоскости в среде, в которой равномерное всестороннее давление

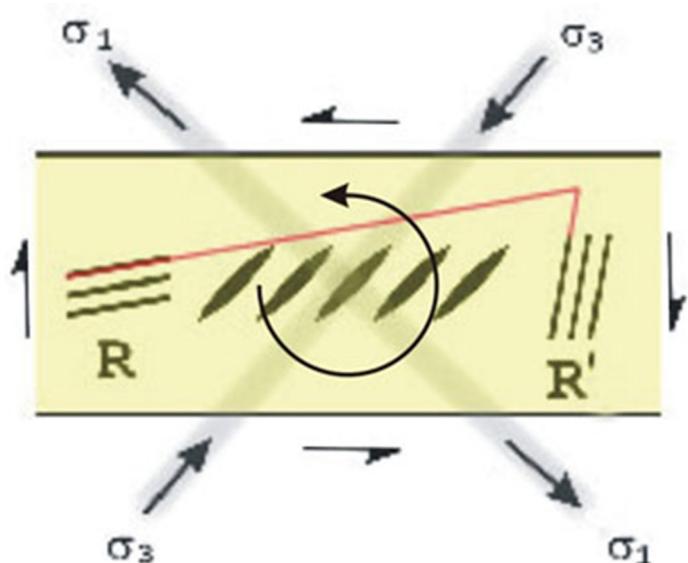


Рис. 21. Схема вращения сколов Риделя и трещин отрыва после их возникновения в процессе дальнейшего сдвига (горизонтальный сдвиг вдоль вертикальной плоскости, вид в плане).

Fig. 21. The scheme of rotation of Riedel shears and tension fractures after their formation in the process of further shearing (horizontal shear along vertical plane, plan view).

возрастает с глубиной, представляет собой поле напряжений, с осью максимального растяжения σ_1 и максимального сжатия σ_3 , лежащими в горизонтальной плоскости. Они взаимно перпендикулярны и ориентированы под углом 45° к направлению сдвига (рис. 21). При этом промежуточная ось σ_2 вертикальна, а само напряжение равно литостатическому давлению на глубине z :

$$\sigma_2 = \rho g z, \quad (1)$$

где ρ – плотность среды (усредненная по вертикали), g – ускорение силы тяжести. В этом поле напряжений вертикальные сколы R и R' возникают под углом скальвания $\alpha \leq 45^\circ$ к оси максимального сжатия σ_3 и симметрично относительно нее (рис. 21). Необходимо сразу оговориться, что растягивающие напряжения, как это принято в отечественной геологической литературе после работ М.В. Гзовского, считаются положительными, а сжимающие (в частности, и литостатическое давление) – отрицательными. (Это представляет определенные вычислительные неудобства, поскольку, начиная с некоторой глубины, все напряжения из-за литостатического давления являются сжимающими. В зарубежной литературе они принимаются положительными; соответственно, алгебраически максимальным становится напряжение максимального сжатия, а отвечающая ему ось индексируется как σ_1 . Однако переход на зарубежную индексацию привел бы к огром-

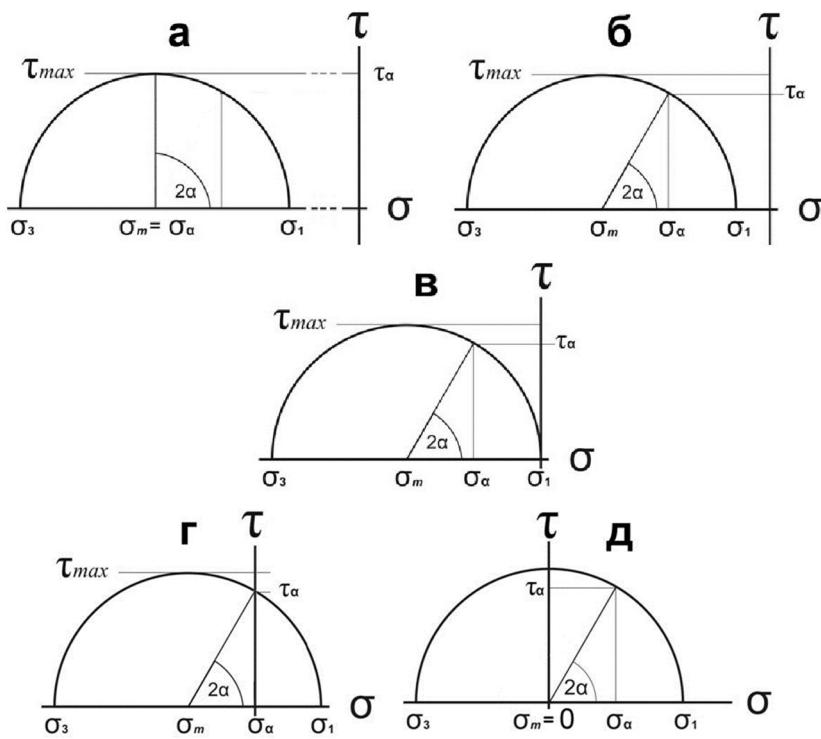


Рис. 22. Диаграммы Мора, соответствующие формулам (2–5), для разных значений литостатического давления (σ_m).

При небольших значениях σ_m (д–б) угол скальвания принят равным его средней величине в 30° . При значительных σ_m (а) он принят равным 45° (это значение фигурирует в [Gintov, Isay, 1988]).

Fig. 22. Mohr's diagrams corresponding to equations (2–5) for various lithostatic pressures (σ_m).

The shear angle is assumed equal to 30° when σ_m is low (д–б) and 45° when σ_m is high (а) (this value is given in [Gintov, Isay, 1988]).

ным недоразумениям, поскольку существует отечественная литература по тектонофизике с традиционной индексацией).

Для вертикального сечения, ориентированного к оси σ_3 под углом скальвания $\alpha \leq 45^\circ$, характерно оптимальное сочетание величин касательного напряжения τ_α вдоль этого сечения («сдвигающей силы») и нормального напряжения σ_α поперек этого сечения (компоненты «силы сопротивления»). Эти напряжения определяются таким образом [Goncharov et al., 2005]:

$$\tau_\alpha = \tau_{\max} \sin 2\alpha; \quad (2)$$

$$\sigma_\alpha = \frac{(\sigma_1 + \sigma_3)}{2} + \tau_{\max} \cos 2\alpha; \quad (3)$$

$$\tau_{\max} = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}; \quad (4)$$

$$\sigma_2 = \sigma_m = \frac{(\sigma_1 + \sigma_3)}{2}. \quad (5)$$

Здесь τ_{\max} – максимальное касательное напряжение, а σ_m – равномерное всестороннее сжатие, которое в рассматриваемой обстановке горизонтального сдвига в

вертикальной плоскости (рис. 21) равно литостатическому давлению, отражаемому формулой (1). Наиболее наглядно эти соотношения показаны на диаграммах Мора (рис. 22).

«Сила сопротивления», которую необходимо преодолеть «сдвигающей силе» τ_α , определяется следующим образом (например [Gintov, 2005]):

$$\tau_\alpha = \tau_0 - q \sigma_\alpha, \quad (6)$$

где фигурируют свойства среды – прочность связей τ_0 и коэффициент внутреннего трения q . Знак « $-$ » в правой части формулы (6) означает тот факт, что отрицательное сжимающее напряжение σ_α усиливает названное сопротивление, а положительное растягивающее напряжение его ослабляет.

При наличии литостатической гравитационной нагрузки вышележащих толщ, $\sigma_m = \frac{(\sigma_1 + \sigma_3)}{2}$, круги Мора постепенно смещаются в «сектор сжатия» ($\sigma < 0$), все более удаляясь от его границы ($\sigma = 0$) с «сектором растяжения» (рис. 22, д \rightarrow а и рис. 23).

Когда сколы R и R' уже возникли, прочность связей материала τ_0 , фигурирующая в формуле (6), нарушена и равна нулю, вследствие чего «сила сопротивления»

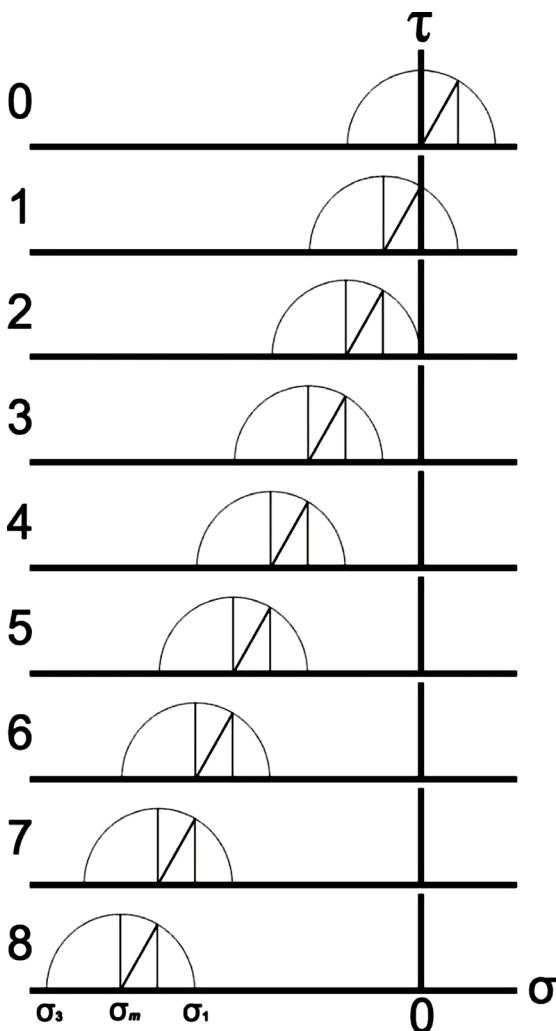


Рис. 23. Смещение кругов Мора в «сектор сжатия» [Rozhin, Selezeneva, 2009].

1. Доминируют R . 2. Нарастающее доминирование R . 3. Нарастающее доминирование R . 4–7. Нарастающее доминирование R при меньшем различии. 8. Слабое нарастающее доминирование R при ничтожном различии.

Fig. 23. Displacement of Mohr's circles to the 'compression sector' [Rozhin, Selezeneva, 2009].

1. Domination of R . 2. Growing domination of R . 3. Growing domination of R . 4–7. Growing domination of R at a lower contrast. 8. Growing domination of R at a negligible contrast.

становится равной $\tau_\alpha = -q \sigma_\alpha$. В процессе дальнейшего сдвигания угол (φ) R -скола с осью максимального растяжения σ_3 монотонно уменьшается, а угол R' -скола с этой осью увеличивается. В качественном виде наиболее наглядно это можно представить с помощью диаграмм Мора (см. рис. 22). При своем возникновении сколы R и R' образовывали с осью σ_3 одинаковый угол α (см. рис. 21), что отражено на диаграммах рисунка 22 радиусом, наклоненным к оси σ под углом 2α . При дальнейшем сдвигании, показанном на рис. 21, радиус, соответствующий сколу R , вращается по часовой стрелке, приближаясь к горизонтальному радиусу с

точкой σ_3 на его конце; радиус же, соответствующий сколу R' , вращается против часовой стрелки, удаляясь от названного горизонтального радиуса.

При этом, в соответствии с формулами (2) – (3), изменяется и соотношение «сдвигающего» напряжения τ_α и «тормозящего» напряжения σ_α . Это соотношение, с точностью до постоянного множителя q , отражается выражением $\frac{\tau_\varphi}{\sigma_\varphi}$. Однако его имеет смысл принимать

во внимание лишь при отрицательных значениях нормального напряжения σ_φ , когда оно является сжимающим (касательное же напряжение τ_φ всегда положительно). При положительных же и нулевых значениях σ_φ , когда оно является растягивающим, как говорилось выше, трение при взаимном смещении крыльев сколов отсутствует и величина этого смещения определяется только величиной τ_φ .

Эволюция отношения $\frac{\tau_\varphi}{\sigma_\varphi}$ происходит по-разному

для разных значений литостатического давления (σ_m), отраженных на разных диаграммах Мора на рис. 22: $\sigma_m=0$ (см. рис. 22, д, и рис. 24). В этой простейшей ситуации, характерной для экспериментов с эквивалентными материалами, главные нормальные напряжения σ_1 и σ_3 равны по абсолютной величине, но противоположны по знаку. Компонента «силы сопротивления», фигурирующая в формуле (3), $\sigma_\alpha = \tau_{max} \cos 2\alpha$, при значениях $\varphi < 45^\circ$ алгебраически положительна, является растягивающей и не препятствует скольжению вдоль сколов. В то же время сколы R , которые в процессе сдвигания вращаются против часовой стрелки (см. рис. 21), постепенно увеличивают свой угол с «горизонтальной» плоскостью максимальных касательных напряжений τ_{max} (на диаграмме Мора наклонный радиус вращается по часовой стрелке, удаляясь от оси ординат τ) (рис. 25). Сколы же R' , напротив, вращаются в противоположном направлении, постепенно уменьшая свой угол с сопряженной «вертикальной» плоскостью τ_{max} (на диаграмме Мора наклонный радиус вращается против часовой стрелки, приближаясь к оси ординат τ) (рис. 25), поэтому «движущая сила» τ_φ у сколов R уменьшается, а у сколов R' увеличивается, что и дает последним преимущество в их развитии.

Однако после прохождения наклонного радиуса, символизирующего сколы R' , критического значения $\varphi = 45^\circ$ (соответствующего оси ординат τ), ситуация меняется. «Сила сопротивления» $\sigma_\varphi = \tau_{max} \cos 2\varphi$ меняет знак, становясь отрицательной, т.е. сжимающей, и по мере дальнейшего сдвигания монотонно нарастает. В то же время наклонный радиус, символизирующий сколы R , не выходит за пределы положительных значений σ_φ (сектора растяжения), в котором «сила сопротивления» отсутствует, постепенно приближаясь к оси абсцисс σ (рис. 26). По мере дальнейшего сдвига преимущества в развитии получают на этот раз сколы R .

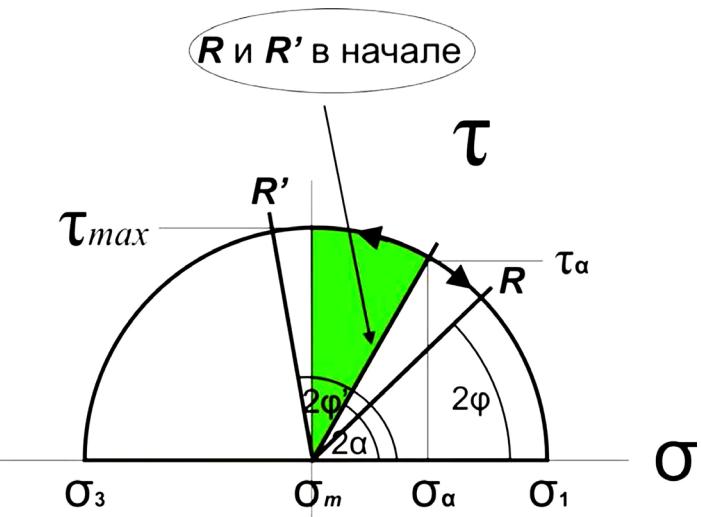


Рис. 24. Диаграмма Мора, соответствующая $\sigma_m = 0$.

Fig. 24. The Mohr's diagram corresponding to $\sigma_m = 0$.

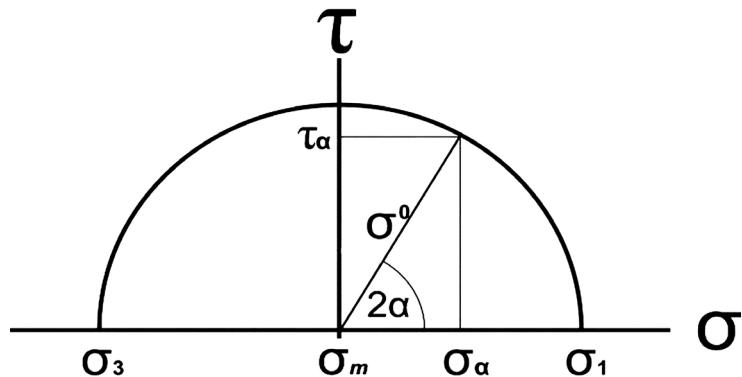


Рис. 25. Эволюция сколов R и R' на диаграмме Мора при $\sigma_m = 0$, $\phi < 45^\circ$ [Rozhin, Selezeneva, 2009].

Fig. 25. Evolution of shears R and R' in the Mohr's diagram at $\sigma_m = 0$, $\phi < 45^\circ$ [Rozhin, Selezeneva, 2009].

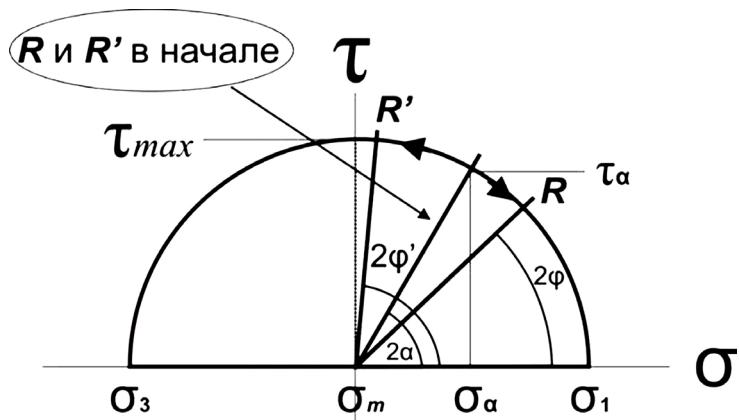


Рис. 26. Эволюция сколов R и R' на диаграмме Мора при $\sigma_m = 0$, $\phi = 45^\circ$ [Rozhin, Selezeneva, 2009].

Fig. 26. Evolution of shears R and R' in the Mohr's diagram at $\sigma_m = 0$, $\phi = 45^\circ$ [Rozhin, Selezeneva, 2009].

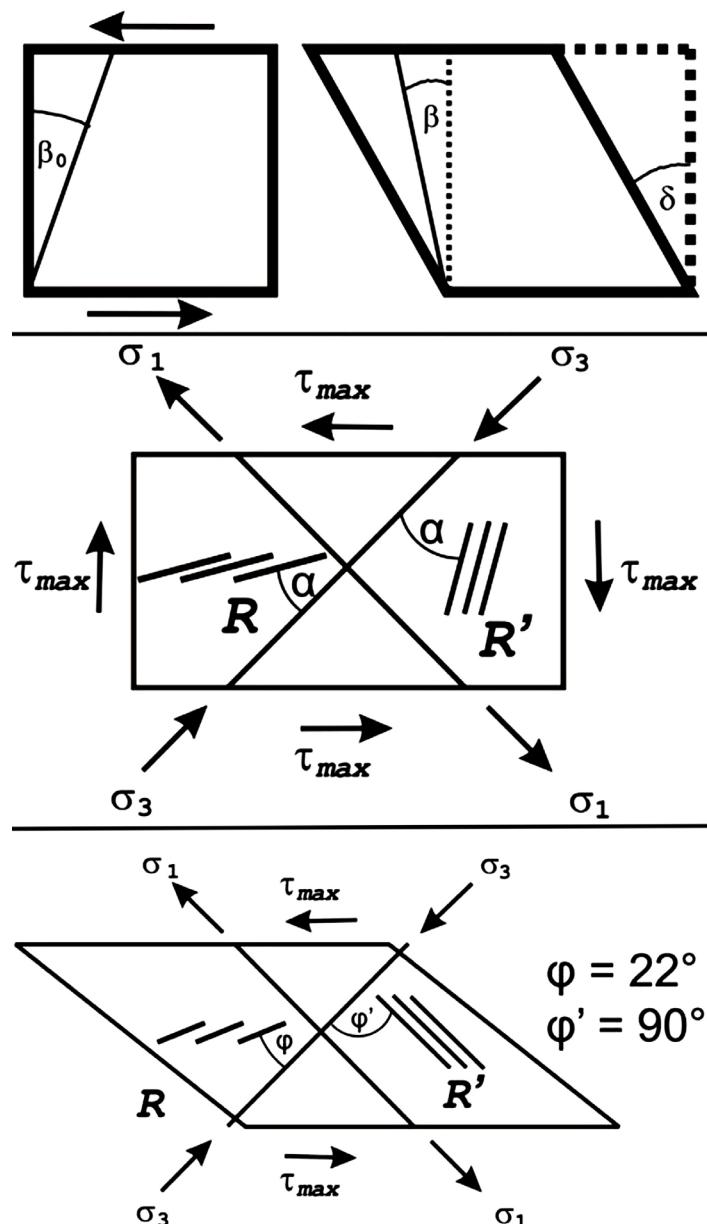


Рис. 27. Изменение простирания сколов Риделя при сдвигании [Goncharov et al., 2005; Rozhin, Selezeneva, 2009].

Fig. 27. Changing strike of Riedel shears during shearing [Goncharov et al., 2005; Rozhin, Selezeneva, 2009].

$\sigma_m = -\tau_{max}/2$ (см. рис. 22, *г*). Скобы *R* с самого начала попадают в сектор растяжения (поворот по часовой стрелке наклонного радиуса) с отсутствующей «силой сопротивления», а скобы *R'* – в сектор сжатия, где эта «сила» присутствует, поэтому доминируют скобы *R*.

$\sigma_m = -\tau_{max}$ (см. рис. 23, *в*). Начиная с этого значения σ_m , когда литостатическое давление становится равным максимальному касательному напряжению, скобы обоих типов при своем вращении все время находятся в секторе сжатия, в котором «сила сопротивления» присутствует. Необходимо выявить тенденцию эволюции упомянутого отношения τ_ϕ/σ_ϕ для сколов разного типа при нарастающем сдвигании.

Если обозначить текущий угол сдвига через δ , то

изменение «азимута простирания» сколов Риделя выразится таким образом (рис. 27) (например [Goncharov et al., 2005]):

$$\operatorname{tg}\beta = \operatorname{tg}\beta_0 + \operatorname{tg}\delta, \quad (7)$$

где β_0 – начальный «азимут», отсчитываемый от «меридионального» (вертикального на рис. 27) направления по часовой стрелке (положительные значения) или против часовой стрелки (отрицательные значения), а β – текущий «азимут», монотонно убывающий в алгебраическом смысле (но возрастающий по абсолютной величине при переходе через «меридиан», как на рис. 27).

Для сколов R , изображенных на рис. 27,

$$\beta_0 = \frac{\pi}{4} + \alpha, \quad (8)$$

для сколов R' , соответственно,

$$\beta_0 = \frac{\pi}{4} - \alpha. \quad (9)$$

Алгоритм описания эволюции соотношения $\operatorname{tg} \Theta_\phi = \frac{\tau_\phi}{\sigma_\phi}$ в процессе сдвигания таков. Отдельно для R и R' вычисляются:

- Углы β_0 при среднем угле скальвания (30°) по формулам (8) – (9).
- Значения $\operatorname{tg} \beta$ для нарастающих (от 0 до 20° с шагом 1°) углов δ по формуле (7).
- Углы β посредством обратной функции $\operatorname{arc} \operatorname{tg}$.
- Углы ϕ между сколом и осью максимального сжатия σ_3 для нарастающих значений угла δ .
- Касательные напряжения τ_ϕ по формулам (2), (4). τ_{max} принимается равным 1.
- Нормальные напряжения σ_ϕ для $\sigma_m = 0$ по формулам (3)–(5).
- Нормальные напряжения σ_ϕ для $\sigma_m = -\tau_{max}$ по формулам (3)–(5).
- Отношение $\frac{\tau_\phi}{\sigma_\phi}$.

Отношение $\frac{\tau_\phi}{\sigma_\phi}$ рассчитано с помощью программы

на языке программирования Turbo Basic и изображено на графике (рис. 28, а). При небольшом нарастании (по абсолютной величине) этого отношения у сколов R имеет место более значительное убывание этого отношения у сколов R' . Это означает, что в рассматриваемом случае сколы R развиваются более интенсивно.

$\sigma_m = -3\tau_{max}/2$ (см. рис. 22, б). Как и в предыдущем случае, сколы R развиваются интенсивнее сколов R' , хотя это отличие менее значительно (рис. 28, б).

$\sigma_m = -2\tau_{max}$. Как и в предыдущем случае, сколы R развиваются интенсивнее сколов R' , но это отличие мало (рис. 28, в).

$\sigma_m < -2\tau_{max}$ (алгебраически, по абсолютной величине литостатическое давление еще больше). Расчеты, произведенны вплоть до значения $\sigma_m = -4\tau_{max}$, показали, что описанное выше отличие в развитии сколов R и R' , «конкурирующих» между собой, сохраняет ту же тенденцию (R -сколы развиваются интенсивнее), однако эта разница совсем невелика и постепенно сходит на нет.

Выше при анализе для разных значений σ_m (литостатического давления) использовалось среднее, обыч-

но принимаемое значение угла скальвания α , равное 30° . На самом деле при увеличении литостатического давления этот угол постепенно увеличивается (в соответствии с так называемой «огибающей кругов Мора») до значения 45° , когда сколы обоих типов ориентированы вдоль плоскостей максимальных касательных напряжений τ_{max} , поэтому имеет смысл рассмотреть другую крайнюю ситуацию, когда при любых значениях τ_{max} угол скальвания составляет 45° . Эта ситуация характерна для высокопластичной среды (например [Gzovsky, 1975]).

В данном случае при дальнейшем сдвигании (рис. 29) сколы R остаются параллельными направлению сдвига, сохраняя также нулевое значение девиаторного нормального напряжения на их поверхности (граница перехода от девиаторных растягивающих к девиаторным сжимающим напряжениям). Они находятся постоянно только под литостатическим давлением. Сколы же R' поворачиваются против часовой стрелки. Этот поворот постепенно тормозит их развитие по двум причинам (рис. 30). Во-первых, они удаляются от плоскости максимальных касательных напряжений τ_{max} , что приводит к уменьшению «движущей силы». Во-вторых, они попадают в сектор сжатия, стремясь стать перпендикулярными к оси максимального сжатия σ_3 ; тем самым увеличивается «сила сопротивления». Оба фактора ведут к монотонному уменьшению отношения τ_ϕ/σ_ϕ , что неблагоприятно для дальнейшего развития сколов R' .

Таким образом, во всех рассмотренных ситуациях в более благоприятных условиях для развития при последующем сдвигании оказываются R -сколы. Исключение составляет лишь случай $\sigma_m = 0$ (отсутствие литостатического давления). Однако именно эта ситуация характерна для лабораторного моделирования сколов. В то же время многочисленные опыты, в том числе и проведенные нами в лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ, свидетельствуют об обратном – о доминировании сколов R при явно подчиненном развитии сколов R' .

В лаборатории был проведен эксперимент для выявления достоверности сделанных выводов. Было проведено изучение развития созданных до опыта сколов R и R' в условиях (в данном случае левостороннего, как на предыдущих рисунках) сдвигания.

Прямоугольный монолитный образец состоял из каолиновой глины 25%-ной влажности. Размер образца – $69 \times 13 \times 3$ см. На поверхности образца были прорезаны две крупные и несколько малых тонких вертикальных щелей, имитировавших возникшие до опыта сколы R и R' . Эти «сколы» были ориентированы под углами, соответственно, 15° и 75° к направлению сдвига, так что их биссектриса составляла с этим направлением угол 45° , была ориентирована в направлении будущей оси максимального сжатия и отстояла от сколов R и R' на величину того угла скальвания (30°), который фигурировал выше в расчетах по программе в

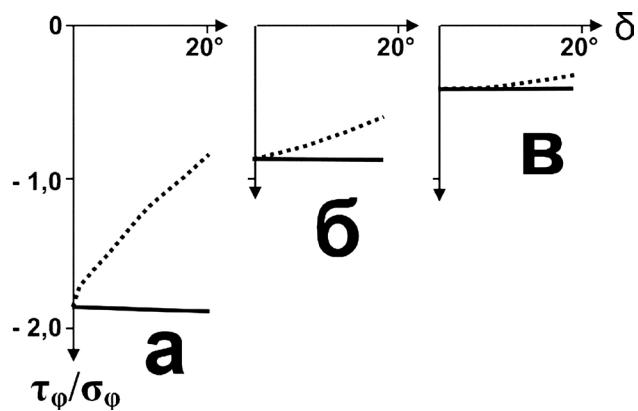


Рис. 28. Изменение отношения $\frac{\tau_\varphi}{\sigma_\varphi}$ в плоскости сколов Риделя при сдвигании на угол δ для различных значений литостатического давления σ_m [Rozhin, Selezeneva, 2009].

Fig. 28. Change of $\frac{\tau_\varphi}{\sigma_\varphi}$ in plane of Riedel shears during shearing at angle δ at different lithostatic pressure values σ_m [Rozhin, Selezeneva, 2009].

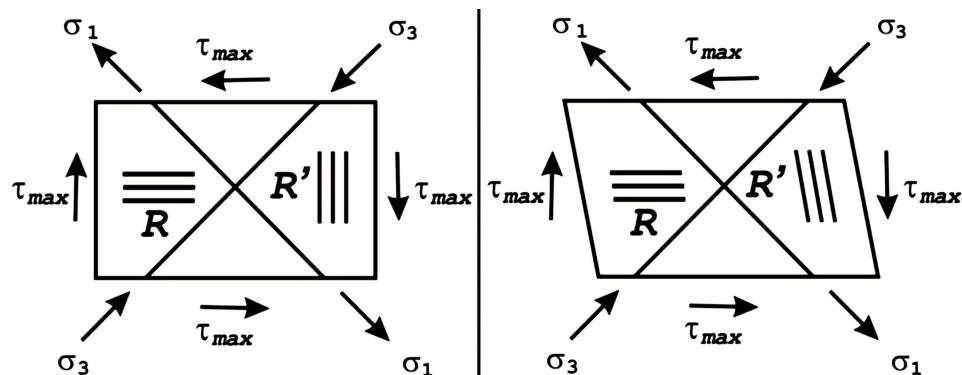


Рис. 29. Изменение простирания сколов R' с сохранением простирания сколов R при сдвигании (угол скальвания 45°) [Rozhin, Selezeneva, 2009].

Fig. 29. Changing strike of Riedel shears R' , while R strike is maintained during shearing (shear angle of 45°) [Rozhin, Selezeneva, 2009].

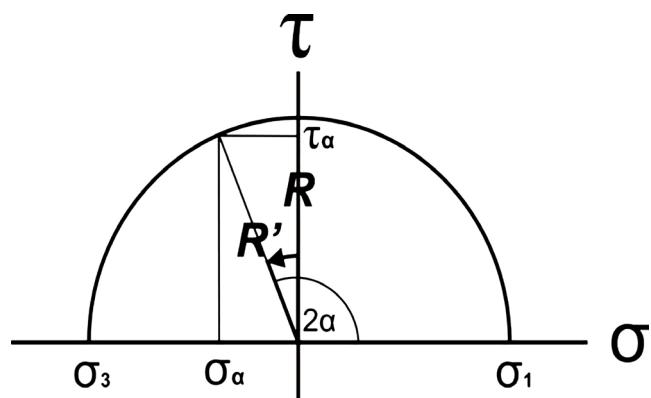


Рис. 30. Эволюция сколов R и R' на диаграмме Мора при угле скальвания 45° [Rozhin, Selezeneva, 2009].

Fig. 30. Evolution of shears R and R' in the Mohr's diagram at the shear angle of 45° [Rozhin, Selezeneva, 2009].

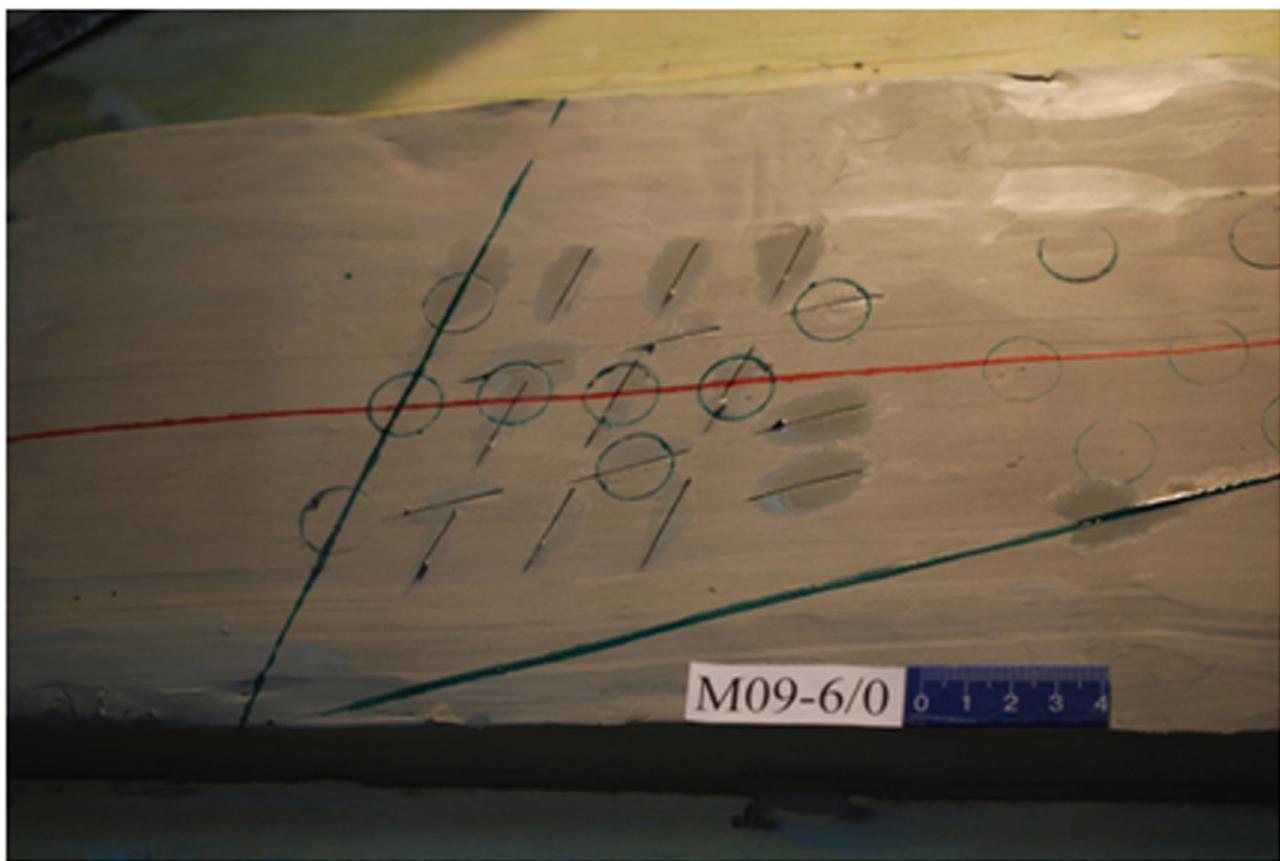


Рис. 31. Пояснения в тексте.

Fig. 31. Explanations are given in the text.

редакции Turbo Basic. Также на поверхность образца были нанесены кружки для фиксации величины пластической деформации и амплитуды смещений вдоль сколов (рис. 31).

Скорость сдвигания одной половины плоскости скола относительно другой (неподвижной) составляла 10 мм/мин. Ширина зоны динамического влияния «разлома в фундаменте» составляла около 40 см.

Сдвиг на 10 мм. Произошел сдвиг по крупным сколам R и R' . Смещение произошло и по малым сколам R' , которые одновременно начали раскрываться (рис. 32).

Сдвиг на 21 мм. Продолжился сдвиг по сколам R и R' ; при этом крупный скол R' изогнулся S-образно вследствие поворота его центральной части, которая увеличила свой угол с направлению сдвига до 85°. Малые сколы R и R' тоже S-образно изогнулись, при этом первые начали, а вторые продолжили раскрываться (рис. 33).

Примечательно появление естественных (возникших во время сдвигания) сколов R' под углом 80–85° к направлению сдвига, а также в очень незначительном количестве сколов R под углом около 15° к этому направлению. Не исключено, что естественные сколы R' возникли в самом начале сдвигания под тем же углом

75° к направлению сдвига, что и искусственные сколы R' , но стали видимыми только на данном этапе сдвигания.

Сдвиг на 34 мм. Продолжились наметившиеся тенденции. Крупный скол R в центральной части стал перпендикулярен к направлению сдвига. Крупный же скол R' , помимо смещения вдоль него, испытал также раскрытие; при этом амплитуды смещения и раскрытия сочетаются таким образом, что материальная линия, расположенная на поверхности образца строго над сдвигом «фундамента», при пересечении скола лишь как бы «прервалась», но не изменила своего расположения. Естественные сколы R начинают доминировать над естественными R' -сколами (рис. 34).

Сдвиг на 47 мм. Продолжилась наметившаяся тенденция. Однако крупный скол R' попал в сектор сжатия, и его раскрытие прекратилось (рис. 35).

Таким образом, о трех главных параметрах сколов можно сказать следующее. *Длина* сколов изменилась мало. Угол, образуемый ими с направлением сдвига, у сколов R практически не изменился, в отличие от сколов R' . *Раскрытие* вначале заметно у сколов R' , но затем оно резко увеличивается у сколов R .

Сочетание двух последних параметров определяет разную выраженность сколов обоих типов на различ-

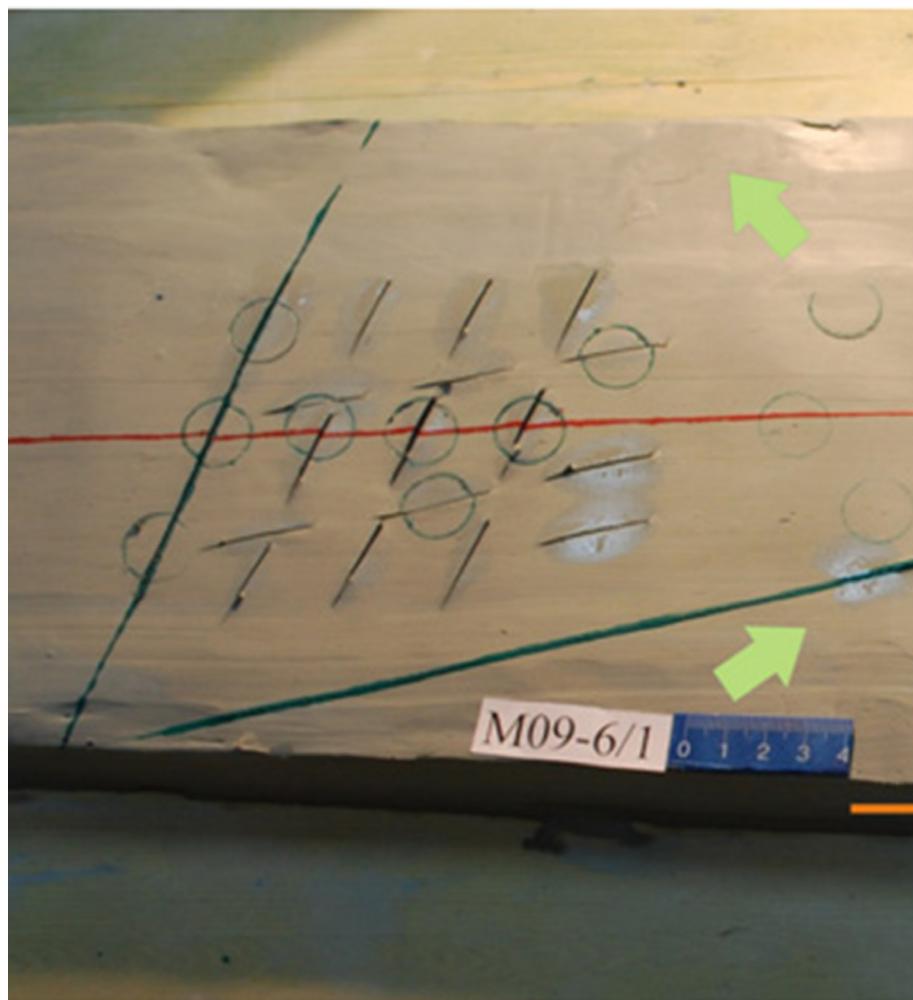


Рис. 32. Пояснения в тексте.

Fig. 32. Explanations are given in the text.

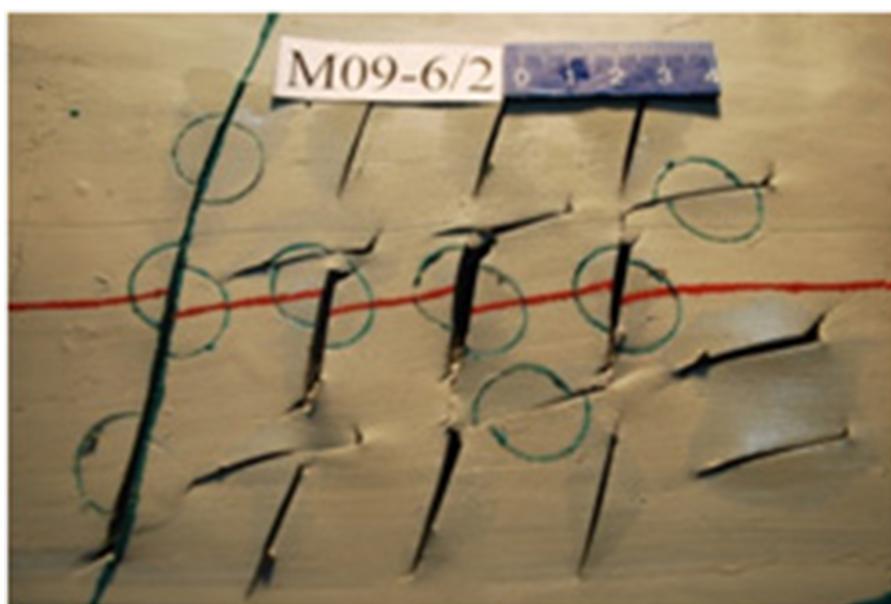


Рис. 33. Пояснения в тексте.

Fig. 33. Explanations are given in the text.

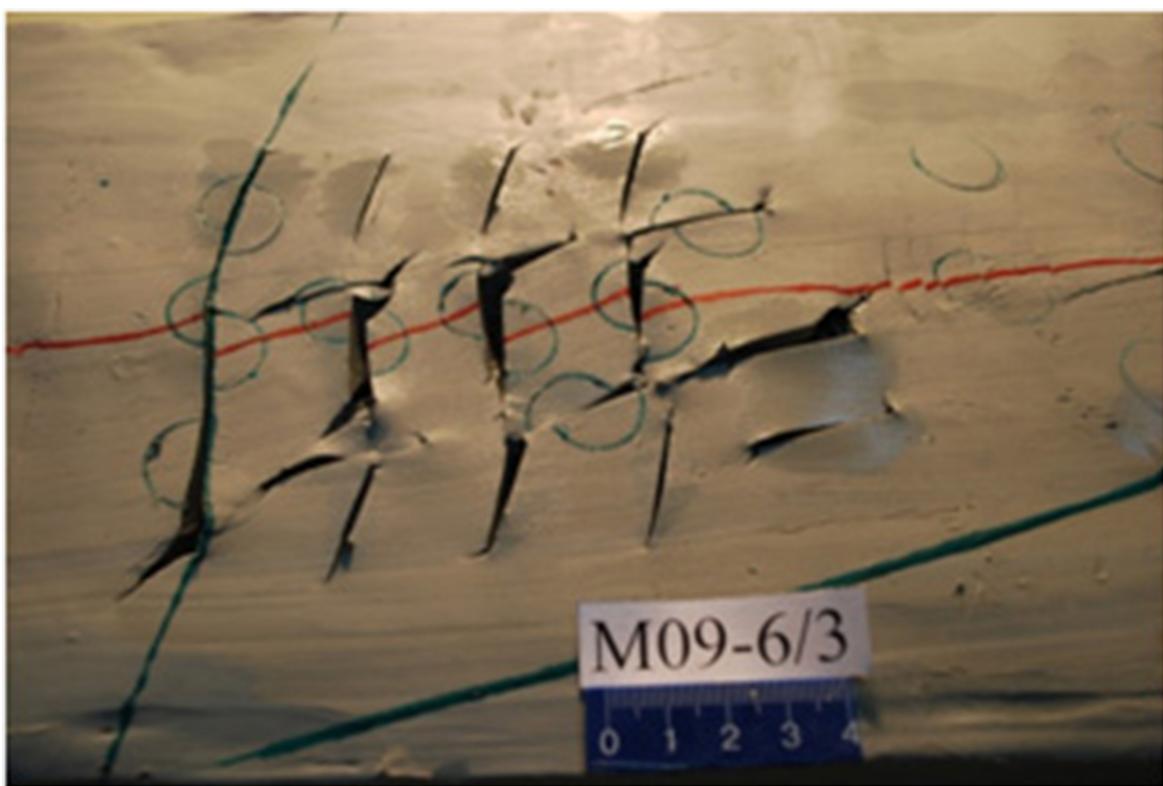


Рис. 34. Пояснения в тексте.

Fig. 34. Explanations are given in the text.



Рис. 35. Пояснения в тексте.

Fig. 35. Explanations are given in the text.

ных этапах их эволюции. На 1-м этапе доминируют сколы R' , сохраняя относительную прямолинейность при более раннем раскрытии. На 2-м этапе они S -образно искривляются, при своем вращении приближаются к сектору сжатия и прекращают раскрываться. Сколы же R , сохраняя прямолинейность и увеличивая свое раскрытие, становятся доминирующей линейной текстурой.

Что касается первого параметра – длины сколов, то отсутствие их существенного удлинения в процессе деформации ставит под сомнение вообще их возникновение в результате скальвания, как это обычно принято считать. В наших опытах мы создали их искусственно, взрезая образец. Естественным образом сколы мгновенно возникнуть не могут, а их возможное формирование из более мелких и даже микроскопических сколов невозможно именно по причине их «неудлинения». О другом механизме формирования сколов говорилось выше и еще будет сказано ниже.

Одним из побочных результатов эксперимента оказалось то, что сколы обоих типов гораздо интенсивнее развивались на активном, движущемся крыле сдвига в деревянном «фундаменте», в отличие от пассивного, неподвижного крыла. Это подтверждает сделанный ранее вывод о наличии проблемы выявления абсолютной кинематики противоположных крыльев разрывных нарушений [Goncharov *et al.*, 2007].

5.3. ВЕРСИЯ ГЕНЕРАЦИИ СКОЛОВ ПОД ДЕЙСТВИЕМ НОРМАЛЬНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ

Как было отмечено выше, рассматриваемая версия изложена в работе [Goncharov, Talitskii, 1998], где она получила экспериментальное подтверждение. Ее суть состоит в том, что сначала формируется эшелонированная система кулис мелких трещин отрыва, ориентированных по нормали к оси максимального растяжения, а затем эти трещины объединяются в единую зону скола.

В экспериментах, в которых образцы были созданы из смеси песка с солидолом, данная версия получила прямое подтверждение. В образцах же из глины сколы Риделя как будто бы возникают непосредственно в результате скальвания. Однако выше было отмечено, что возникшие естественным путем сколы R были ориентированы под углом 15° к направлению сдвига, как и искусственные сколы R , а сколы R' образовали с этим направлением угол 85° , превышающий аналогичный угол искусственных R' -сколов (75°). Соответственно, биссектриса угла между естественными сколами обоих типов была ориентирована к направлению сдвига под углом 50° , с отклонением от оси максимального сжатия σ_3 в ту же сторону, в которую происходило вращение искусственных сколов R' в процессе последующего сдвига. Это приводит к предположению о том, что в самом начале сдвига естественные сколы R' уже возникли в виде кулис эшелониро-

ванных микроскопических трещин отрыва под углом 75° к направлению сдвига, а затем повернулись до угла 85° ; при этом трещины отрыва в каждой кулисе объединились в видимый скол.

Для проверки этого предположения был проведен эксперимент с образцом, аналогичным вышеописанному (см. рис. 31–35), но без создания искусственных сколов. В результате сдвигания на его поверхности возникли естественные сколы с углами, отсчитываемыми от направления сдвига – R (17°), R' (96°), и с биссектрисой этих углов 56.5° . С помощью графического редактора CorelDraw был произведен «обратный сдвиг» образца, в результате чего названные углы изменились до значений $R = 16^\circ$, $R' = 74.5^\circ$ и биссектриса – $\approx 45^\circ$. Эти значения соответствуют углу скальвания 30° для тех искусственных сколов Риделя, о которых шла речь выше. Подтвердилось предположение о том, что сколы Риделя возникают в скрытом виде с самого начала процесса сдвигания, а затем поворачиваются, развиваются и становятся видимыми.

Для проверки предположения о возникновении сколов Риделя в виде систем кулис трещин отрыва был поставлен эксперимент, аналогичный описанному выше эксперименту с искусственными сколами. Однако на этот раз вдоль трасс будущих сколов были нанесены прорези, имитирующие трещины отрыва, ориентированные под углом 45° к направлению сдвига и тем самым по нормали к будущей оси максимального растяжения σ_1 (рис. 36).

Сдвиг на 1.5 см (рис. 37). Трещины начали раскрываться, причем более интенсивно в кулисах, имитирующих будущие сколы R' . (Далее будущие сколы именуются, соответственно, как «кулисы R » и «кулисы R' »).

Сдвиг на 3.5 см (рис. 38). Кулисы R' стали S -образными из-за их поворота в зоне динамического влияния сдвигового «разлома в фундаменте» и отсутствия такого поворота вне этой зоны. Трещины же отрыва, составляющие эти кулисы, практически не повернулись, но продолжили раскрываться. В то же время центральные части трещины отрыва в R -кулисах испытали поворот, а сами трещины стали S -образными, в соответствии с теорией (например [Gzovsky, 1975]). Вследствие такого поворота на них появились касательные напряжения, отсутствовавшие вначале, и вдоль этих трещин произошло смещение. Примечательно то, что первоначально прямая линия, которая трассировала расположение трещин отрыва на каждой такой кулисе, испытала названное смещение вдоль трещин, в то время как блоки между трещинами вместе с отрезками этой линии повернулись таким образом, что «складчато-разрывное зеркало» (термин, введенный в статье [Koronovsky *et al.*, 2009]) совпало с ранее непрерывной линией.

Сдвиг на 4 см (рис. 39). Сохранилась наметившаяся тенденция. Трещины отрыва в R -кулисах объединились, образовав непрерывную зону скола.

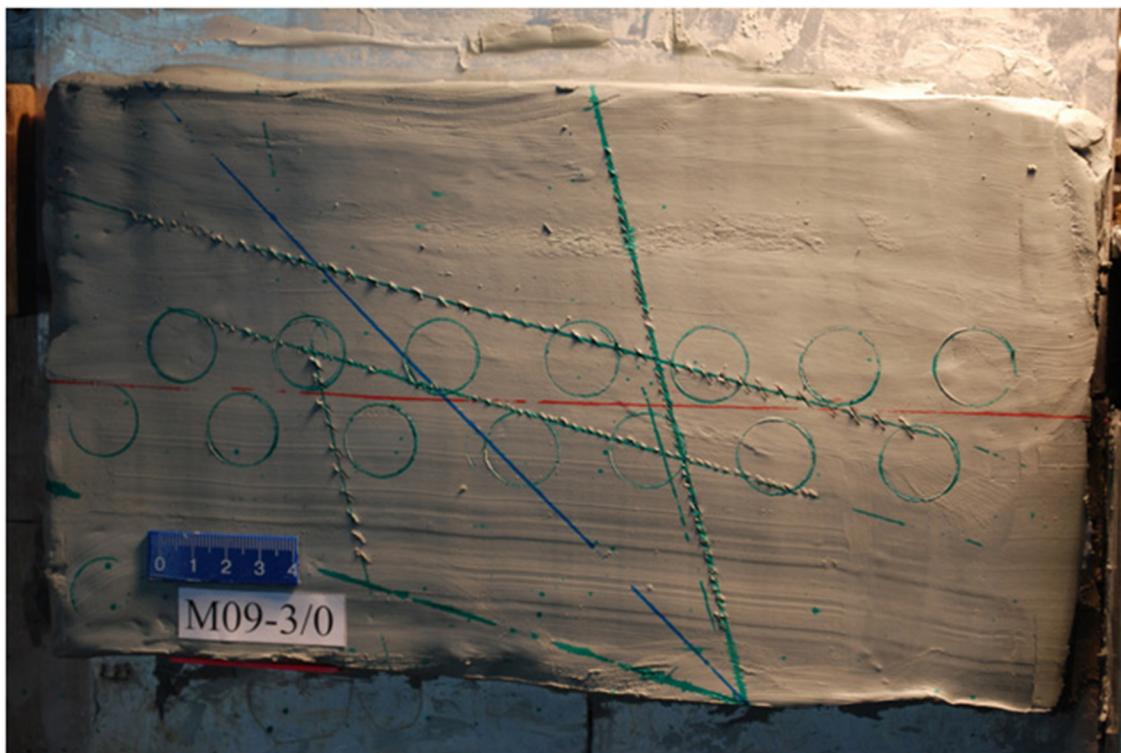


Рис. 36. Пояснения в тексте.

Fig. 36. Explanations are given in the text.

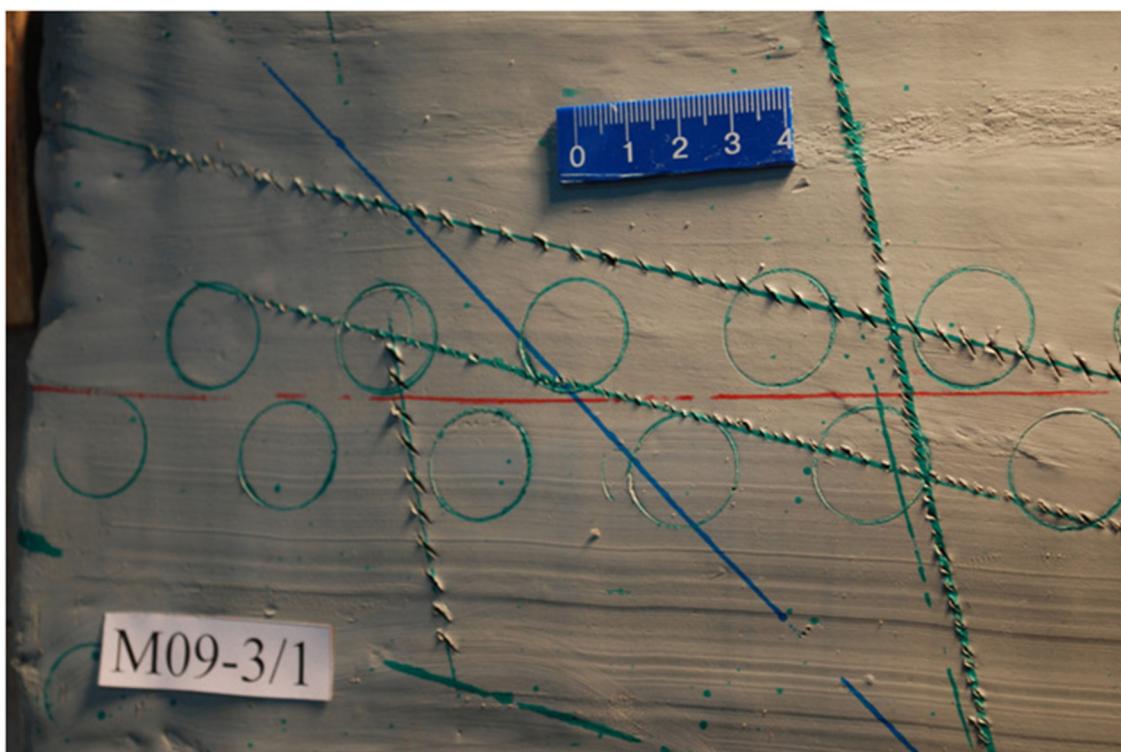


Рис. 37. Пояснения в тексте.

Fig. 37. Explanations are given in the text.

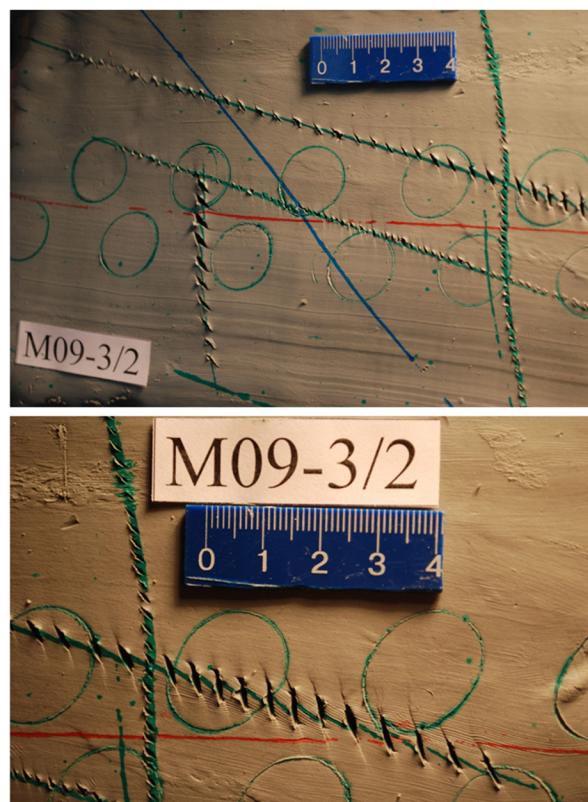


Рис. 38. Пояснения в тексте.

Fig. 38. Explanations are given in the text.

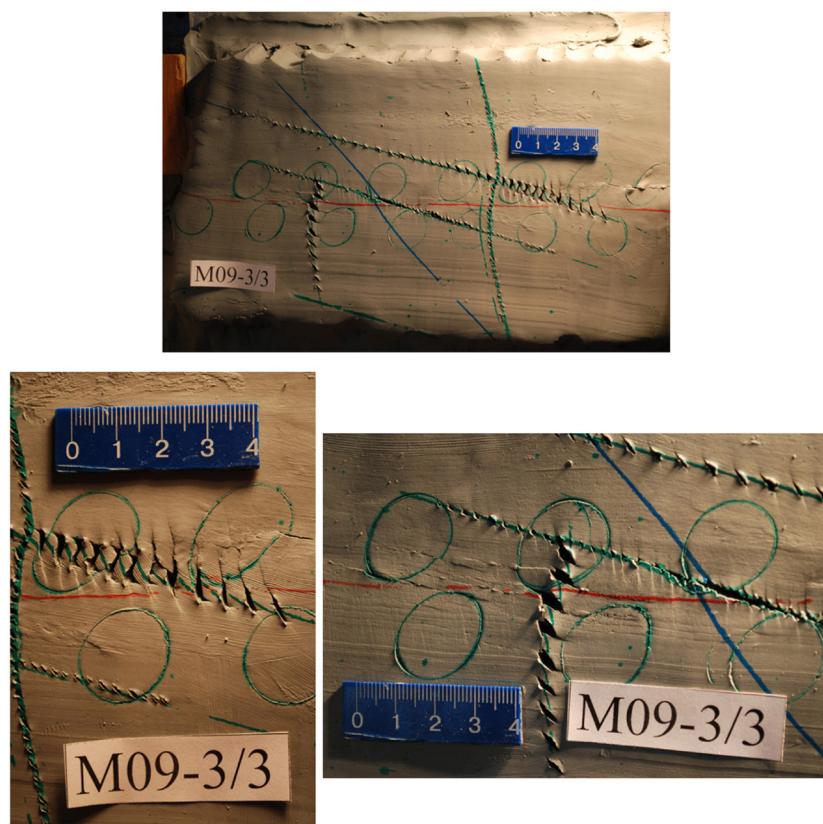


Рис. 39. Пояснения в тексте.

Fig. 39. Explanations are given in the text.

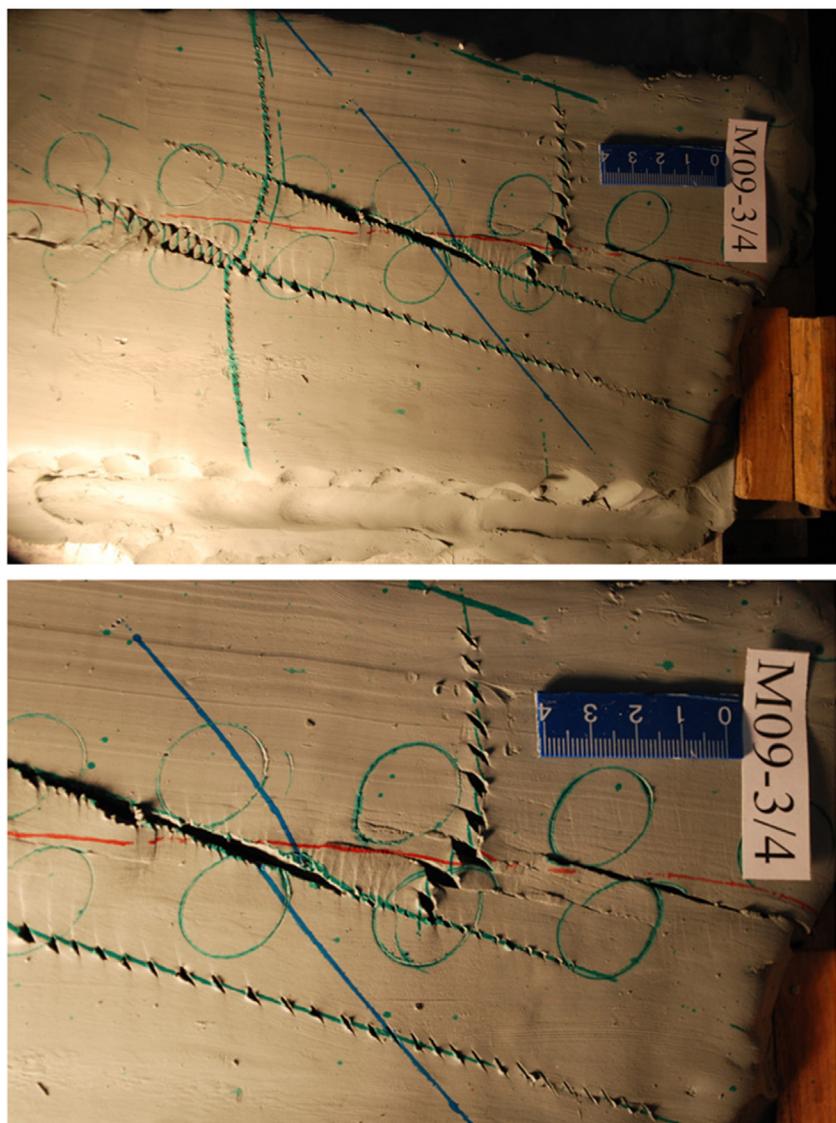


Рис. 40. Пояснения в тексте.

Fig. 40. Explanations are given in the text.

Сдвиг на 4.6 см (рис. 40). При сохранении той же тенденции по кулисе R произошло смещение, так что ее уже можно именовать « R -сколом». Одновременно возникли естественные сколы R , вдоль которых также зафиксированы смещения.

6. ТЕНДЕНЦИЯ К ВОССТАНОВЛЕНИЮ ГРАВИТАЦИОННОГО РАВНОВЕСИЯ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ КАК ФАКТОР «РАВНОПРАВИЯ» МЕГАСКОЛОВ РИДЕЛЯ R И R' – ОЧАГОВ НЕЦУНАМИГЕННЫХ И ЦУНАМИГЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Помимо описанной выше модели одного из авторов [Rogozhin, Zakharova, 2006; Rogozhin, 2012a, 2012b], в

литературе описаны другие модели, в которых предпринимается попытка объяснить природу формирования очагов цунамигенных землетрясений надвиганием островной дуги в сторону глубоководного желоба. Авторы таких (в основном зарубежных) моделей приводят противоречивые объяснения.

Главные недостатки этих моделей, детальный разбор которых [Rozhin, 2013a] не входит в задачи написания данной статьи, по мнению авторов, таковы:

1. Поддвиг океанической плиты под островную дугу не может быть *прямой* причиной надвигания этой дуги в противоположном направлении.
2. Косвенная причина такого надвигания – «обратная» деформация при снятии напряжений во время землетрясения – несостоительна, поскольку эта «обратная» деформация оказывается на порядок больше

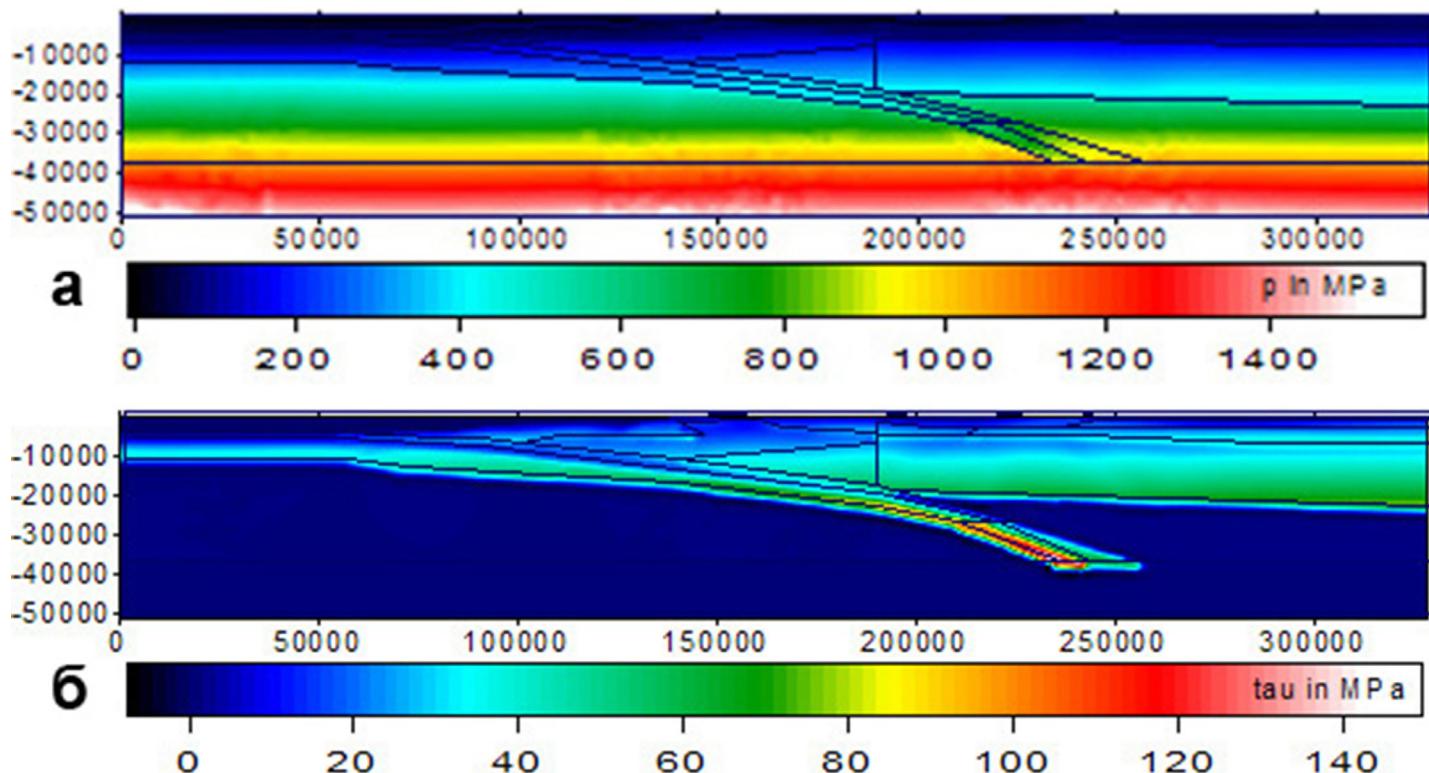


Рис. 41. Распределение инвариантных характеристик тензора напряжений в зоне субдукции [Pogorelov, 2011]: а – всестороннее давление, МПа; б – максимальные касательные напряжения, МПа.

Начиная с глубины 10 км всестороннее давление значительно превышает половину величины максимального касательного напряжения.

Fig. 41. Distribution of invariant characteristics of the stress tensor in subduction zone [Pogorelov, 2011]: а – confining pressure, MPa; б – maximum tangential stresses, MPa.

At depths below 10 km, the confining pressure is significantly higher than 0.5 maximum shear stress.

предшествовавшей ей «прямой» упругой деформации [Gutscher, Peacock, 2003].

3. Такое надвигание, помимо горизонтальной компоненты, должно иметь некоторую направленную вверх вертикальную компоненту, в то время как приостровной склон глубоководного желоба во время цунамигенного землетрясения испытывает опускание (см. ниже).

4. Такое надвигание способно породить лишь приповерхностный крутой взброс (splay fault) с поднятым приостровным крылом, опущенным приокеанским крылом и сместителем, падающим в сторону островной дуги, в то время как в реальности такой взброс характеризуется поднятым приокеанским крылом, опущенным приостровным крылом и сместителем, падающим в сторону океана (см. рис. 1).

Всех этих недостатков лишена модель одного из авторов [Rogozhin, Zakharova, 2006; Rogozhin, 2012a, 2012b]. Однако, как было отмечено выше, в ней, на основе большого фактического материала, утверждается «равноправие» очагов сильных нецунамигенных и цунамигенных землетрясений, которые мы выше квалифицировали как мегасколы Риделя R и R' . В то же

время выше отмечалось «неравноправие» сколов Риделя по данным моделирования и натурных наблюдений, и если бы это распространялось также и на очаги землетрясений в зонах субдукции, то человечество было бы избавлено, по крайней мере, от разрушительных цунами. К сожалению, это не так, и, печалось по этому поводу, мы вынуждены искать причину упомянутого «равноправия» в зонах субдукции.

6.1. РОЛЬ ГРАВИТАЦИОННОГО ФАКТОРА В ФОРМИРОВАНИИ ОЧАГОВ ЦУНАМИГЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Одним из факторов, способных разрешить упомянутое противоречие, является сила тяжести. Выше сила тяжести была квалифицирована только как сила, вызывающая литостатическое давление. В обстановке субдукции происходит поддвиг океанической плиты вдоль слабонаклонной плоскости. В этом случае сама по себе сила тяжести должна препятствовать формированию крутопадающих сколов Риделя R' (на глубинах, где всестороннее давление превышает половину величины максимального касательного напряжения, с самого начала доминируют R -сколы). На рис. 41 при-

ведена иллюстрация того, как соотносятся напряжения в обстановке субдукции. В.В. Погореловым [Pogorelov, 2011] был сделан расчет распределения некоторых параметров тензора напряжений, таких, как всестороннее давление и максимальные касательные напряжения для Зондской сейсмоактивной области (профиль вкрест о. Суматра). Из рисунка видно, что если касательные напряжения на глубинах, которые обсуждаются в работе Е.А. Рогожина и А.И. Захаровой [Rogozhin, Zakhарова, 2006] (25–30 км), измеряются первыми десятками МПа, то всестороннее давление – сотнями МПа.

Итак, всестороннее напряжение в рассматриваемых областях превышает максимальное касательное в несколько раз, следовательно, развития R' -сколов ожидать не приходится. Однако следует принять во внимание одно из проявлений силы тяжести – ее аномалию в зонах субдукции.

Именно она потенциально способна вызвать противоположный эффект. Дело в том, что субдукция порождает не только «структурную пару» – глубоководный желоб и островную дугу, но и резкое нарушение гравитационного равновесия – отрицательную аномалию силы тяжести в области желоба и положительную аномалию в зоне дуги. Формирование же крутого склона – взброса, направленного со стороны желоба, стремится восстановить это равновесие (далее будет показано, что взброс является границей между опускающимся и поднимающимся участками, восстановление же равновесия происходит на более обширной территории).

6.2. Особенности кинематики зоны субдукции, свидетельствующие о роли гравитационного фактора

Ниже приведены некоторые данные по кинематике зоны субдукции во время землетрясения, свидетельствующие о роли гравитационного фактора.

Данные эволюции гравитационного поля и GPS-наблюдений до и после землетрясения. На примере землетрясения 11 марта 2011 г. у восточного побережья о. Хонсю в Японии (Тохоку-оки), при поддержке фактическими данными по некоторым другим сейсмическим событиям, выявлены некоторые важные особенности кинематики (по данным эволюции силы тяжести и GPS) в пользу фактора тенденции к гравитационному равновесию, в предположении, что именно она ответственна за формирование крутых мегасколов R' .

Цунамигенное землетрясение с магнитудой 9.0 произошло 11 марта 2011 г. в районе Японского желоба, где происходит процесс субдукции Тихоокеанской плиты под Охотскую континентальную плиту. В гипоцентре, на глубине 24–32 км, произошел взброс [Rogozhin, 2011, 2012a, 2012b], плоскость сместителя которого круто (78 – 84°) падает в сторону океана. В районе эпицентра, лежащего к юго-востоку от о. Хонсю,

также образовался взброс поверхности морского дна (взброшено юго-восточное крыло) с амплитудой более 8 м (рис. 42) [Tsuji et al., 2011].

Как было указано выше, в зоне субдукции наблюдается резкое нарушение гравитационного равновесия – отрицательная аномалия силы тяжести в области желоба и положительная аномалия в зоне дуги, что обусловлено процессом субдукции, который способствует поднятию островной дуги и углублению глубоководного желоба (рис. 43). По данным спутниковой миссии GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment), изменения в поле силы тяжести произошли во время землетрясения и в первые месяцы после него [Wang et al., 2012] (рис. 44) и выразились, наоборот, в опускании юго-восточной части островной дуги о. Хонсю и поднятии северо-западного борта желоба.

Аналогичные наблюдения по изменению поля силы тяжести фиксируются в Зондской зоне субдукции при Суматринском землетрясении 2004 г. (рис. 45, 46).

Анализ GPS-наблюдений, предшествующих Японскому землетрясению 11 марта 2011 г., выявляет примечательную особенность. На рис. 47 показаны векторы горизонтальных смещений континентальных масс Японской островной дуги [Kamiyama et al., 2012]. До 7 марта (за 4 дня до катастрофического землетрясения) амплитуда и направление смещений имеют несколько хаотический характер по сравнению с последующей картиной (за 3 дня до главного толчка и за 1 день до форшока). После 7 марта векторы GPS направленно устремляются в юго-восточном направлении – в сторону будущих эпицентров форшока и главного толчка, а амплитуда смещения увеличивается.

Сразу же после главного толчка были зарегистрированы интенсивные горизонтальные и вертикальные (нисходящие) деформации поверхности в северо-восточной части о. Хонсю (рис. 48). Стрелки горизонтальных смещений направлены на восток-юго-восток в сторону океана и веерообразно сходятся в этом направлении – к очаговой зоне землетрясения Тохоку. Амплитуда горизонтальной подвижки земной поверхности на востоке о-ва достигает 3.5–4.0 м. Учитывая амплитуду горизонтальных смещений на суше, можно предположить, что в районе инструментального эпицентра смещения материкового склона в сторону океана могли быть больше [Rogozhin, 2011, 2012a, 2012b]. Вертикальные деформации охватили часть острова, наиболее близкую к сейсмическому очагу (максимальная амплитуда смещений отмечается на восточном побережье острова, составляя от 30 до 70 см). По расчетам Е.А. Рогожина [Rogozhin, 2011, 2012a, 2012b], амплитуда вертикального смещения дна в районе инструментального эпицентра составляет порядка 5–7 м.

Вертикальное опускание литосферы островной дуги может являться результатом тенденции к восстановлению гравитационного равновесия. При этом происходит не просто опускание поверхности островной дуги, а еще и горизонтальное «расползание» того

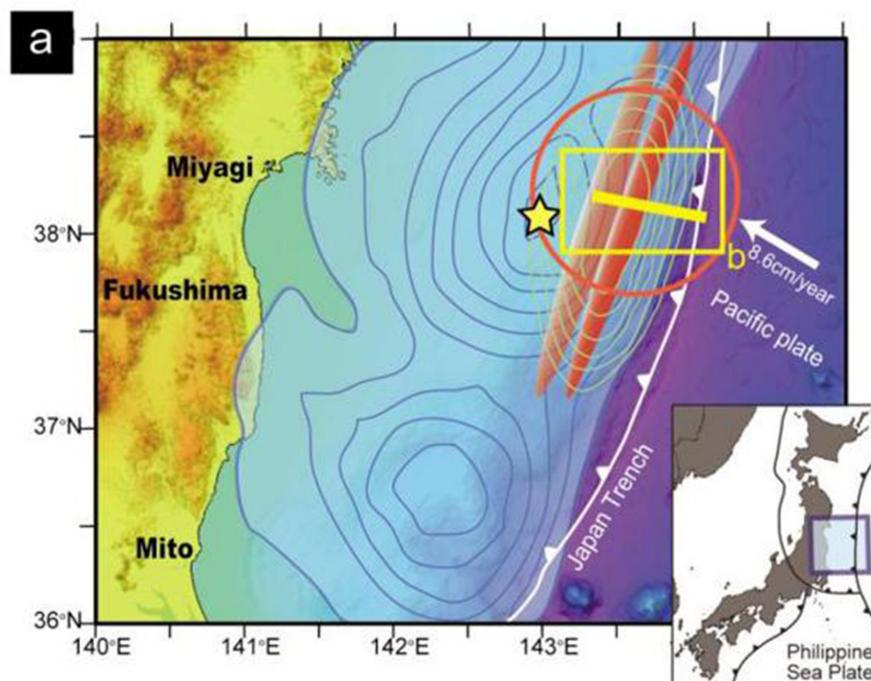


Рис. 42. Местоположение эпицентра цунамигенного землетрясения у восточного побережья о. Хонсю, Япония.

К юго-востоку от него – взброс поверхности морского дна (взброшено юго-восточное крыло) с амплитудой более 8 м и протяженностью в несколько десятков километров вдоль линии желоба [Tsuji *et al.*, 2011].

Fig. 42. The position of the epicenter of the tsunamigenic 2011 Tohoku earthquake at the eastern coast of Honshu Island, Japan.

Southeast of it, the ocean bottom is upthrusted (southeast limb is upthrusted) by more than 8 m; the upthrusted segment extends for several tens of kilometers along the trench line [Tsuji *et al.*, 2011].

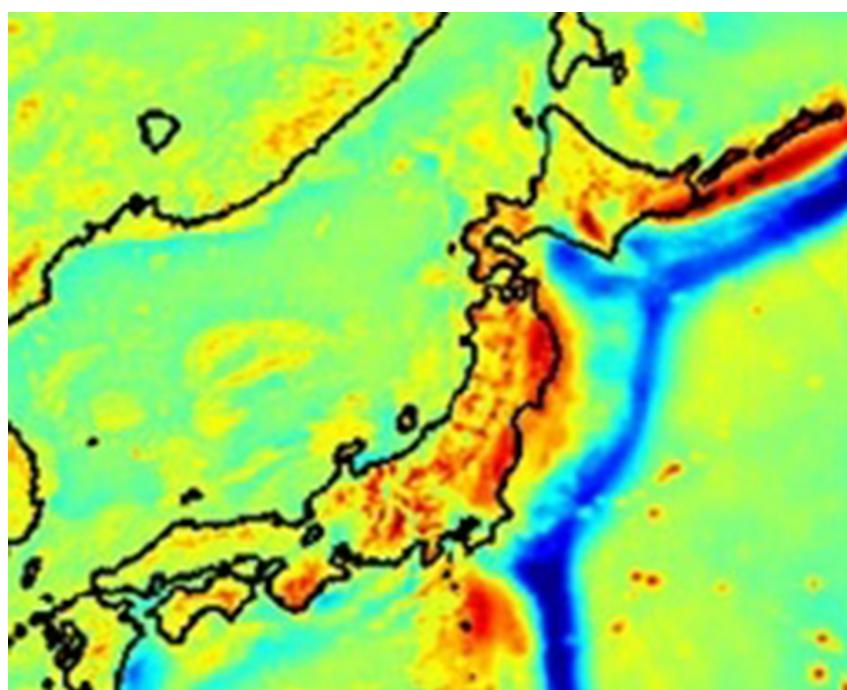


Рис. 43. Карта гравитационного поля в районе Японской зоны субдукции (до землетрясения 2011 г.) [Gravity Field..., 2011]. Красным отмечена область положительной аномалии силы тяжести, синим – отрицательная.

Fig. 43. A gravity field map of the subduction zone near Japan (before the 2011 Tohoku earthquake) [Gravity Field..., 2011]. Zones of anomalous gravity: red – positive gravity anomaly; blue – negative gravity anomaly.

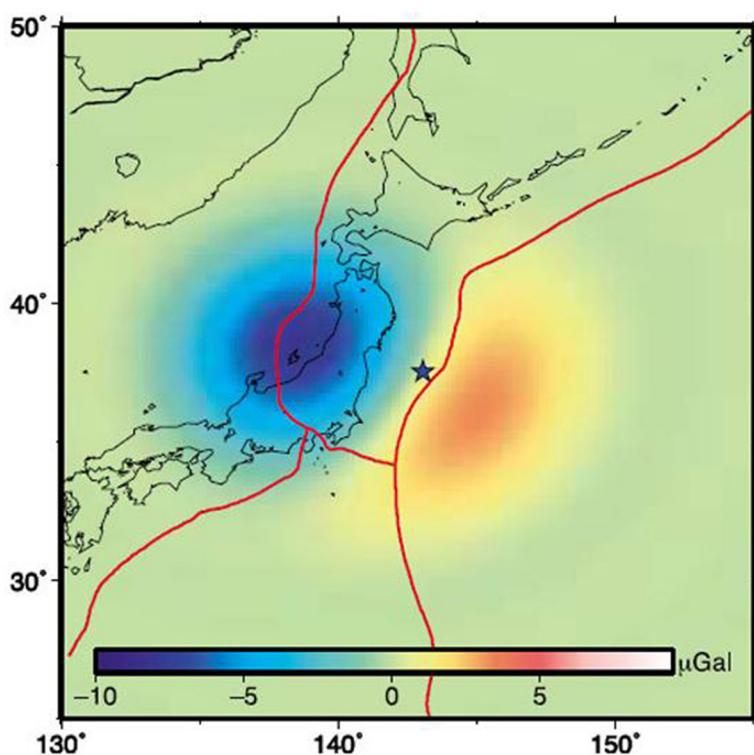


Рис. 44. Изменение поля силы тяжести во время Японского землетрясения 2011 г. [Wang et al., 2012]. Синим показано уменьшение, красным – увеличение.

Fig. 44. Change of the gravity field during the 2011 Tohoku earthquake [Wang et al., 2012]. Blue – decrease; red – increase.

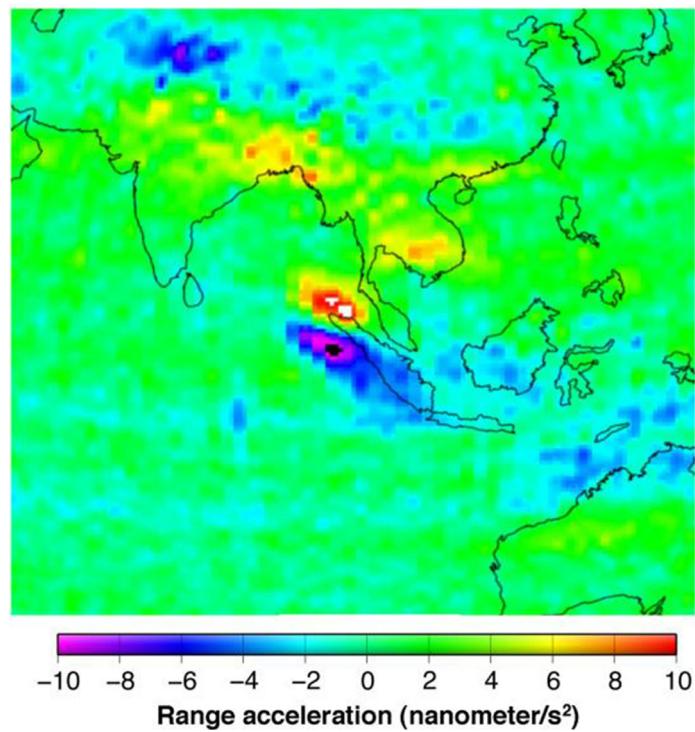


Рис. 45. Карта гравитационного поля в районе Зондской зоны субдукции до Суматринского землетрясения 2004 г. [Gravity Recovery..., 2005]. Красным отмечена область положительной аномалии силы тяжести, синим – отрицательной.

Fig. 45. A gravity field map for the Sunda subduction zone before the 2004 Sumatran earthquake [Gravity Recovery..., 2005]. Zones of anomalous gravity: red – positive gravity anomaly; blue – negative gravity anomaly.

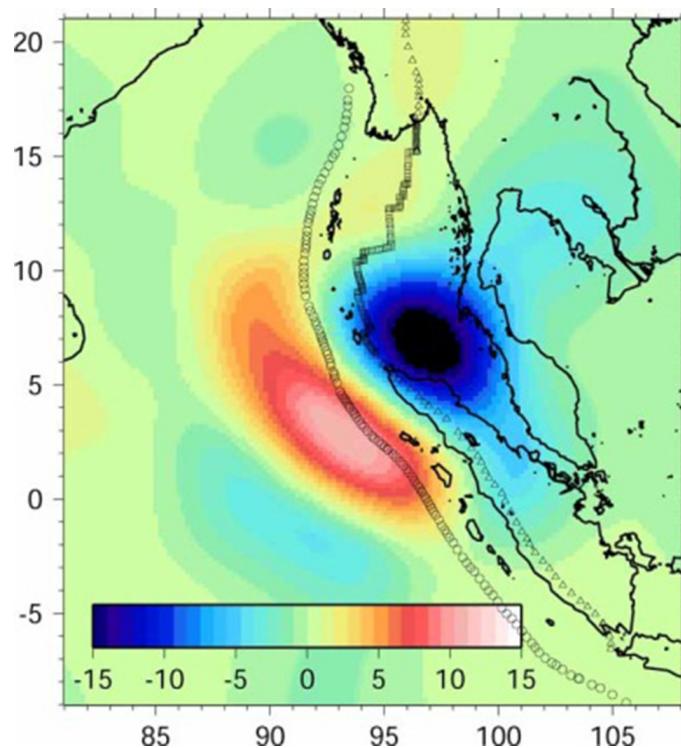


Рис. 46. Изменение поля силы тяжести во время Суматринского землетрясения 2004 г. [Han *et al.*, 2006]. Синим показано уменьшение, красным – увеличение.

Fig. 46. Change of the gravity field during the 2004 Sumatran earthquake [Han *et al.*, 2006]. Blue – decrease; red – increase.

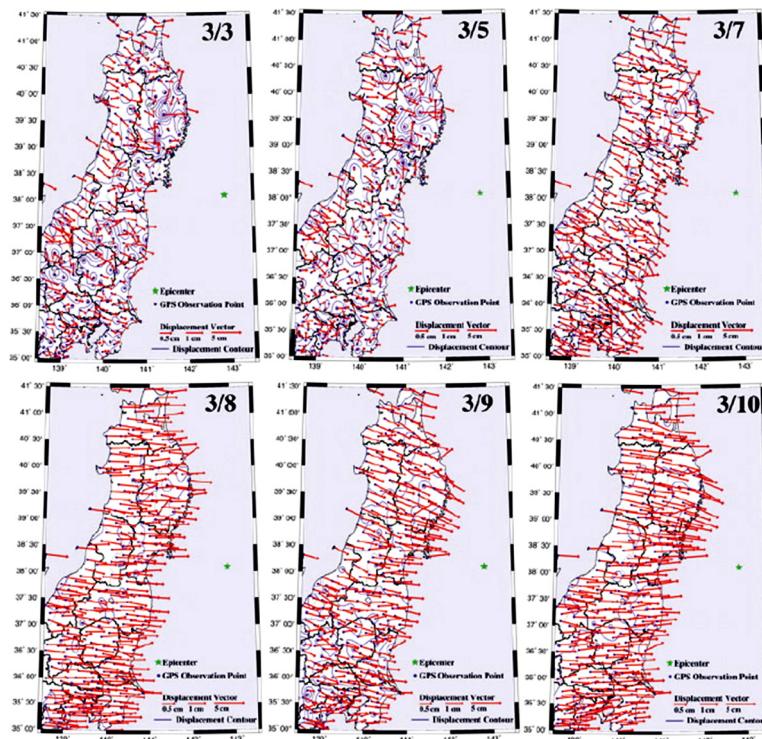


Рис. 47. Смещение поверхности юго-восточной части Японской островной дуги (о. Хонсю), по данным GPS, за несколько дней до Японского землетрясения [Kamiyama *et al.*, 2012].

Fig. 47. The surface displacement in the south-eastern part of the Japan arc (Honshu) before the 2011 Japan earthquake. Based on GPS data [Kamiyama *et al.*, 2012].

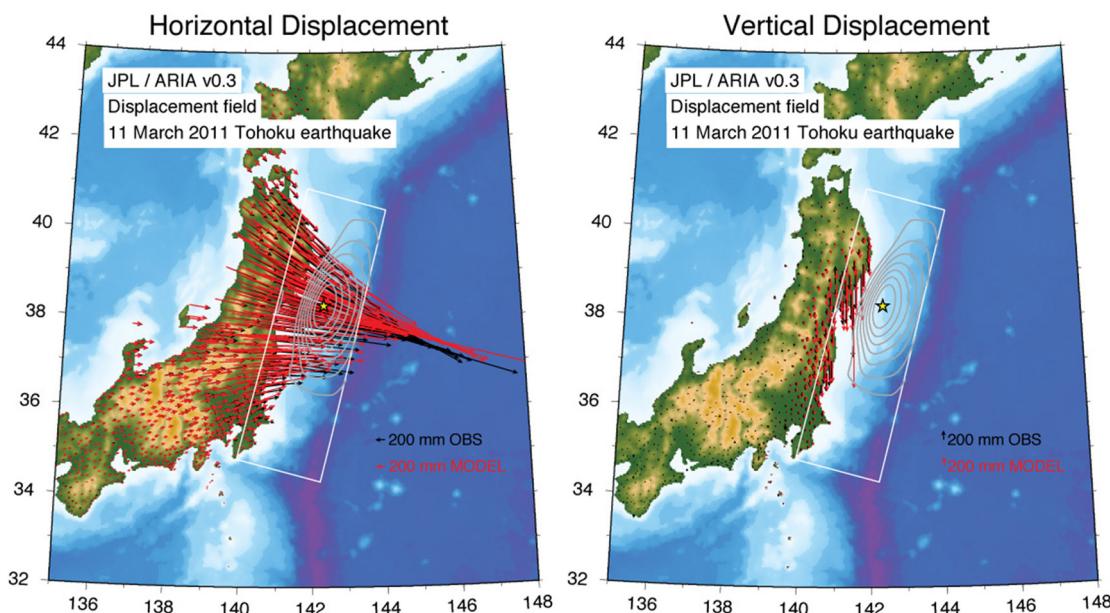


Рис. 48. Смещение поверхности юго-восточной части Японской островной дуги (о. Хонсю), по данным GPS, во время Японского землетрясения [Pollitz, 2011].

Слева – горизонтальные, справа – вертикальные компоненты смещений земной поверхности.

Fig. 48. The surface displacement in the south-eastern part of the Japan arc (Honshu) during the 2011 Japan earthquake. Based on GPS data [Pollitz, 2011].

Horizontal (left) and vertical (right) components of the surface displacement are shown.

материала, который расположен под этой поверхностью, как это наблюдается при образовании оползней. «Заплыивание» желоба породными массами островной дуги, а также схождение на нет амплитуды как горизонтальной, так и вертикальной компоненты смещения в направлении западного склона островной дуги – все это свидетельствует о том, что горизонтальные смещения не вызваны некой внешней силой, направленной с северо-запада, со стороны Японского моря, а являются результатом тенденции к гравитационному сглаживанию контраста рельефа между островной дугой и желобом [Goncharov et al., 2011; Rozhin, 2012, 2013b].

Предположение о тенденции к восстановлению гравитационного равновесия также подтверждается кинематической картиной к юго-востоку от эпицентра. В этом районе, по данным [Tsuji et al., 2011], во время землетрясения также зафиксировано горизонтальное смещение пород поверхности океанского дна в сторону желоба, но с компонентой вертикального поднятия (рис. 49). Смещение проявилось во взбросовых движениях по разломам в районе аккреционной призмы (главный из них имеет амплитуду более 8 м), которые, по мнению [Tsuji et al., 2011], имеют отношение непосредственно к цунамигенным разломам.

Горизонтальные и вертикальные необратимые смещения поверхности о. Хонсю, зарегистрированные методом спутниковой геодезии, позволяют предполо-

жить, что при землетрясении Тохоку огромный блок литосфера длиной вдоль простирания островной дуги около 600 км и шириной порядка 100 км испытал относительное опускание на юго-восточном склоне о. Хонсю [Rogozhin, 2011]. При этом, по-видимому, изменился рельеф морского дна (рис. 50).

Стоит отметить примечательную особенность, связанную с локализацией очага землетрясения. Длина цунамигенного взброса составляет 560–600 км [Rogozhin, 2012a, 2012b]. Однако очаг землетрясения локализован. Это значит, что именно там – максимальная амплитуда взброса и возможное место его зарождения. Именно там произошло максимальное опускание морского дна, и именно к этому месту устремились в горизонтальном направлении массы горных пород для компенсации этого опускания.

В этой связи следует подчеркнуть характер гравитационных аномалий до землетрясения (см. рис. 43) и после него (см. рис. 44). В первом случае обе аномалии – линейные и тянутся на большое расстояние вдоль дуги и желоба. Во втором случае их изменения (в обратную сторону) локализованы в участке очага землетрясения.

Также необходимо отметить, что подобные сообщения о смещениях поверхности литосферы имеются и по некоторым другим цунамигенным землетрясениям, например Суматринскому 2004 г. (рис. 51) и Чилийскому 2010 г. (рис. 52).

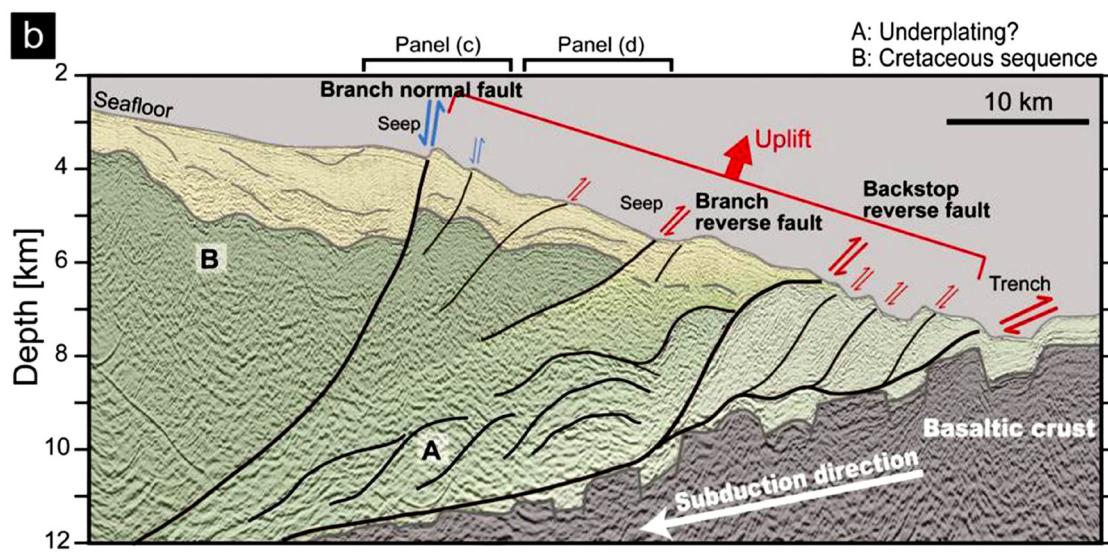


Рис. 49. Тектоническая интерпретация сейсмического профиля к юго-востоку от эпицентра [Tsuji *et al.*, 2011]. Показана зона взбросовых поднятий в районе аккреционной призмы (с изменениями).

Fig. 49. Tectonic interpretation of the seismic profile located south-east of the 2011 Tohoku earthquake's epicenter [Tsuji *et al.*, 2011]. The zone of the upthrust uplift in the area of the accretionary prism is shown (as modified).

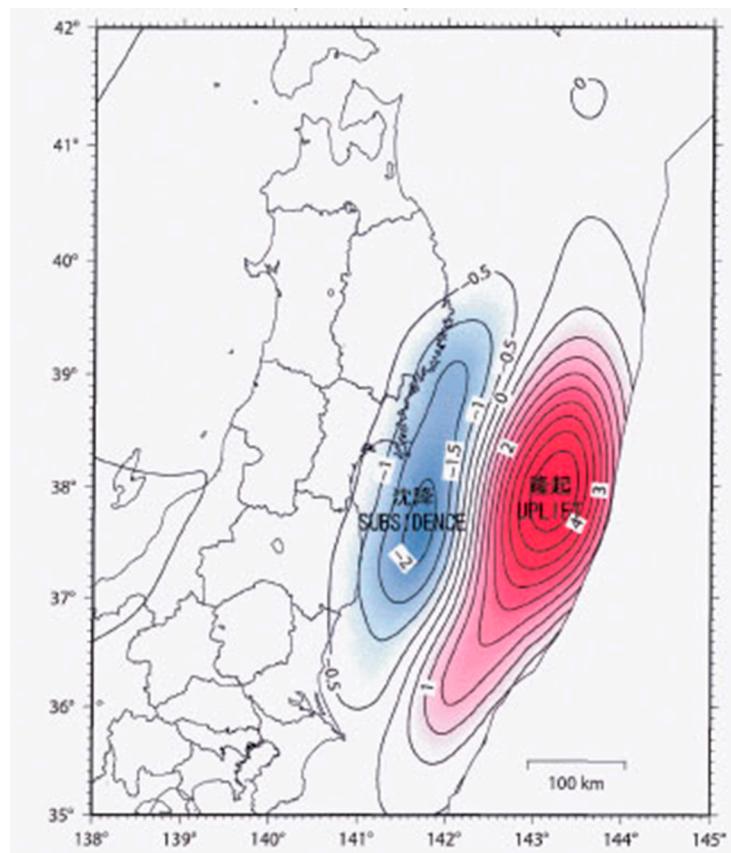


Рис. 50. Модель деформирования земной поверхности в очаговой зоне землетрясения Тохоку (http://www.jma.go.jp/jma/en/2011_Earthquake/2011_Earthquake_SourceProcess.pdf), по [Rogozhin, 2012a], с изменением.

Показаны области относительного сейсмогенного поднятия (красный цвет) и опускания (синий цвет) поверхности в очаговой области.

Fig. 50. The model of surface deformation at the Tohoku earthquake seismic center (http://www.jma.go.jp/jma/en/2011_Earthquake/2011_Earthquake_SourceProcess.pdf). Modified after [Rogozhin, 2012a].

Areas of relative seismogenic uplift (red) and subsidence (blue) of the seismic center surface are shown.

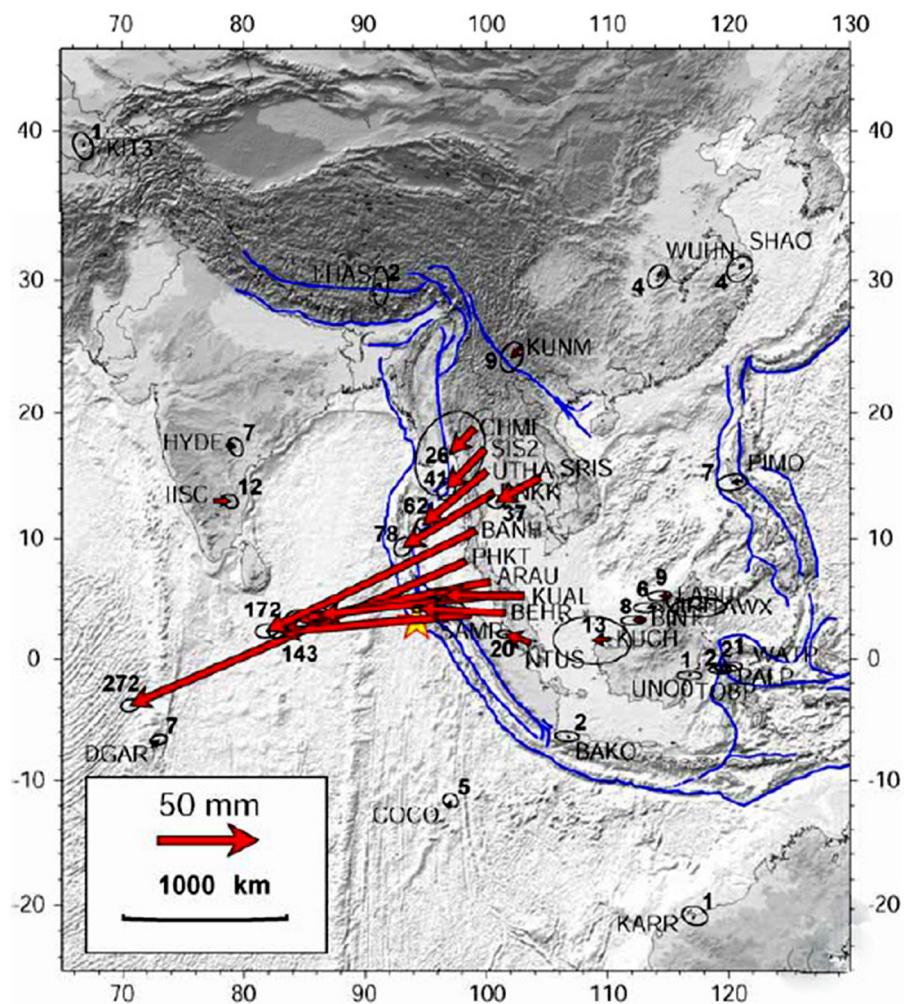


Рис. 51. Смещение поверхности Зондской зоны субдукции, по данным GPS, во время Суматринского землетрясения 2004 г. [Vigny et al., 2005].

Fig. 51. The surface displacement of the Sunda subduction zone during the 2004 Sumatran earthquake. Based on GPS data [Vigny et al., 2005].

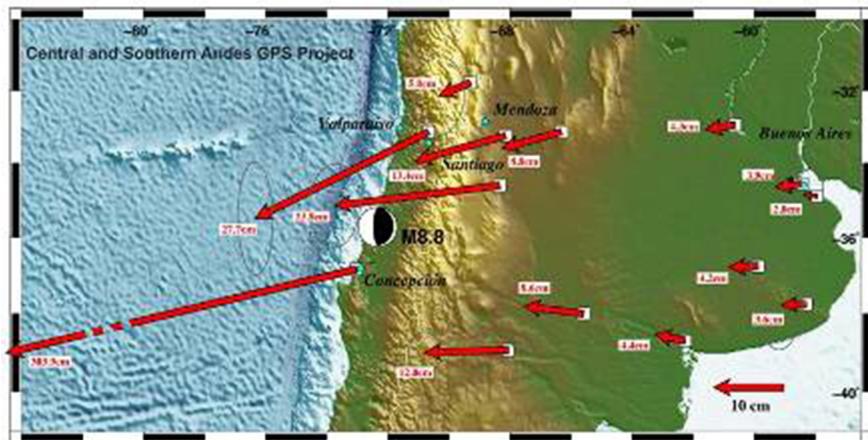


Рис. 52. Смещение поверхности Чилийской зоны субдукции, по данным GPS, во время Чилийского землетрясения 2010 г. [Map of the Chilean earthquake..., 2010].

Fig. 52. The surface displacement of the Chile subduction zone during the 2010 Chile earthquake. Based on GPS data [Map of the Chilean earthquake..., 2010].

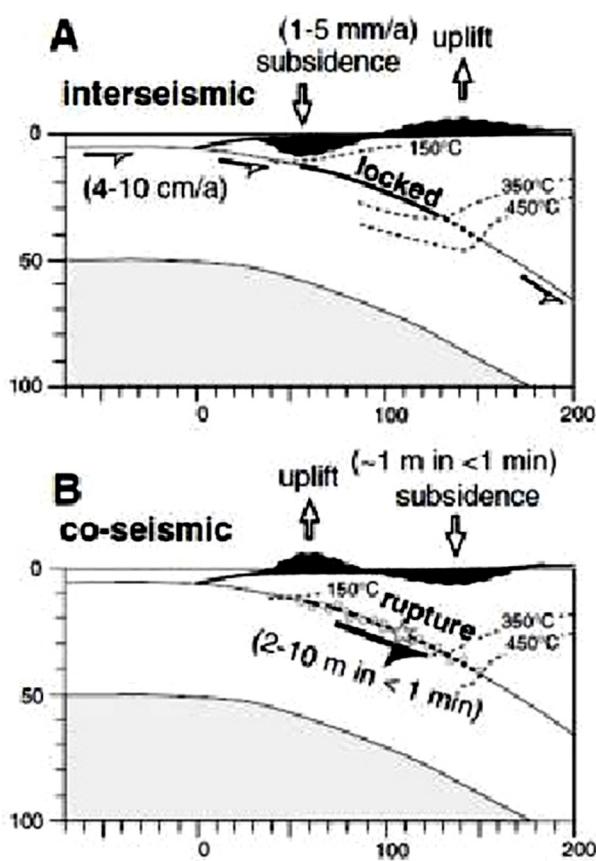


Рис. 53. Геодезические измерения деформаций в период между (A) и во время (B) сильных землетрясений в зоне субдукции Нанкай – Сикоку [Gutscher, Peacock, 2003].

Fig. 53. Geodetic measurements of deformations for inter-seismic (A) and co-seismic (B) events in the Nankai-Sikoku subduction zone [Gutscher, Peacock, 2003].

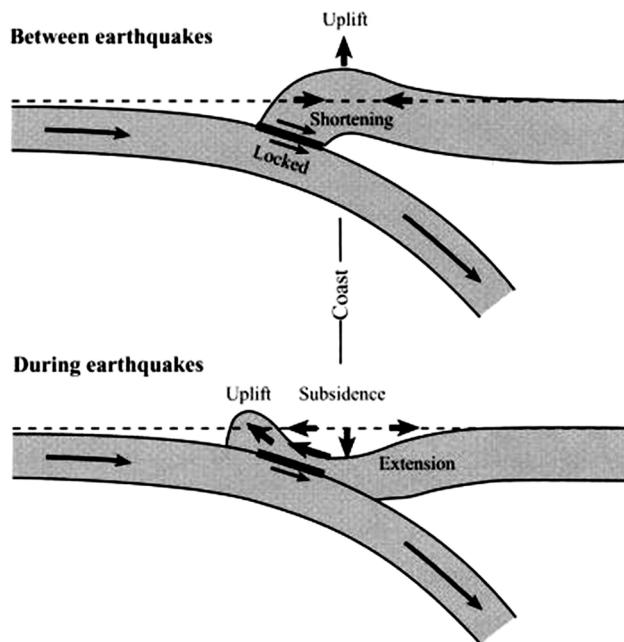


Рис. 54. Модель деформации зоны субдукции между сильными землетрясениями и во время них в зоне субдукции [Hyndman, Wang, 1993].

Fig. 54. The model of deformation of the subduction zone for inter-seismic and co-seismic events [Hyndman, Wang, 1993].

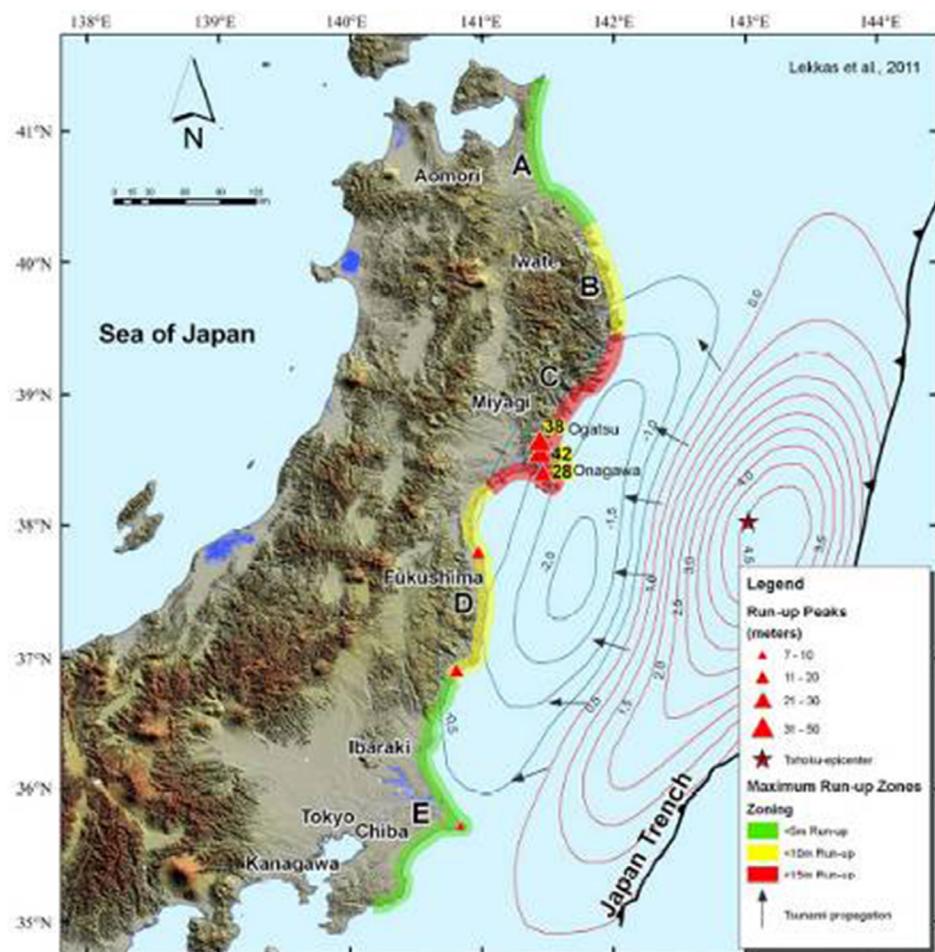


Рис. 55. Распространение волны цунами во время Японского землетрясения 11 марта 2011 г. (черными стрелками показан вектор распространения волны, красными и синими овалами – поднятие и опускание океанического дна) [Lekkas et al., 2011].

Fig. 55. Tsunami run-up zones during the Japan earthquake of 11 March 2011. Black arrows show propagation vectors; lines show contours of the areas where the oceanic bottom was uplifted (red) and subsided (blue) [Lekkas et al., 2011].

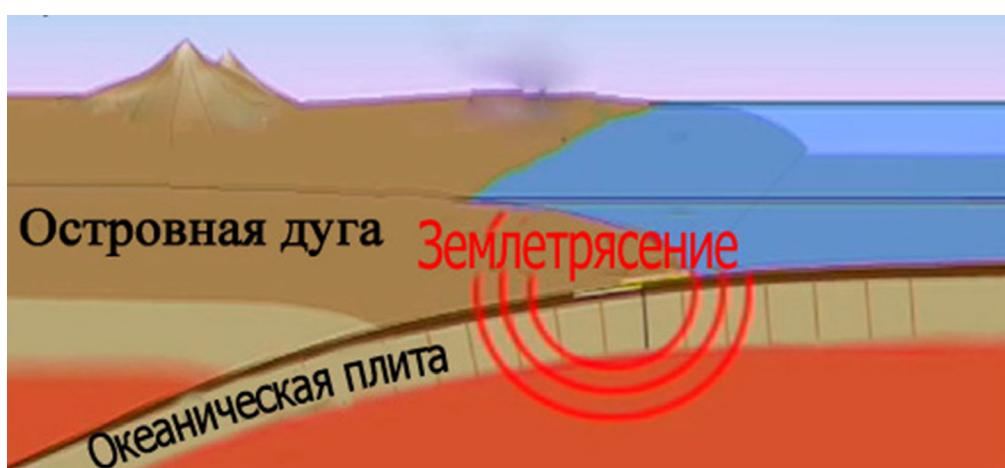


Рис. 56. Модель возникновения цунамигенных землетрясений как результата заклинивания зоны субдукции [Incorporated Research Institutions ..., 2012].

Fig. 56. The model showing formation of tsunamigenic earthquakes due to locking of the subduction zone [Incorporated Research Institutions..., 2012].

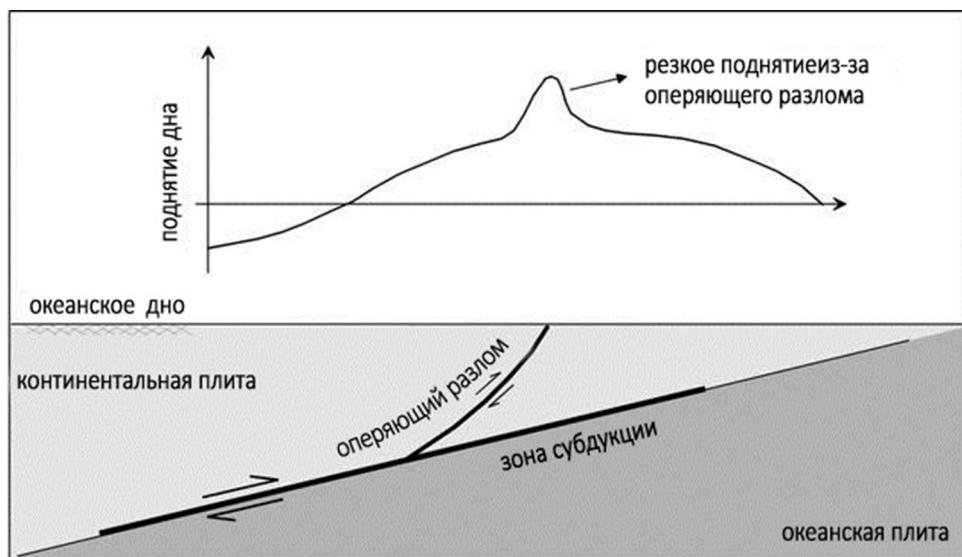


Рис. 57. Модель «оперяющих» разломов (splay faults) [Heidarzadeh, 2011].

Fig. 57. The model of splay faults [Heidarzadeh, 2011].

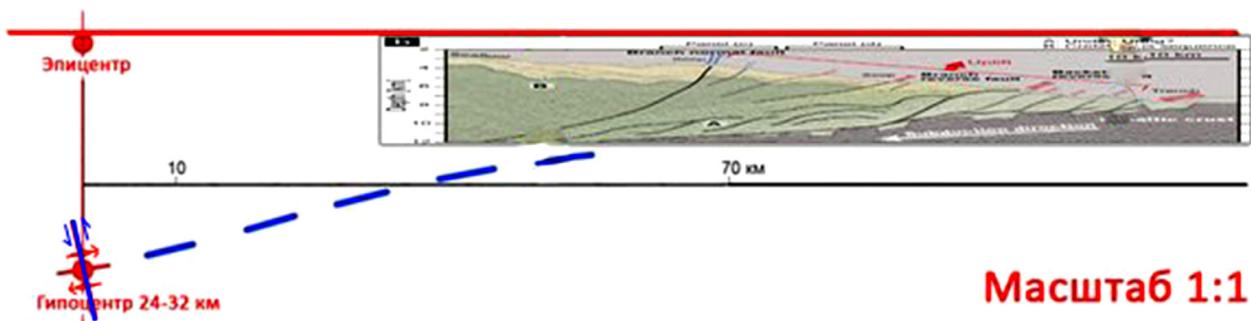


Рис. 58. Применение моделей возникновения цунамигенных землетрясений как результата заклинивания зоны субдукции и «оперяющих» разломов к Японскому землетрясению 11 марта 2011 г. Правая часть рисунка воспроизводит рис. 49 в масштабе 1:1.

Fig. 58. The model showing formation of tsunamigenic earthquakes due to locking of the subduction zone and the model of splay faults for as applied to the 2011 Japan earthquake. The right part of the figure copies Fig. 49 in scale 1:1.

«надвиг» и «поддвиг», особенно в зарубежной литературе, зачастую понимают как синонимы, о чем более подробно см. в [Goncharov et al., 2007]. Однако субдукция не может сдвигать этот участок в сторону океана. Субдукционное смещение океанической литосферы может лишь силой трения сдвинуть в ту же сторону и литосферу островной дуги. Надвигание континентальной плиты на океаническую плиту по пологому надвигу в очаге представляется маловероятным.

Упомянутая выше наиболее продвинутая в направлении познания формирования кругопадающих очагов цунамигенных землетрясений модель «splay fault» (см. рис. 56, 57) даже подтверждена экспериментально [Graveleau et al., 2012]. В этой модели фигурируют крутые взбросы, доходящие до морского дна. Однако,

во-первых, сместители этих взбросов имеют падение в сторону островной дуги. А во-вторых, у них поднято крыло, обращенное в сторону островной дуги. Это противоречит реальным параметрам таких взбросов, о которых говорилось выше.

Как было выяснено выше, тенденция к восстановлению гравитационного равновесия проявляется, прежде всего, в опускании литосферы островной дуги и поднятии желоба. Формирование крутого взброса – мегасклона Риделя R' – является следствием этого процесса, поскольку ни надвиг (по версии зарубежных исследователей), ни реальный субдукционный поддвиг не могут вызвать возникновение уступа в рельефе дна. Единственное, на что они способны, – это произвести общее сотрясение дна.

6.4. СЕЙСМИЧЕСКИЕ «ГВОЗДИ» КАК ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ КРУТОНАКЛОННЫХ ОЧАГОВ ЦУНАМИГЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В данном разделе приводятся дополнительные данные, которые, так же как и выше рассмотренные данные, могут косвенно свидетельствовать в пользу выбора крутой плоскости в очагах цунамигенных землетрясений.

В.Н. Вадковский [Vadkovsky, 1996, 2012] изучал пространственное распределение гипоцентров землетрясений сейсмофокальной зоны вблизи Японских островов по каталогу землетрясений Японского метеорологического агентства (JMA). Примененная этим исследователем методика позволила обнаружить в районе зон субдукции почти вертикальные, изометрические в плане, короткоживущие скопления гипоцентров землетрясений, которые он назвал сейсмическими «гвоздями» (рис. 59, 60). Они состоят главным образом из очагов слабых ($M \leq 5$) землетрясений, глубина образования которых не превосходит 100 км.

В наших работах, продолживших исследования в этом направлении [Zakharov, 2013; Zakharov *et al.*, 2013], был выявлен целый ряд сейсмических «гвоздей», приуроченных к зонам субдукции: на Камчатке, в районе о. Сулавеси и других районах. Пример двух таких сейсмофокальных структур, образовавшихся в 1990 г. южнее о. Хонсю, представлен на рис. 61. Вертикальные скопления очагов землетрясений выявлены

нами также в других геодинамических обстановках, например в Калифорнии.

В работах В.Н. Вадковского [Vadkovsky, 1996, 2012], а также в наших работах [Zakharov, 2013; Zakharov *et al.*, 2013] отмечена компактность «гвоздей», их почти вертикальное расположение в интервале глубин 0–100 км и короткое (от 10 дней до 2 месяцев) время образования. В указанных статьях на основе анализа последовательностей глубин очагов при формировании «гвоздя» сделан вывод, что его формирование происходит сразу во всем интервале глубины и не наблюдается предпочтительное направление его роста – вверх или вниз. В то же время эта последовательность не является полностью случайной, а обладает своего рода «памятью». На основании выявленных особенностей сейсмических «гвоздей» в работах [Vadkovsky, 1996, 2012; Zakharov, 2013; Zakharov *et al.*, 2013] сделан вывод о роли флюидов в их формировании. В статье [Gufeld, 2012] высказано близкое по смыслу предположение об инициировании кажущихся «глубокофокусных разрывов» и быстрой «гвоздевой» сейсмичности потоками водорода.

В настоящей работе предлагается иное объяснение: появление сейсмических «гвоздей» связано с формированием субвертикальных сколов Риделя R' . Данное предположение основано на результатах моделирования зоны простого сдвига в гранулированных материалах, по которым видно, что формирующиеся сколы

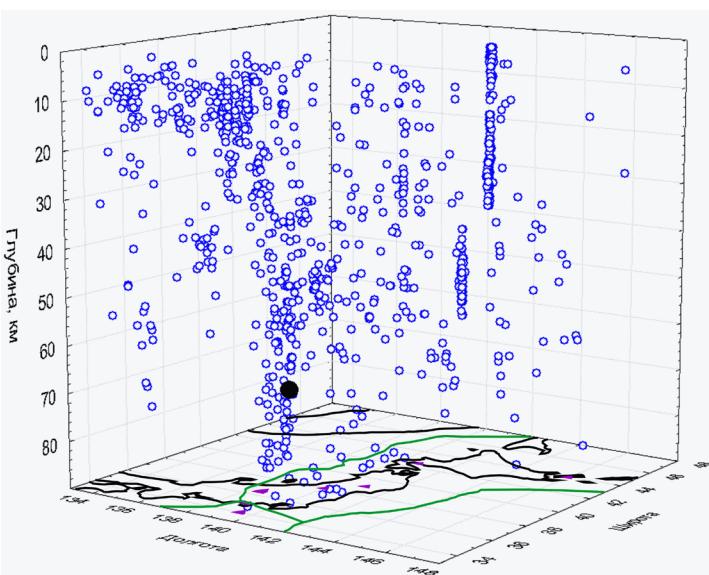
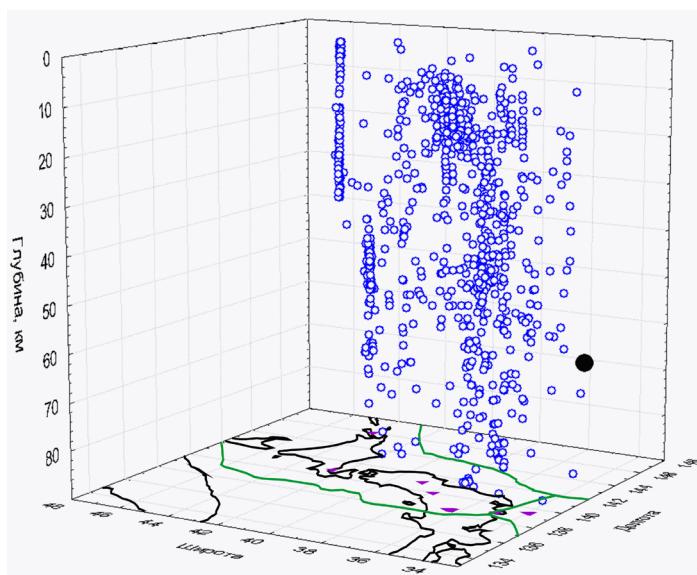


Рис. 59. Изображение в двух проекциях гипоцентров землетрясений Японии с глубинами до 100 км в декабре 1988 – июне 1989 гг. [Vadkovsky, 2012].

Видны субвертикальные кластеры очагов землетрясений – сейсмические «гвозди». Закрашенный круг – землетрясение с $M_{JMA} = 5.5$.

Fig. 59. Two projection images of earthquakes hypocenters of Japan at depths up to 100 km for the period from December 1988 to June 1989 [Vadkovsky, 2012].

Subvertical clusters of earthquakes foci (seismic ‘nails’) are visible. The colored circle shows the earthquake with $M_{JMA} = 5.5$.

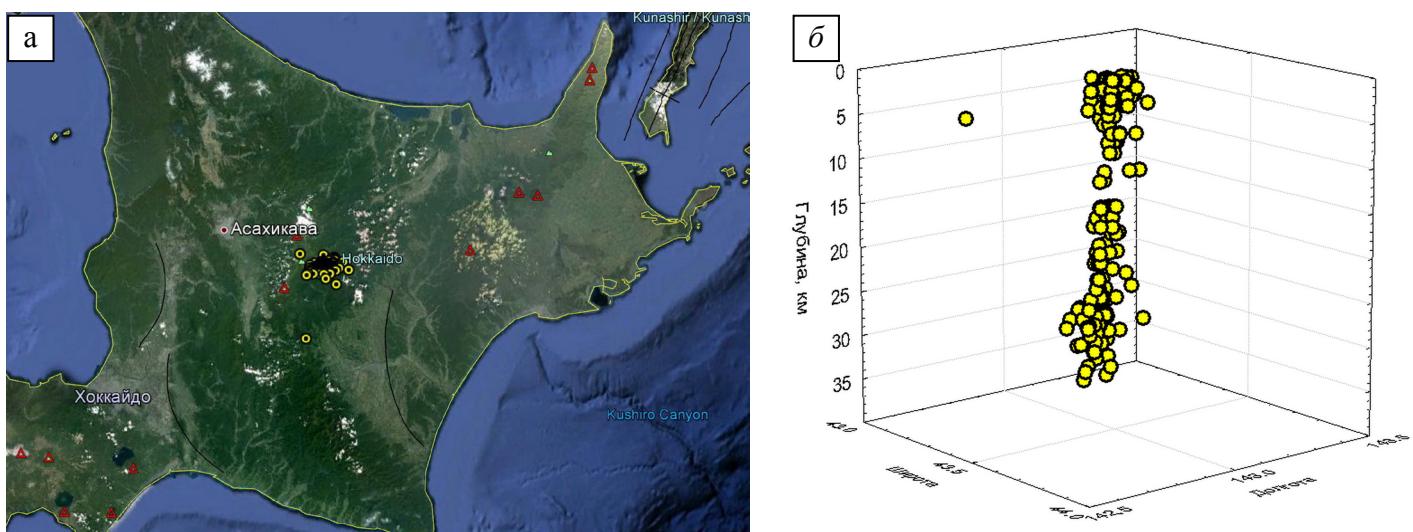


Рис. 60. Сейсмический «гвоздь» в районе о. Хоккайдо с координатами 43.5° с.ш., 142° в.д., сформировавшийся из 194 слабых землетрясений в январе–марте 1989 г. [Vadkovsky, 2012].

а – положение «гвоздя» относительно вулканической дуги, красные треугольники – вулканы; б – вид «гвоздя» в пространстве.

Fig. 60. A seismic ‘nail’ near Hokkaido (43.5° N, 142° E). It comprises 194 slight earthquakes from January to March 1989 [Vadkovsky, 2012].

а – position of the ‘nail’ relative to the volcanic arc; red triangles – volcanoes. б – general view of the ‘nail’.

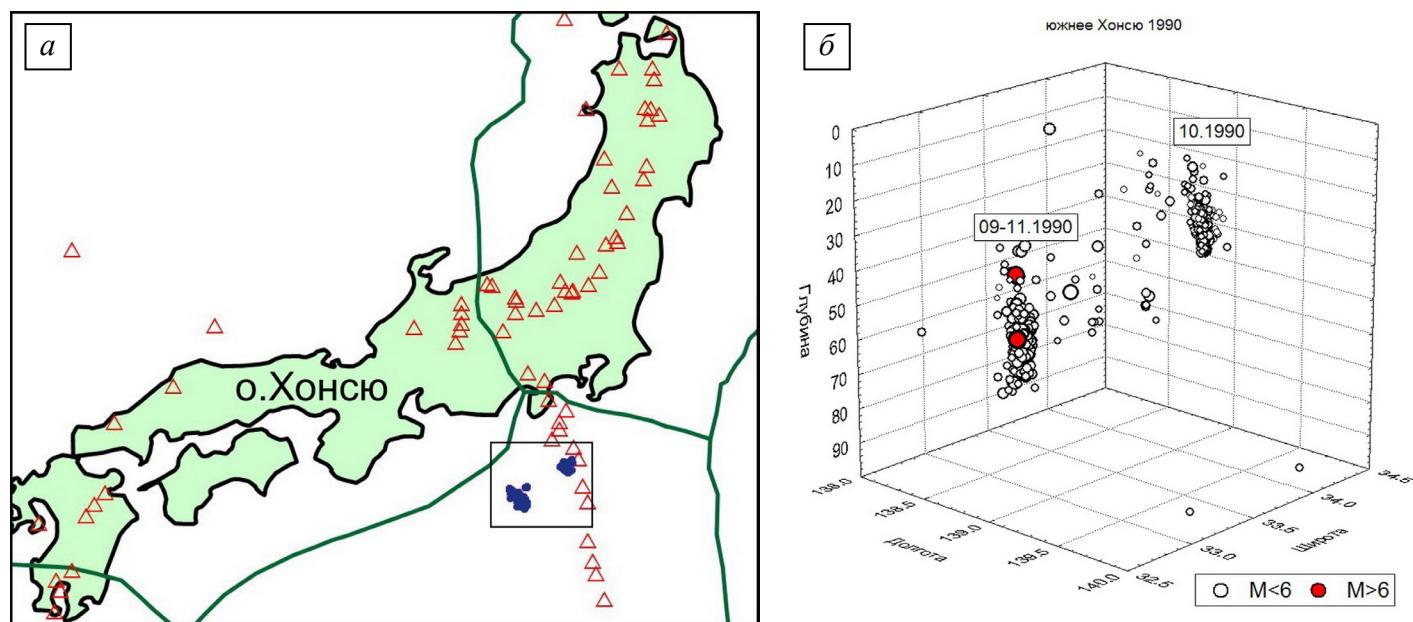


Рис. 61. Сейсмические «гвозди» южнее о. Хонсю, образовавшиеся в сентябре–октябре 1990 г. [Zakharov et al., 2013].

а – эпицентрические проекции очагов и положение вулканов (красные треугольники), зеленые линии – границы плит; б – вид «гвоздей» в пространстве. Красные кружки – землетрясения с $M_{JMA} \geq 6$, белые кружки – землетрясения с $M_{JMA} < 6$.

Fig. 61. Seismic ‘nails’ to the south of Honshu, which were formed from September to October 1990 [Zakharov et al., 2013].

а – epicentral projections of earthquakes foci and positions of volcanoes; б – general view of the ‘nails’. Red circles – earthquakes with $M_{JMA} \geq 6$; white circles – earthquakes with $M_{JMA} < 6$.

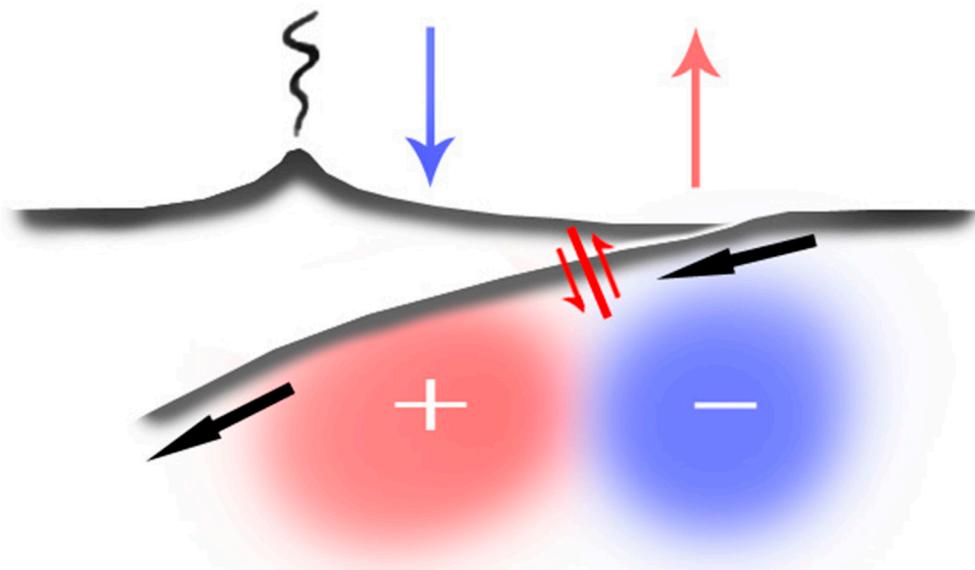


Рис. 62. Модель формирования цунамигенных землетрясений как следствия тенденции к восстановлению гравитационного равновесия [Rozhin, 2013a].

Красный и синий овалы – положительная и отрицательная аномалии в зоне островной дуги и желоба до сильного землетрясения, соответственно. Красная и синяя стрелки – поднятие и опускание поверхности желоба и дуги во время землетрясения. Очаг цунамигенного землетрясения показан красным – крутой взброс (мегаскол Риделя R'). Черными стрелками показано направление субдукции.

Fig. 62. The model showing formation of tsunamigenic earthquakes due to the trend to recovery of the gravity equilibrium tendency [Rozhin, 2013a].

Red and blue ovals show positive and negative anomalies in the island arc zone and the trench before the strong earthquake, respectively. Red and blue arrows show uplift and subsidence of the surface of the trench and the island arc during the earthquake. The tsunamigenic earthquake focus (steep thrust fault, megashear R') is shown in red. Black arrows show the direction of subduction.

Риделя всегда состоят из отдельных фрагментов – трещинок отрыва (см. рис. 10, 11, 14, 17, 18). Вполне вероятно, что очаги как цунамигенных, так и нецунамигенных сильных землетрясений представляют собой не ослабленные зоны сформированных ранее разрывных нарушений, которые способны генерировать только слабые землетрясения, а мегатрещины скальвания, возникшие заново в результате объединения кулисообразно расположенных мегатрещин отрыва, каждая из которых представляет собой слабый предвестник сильного землетрясения.

6.5. ГИПОТЕЗА ОБРАЗОВАНИЯ ЦУНАМИГЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Исходя из аргументов в пользу крутого взброса в гипоцентре Японского землетрясения 11 марта 2011 г., изложенных выше, мы предлагаем следующую гипотезу и модель формирования цунамигенных землетрясений (рис. 62).

Цунамигенные землетрясения в зонах субдукции, в которых господствует геодинамическая обстановка поддвига (субгоризонтального сдвига вдоль субгоризонтальной же плоскости), обусловлены развитием субвертикальных мегасколов Риделя R' , потенциально возможных (поскольку они равноправны по своей

ориентировке, близкой к направлению действия максимальных касательных напряжений, с мегасколами R , см. рис. 1), но по другим причинам (описанным выше) не характерным для обстановки сдвига.

Особенность зоны субдукции заключается в том, что в ней наблюдается резкое нарушение гравитационного равновесия – отрицательная аномалия силы тяжести в области желоба и положительная аномалия в зоне дуги, что обусловлено самим процессом субдукции, который способствует поднятию островной дуги и углублению глубоководного желоба. Данные эволюции силы тяжести и GPS на примере Японского землетрясения 2011 г. указывают на тенденцию к восстановлению гравитационного равновесия в виде опускания островной дуги и поднятию глубоководного желоба во время землетрясения, которое и способствует формированию мегаскола Риделя R' .

Непосредственно само цунами возникает в результате опускания поверхности океана при опускании дна вблизи дуги и одновременного поднятия поверхности океана за счет поднятия дна вблизи желоба. Затем вода устремляется из области поднятия ее уровня в область опускания ее уровня.

Таким образом, фактор тенденции к гравитационному равновесию и является первопричиной формирования очагов цунамигенных землетрясений.

Предлагаемая гипотеза с небольшой модификацией может быть применена и к ситуациям в иной, несдвиговой, геодинамической обстановке. В 2006 и 2007 гг. произошли последовательно два сильных Симуширских землетрясения. Очаг первого из них был расположен под *внутренним* склоном Курильского желоба, а очаг второго – под *внешним* склоном этого желоба. Первый из них представлял собой погодий поддвиг, а второй – крутой сброс с падением плоскости сместителя в сторону океана, который явился *ответной* реакцией на первое землетрясение [*The World's Ocean, 2013*]. Этот сброс образовался в обстановке горизонтального растяжения литосферы [*Rebetsky, 2012; The World's Ocean, 2013*]. Очаг первого землетрясения, по нашей терминологии, – это мегаскол R . А вот очаг второго, цунамигенного, землетрясения, хотя и не является мегасколом R' (поскольку геодинамическая обстановка здесь не сдвиговая), но тем не менее может быть квалифицирован как мегатрецина скальвания. И тот факт, что поднятое крыло этого мегаскола-броса обращено в сторону желоба, также свидетельствует о поднятии на этот раз внешнего склона желоба в качестве возможной реакции как на первое землетрясение, так и на всю гравитационно-аномальную ситуацию в зоне субдукции.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Проведено обобщение и анализ литературы по формированию и эволюции сколов Риделя R и R' в обстановке сдвига. Проведено физическое моделирование формирования и эволюции сколов Риделя R и R' в обстановке сдвига, а также численное моделирование этой эволюции. Получил теоретическое подтверждение давно установленный факт преобладания сколов R над сколами R' в обстановке горизонтального сдвига вдоль вертикальной плоскости.

2. Проведен сбор, анализ и обобщение литературы по местоположению и кинематике сильных цунамигенных и нецунамигенных землетрясений. Подтверждена модель Е.А. Рогожина [*Rogozhin, 2012a, 2012b*]. Анализ очаговых параметров сильных землетрясений северо-западной части Тихого океана показывает, что высокомагнитудные землетрясения не всегда бывают цунамигенными. Высокие волны цунами возникают в основном в связи с сильными землетрясениями внутривулканического типа, очаги которых характеризуются крутым падением плоскости сместителя в недрах в сторону океана и имеют взбросовый характер. Межплатиновые сейсмические события либо порождают небольшое цунами, либо не сопровождаются волнами цунами вовсе.

3. Проведен анализ и обобщение литературы, касающейся современных моделей генезиса цунамигенных землетрясений. По сути, все модели дополняют друг друга, являясь разными сторонами одной про-

блемы. Однако ни в одной из них не обсуждается причина формирования цунамигенных землетрясений с точки зрения тектонофизики. В связи с этим авторы предлагают свою модель, в которой сделана попытка указать на геодинамический процесс, являющийся причиной формирования очагов цунамигенных землетрясений.

4. Проведен анализ геодинамической обстановки субгоризонтального сдвига вдоль субгоризонтальной же плоскости (характерной для зон субдукции), с учетом влияния силы тяжести, которая в обстановке горизонтального сдвига вдоль вертикальной плоскости (характерной для зон сдвига) вызывает только литостатическое давление. Привлечены данные сравнительного анализа: гравитационного поля и GPS – до и после наступления цунами. Дано возможное объяснение закономерного чередования цунамигенных и нецунамигенных землетрясений. Проверено предположение о том, что очаги как цунамигенных, так и нецунамигенных сильных землетрясений представляют собой не ослабленные зоны сформированных ранее разрывных нарушений, которые способны генерировать только слабые землетрясения, а мегатрецины скальвания, возникшие заново в результате объединения кулисообразно расположенных мегатрещин отрыва, каждая из которых представляет собой слабый предвестник сильного землетрясения. Сформулирована гипотеза, и предложена модель образования цунамигенных землетрясений как следствия восстановления гравитационного равновесия.

5. Цунамигенные землетрясения в зонах субдукции, в которых господствует геодинамическая обстановка поддвига (субгоризонтального сдвига вдоль субгоризонтальной же плоскости), обусловлены развитием субвертикальных мегасколов Риделя R' , потенциально возможных, но по другим причинам не характерных для обстановки сдвига.

Особенность зоны субдукции заключается в том, что в ней наблюдается резкое нарушение гравитационного равновесия – отрицательная аномалия силы тяжести в области желоба и положительная аномалия в зоне дуги, что обусловлено самим процессом субдукции, который способствует поднятию островной дуги и углублению глубоководного желоба. Данные сравнительного анализа гравитационного поля и GPS на примере Японского землетрясения 2011 г. указывают на тенденцию к восстановлению гравитационного равновесия в виде опускания островной дуги и поднятию глубоководного желоба во время землетрясения, которое и способствует формированию мегаскола Риделя R' .

6. Непосредственно само цунами возникает в результате опускания поверхности океана при опускании дна вблизи дуги и одновременного поднятия поверхности океана за счет поднятия дна вблизи желоба. Затем вода устремляется из области поднятия ее уровня в область опускания ее уровня.

Таким образом, фактор гравитационного равновесия и является первопричиной формирования очагов цунамигенных землетрясений.

Однако этот фактор не единственно возможный. Например, недавно появилась концепция, согласно которой важную роль играет флюидная фаза с соответствующими вариациями обусловленного ею эффективного всестороннего давления [Rebetsky, Tatevossian, 2013]. В этой концепции важная роль отводится градиенту такого давления, т.е. опять-таки неравновесному состоянию, которое стремится к равновесию посредством формирования сейсмического очага.

7. Рекомендацией по прогнозу цунамигенных зем-

летрясений, в соответствии с выводами авторов, может являться непрерывный мониторинг высокоточных и высокочастотных измерений GPS и гравитационного поля для уточнения намечающейся тенденции к инверсии тектонических движений и гравитационных аномалий в «тектонопарах» островная дуга – глубоководный желоб.

8. БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 06-05-64547, 12-05-00113, 09-05-00150).

9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Cho M., Kim H., Lee Y., Horie K., Hidaka H., 2008. The oldest (ca. 2.51 Ga) rock in South Korea: U-Pb zircon age of a tonalitic migmatite, Daeijak Island, Western Gyeonggi Massif. *Geosciences Journal* 12 (1), 1–6. <http://dx.doi.org/10.1007/s12303-008-0001-1>.
- Fujii Y., Satake K., Sakai S., Shinohara M., Kanazawa T., 2011. Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth, Planets and Space* 63 (7), 815–820. <http://dx.doi.org/10.5047/eps.2011.06.010>.
- Gintov O.B., 2005. Field Tectonophysics and Its Application to Studies of Deformations of the Earth's Crust in Ukraine. Feniks, Kiev, 572 p. (in Russian) [Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 572 с.].
- Gintov O.B., Isay V.M., 1988. Tectonophysical Studies of Faults of 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.].
- Goncharov M.A., 2010. Applicability of similarity conditions to analogue modelling of tectonic structures. *Geodynamics & Tectonophysics* 1 (2), 148–168 (in Russian) [Гончаров М.А. Реальная применимость условий подобия при физическом моделировании тектонических структур // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 2. С. 148–168]. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2010-1-2-0012>.
- Goncharov M.A., Frolova N.S., Rozhin P.N., Selezneva N.N., 2007. The problem of revealing the absolute kinematics of the opposite walls of faults. *Moscow University Geology Bulletin* 62 (4), 220–228. <http://dx.doi.org/10.3103/S0145875207040023>.
- Goncharov M.A., Frolova N.S., Rozhin P.N., Selezneva N.N., 2010. Riedel shears R and R' and the problem of the genesis of tsunamigenic earthquakes. In: Physical basis of forecasting of rock destruction. Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, p. 34–35 (in Russian) [Гончаров М.А., Фролова Н.С., Рожин П.Н., Селезнева Н.Н. Сколы Риделя R и R' и проблема генезиса цунамигенных землетрясений // Физические основы прогнозирования разрушения горных пород. М.: ИФЗ РАН, 2010. С. 34–35.].
- Goncharov M.A., Frolova N.S., Zakharov V.S., Rozhin P.N., 2011. Tsunamigenic earthquakes in subduction zones as a result of rapid formation of Riedel megashears R' by jointing of an echelon disposed tensile megajoints. In: Problems of seismotectonics. Publishing and Polygraphic Centre "Nauchnaya Kniga", Voronezh, p. 184–188 (in Russian) [Гончаров М.А., Фролова Н.С., Захаров В.С., Рожин П.Н. Цунамигенные землетрясения в зонах субдукции как результат быстротечного формирования мегасколов Риделя R' при объединении кулисообразно расположенных мегатрещин отрыва // Проблемы сейсмотектоники. Воронеж: Издательско-полиграфический центр «Научная книга», 2011. С. 184–188].
- Goncharov M.A., Frolova N.S., Zakharov V.S., Rozhin P.N., 2012. Riedel megashears R' as a possible cause of tsunamigenic earthquakes in subduction zones. In: Tectonophysics and urgent problems of Earth science. V. 2. Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, p. 105–109 (in Russian) [Гончаров М.А., Фролова Н.С., Захаров В.С., Рожин П.Н. Мегасколы Риделя R' как возможная причина цунамигенных землетрясений в зонах субдукции // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. М.: ИФЗ РАН, 2012. Т. 2. С. 105–109].
- Goncharov M.A., Talitskii V.G., 1998. Do shear joints originate from shearing? *Moscow University Geology Bulletin* 53 (3), 1–6.
- Goncharov M.A., Talitsky V.G., Frolova N.S., 2005. Introduction to Tectonophysics. Knizhnyj Dom "Universitet", Moscow, 496 p. (in Russian) [Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: Книжный дом «Университет», 2005. 496 с.].
- Graveleau F., Malavieille J., Dominguez S., 2012. Experimental modelling of orogenic wedges: a review. *Tectonophysics* 538–540, 1–66. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.027>.

Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer (GOCE), 2011. Available from: <http://www.esa.int/esaLP/LPgoce.html>.

Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE), 2005. Available from: <http://www.csr.utexas.edu/grace/>.

Gufeld I.L., 2012. Geological consequences of amorphization of the lithosphere and upper mantle structures caused by hydrogen degassing. *Geodynamics & Tectonophysics* 3 (4), 417–435 (in Russian) [Гуфельд И.Л. Геологические следствия аморфизации структуры литосфера и верхней мантии, вызванные водородной дегазацией // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3. № 4. С. 417–435]. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-4-0083>.

Gutscher M.-A., Peacock S.M., 2003. Thermal models of flat subduction and the rupture zone of great subduction earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 108 (B1), 2009. <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB000787>.

Gzovsky M.V., 1959. Highlights of tectonophysics and tectonics of Bajdgansaj anticlinorium. Part I, II. Publishing House of AS of USSR, Moscow, 255 p. (in Russian) [Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджан-сайского антиклиниория. Ч. I, II. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 255 с.].

Gzovsky M.V., 1975. Basics of tectonophysics. Nauka, Moscow, 536 p. (in Russian) [Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.].

Han S.-C., Shum C. K., Bevis M., Kuo C.Y., 2006. Crustal dilatation observed by GRACE after the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. *Science* 313 (5787), 658–662. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1128661>.

Heidarzadeh M., 2011. Major tsunami risks from splay faulting. Chapter 5. In: Nils-Axel Märtner (Ed.). *The Tsunami Threat – Research and Technology*. InTech, Rijeka, Croatia, p. 67–80. <http://dx.doi.org/10.5772/13375>.

Huene von R., Klaeschen D., Cropp B., Miller J., 1994. Tectonic structure across the accretionary and erosional parts of the Japan Trench margin. *Journal of Geophysical Research* 99 (B11), 22349–22361. <http://dx.doi.org/10.1029/94JB01198>.

Hyndman R.D., Wang K., 1993. Tectonic constraints on the zone of major thrust earthquake failure: the Cascadian subduction zone. *Journal of Geophysical Research* 98 (B2), 2039–2060. <http://dx.doi.org/10.1029/92JB02279>.

Incorporated Research Institutions of Seismology (IRIS), 2012. Available from: http://www.iris.edu/hq/programs/education_and_outreach/animations#FM.

Kamiyama M., Sugito M., Kuse M., 2012. Precursor of crustal movements before the 2011 Great East Japan Earthquake. In: Proceedings of the International Symposium on Engineering Lessons Learned from the 2011 Great East Japan Earthquake, March 1–4, 2012, Tokyo, Japan. The Earthquake Engineering Online Archive. Available from: <http://nisee.berkeley.edu/documents/elib/www/documents/201204/PISELL/kamiyama-crustal-forecast.pdf>

Katsumata K., Ichiyangi M., Miwa M., Kasahara M., 1995. Aftershock distribution of the October 4, 1994 Mw8.3 Kurile Islands earthquake determined by a Local Seismic Network in Hokkaido, Japan. *Geophysical Research Letters* 22 (11), 1321–1324. <http://dx.doi.org/10.1029/95GL01316>.

Koronovsky N.V., Gogonenkov G.N., Goncharov M.A., Timurzhev A.I., Frolova N.S., 2009. Role of shear along horizontal plane in the formation of helicoidal structures. *Geotectonics* 43(5), 379–391. <http://dx.doi.org/10.1134/S0016852109050033>.

Lekkas E., Andreadakis E., Kostaki I., Kapourani E., 2011. Critical factors for run-up and impact of the Tohoku earthquake Tsunami (Japan 11 March 2011). *International Journal of Geosciences* 2 (3), 310–317. <http://dx.doi.org/10.4236/ijg.2011.23033>.

Map of Chilean earthquake coseismic displacement derived from GPS data. GPS World 2010. Available from: <http://www.sciencedaily.com/releases/2010/03/100308132043.htm>.

Nettles M., Ekstrom G., Koss H., 2011. Centroid-moment-tensor analysis of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake and its larger foreshocks and aftershocks. *Earth, Planets and Space* 63 (7), 519–523. <http://dx.doi.org/10.5047/eps.2011.06.009>.

Pogorelov V.V., 2011. Tectonophysical analysis of stress of the Earth's crust of the Sunda seismic active area. Author's abstract of PhD thesis. Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, 26 p. (in Russian) [Погорелов В.В. Тектонофизический анализ напряжений земной коры Зондской сейсмоактивной области: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ РАН, 2011. 26 с.].

Pollitz F., 2011. Preliminary geodetic slip model of the 2011 M9.0 Tohoku-chiho Taiheiyo-oki Earthquake. USGS publication. Available from: http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/japan/031111_M9.0prelim_geodetic_slip.php.

Ramsay J.G., Huber M., 1983. The Techniques of Modern Structural Geology. V. 1: Strain Analysis. Academic Press, London, 307 p.

Rao G., Lin A., Yan B., Jia D., Wu X., Ren Z., 2011. Co-seismic Riedel shear structures produced by the 2010 Mw=6.9 Yushu earthquake, central Tibetan Plateau, China. *Tectonophysics* 507 (1–4), 86–94. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2011.05.011>.

Rebetsky Yu.L., 2012. Crustal stress state along the coast of Honshu (Japan) before the earthquake 11.03.2011 (Mw = 9.0). In: Tectonophysics and urgent problems of Earth science. V. 2. Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, p. 160–168 (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние земной коры вдоль побережья о. Хонсю (Япония) перед землетрясением 11.03.2011 (M_w=9.0) // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. М.: ИФЗ РАН, 2012. Т. 2. С. 160–168].

- Rebetsky Yu.L., Mikhailova A.V., Sim L.A., 2008. Rupture structures in depth of zones of shearing. Results of tectonophysical modelling. In: Problems of tectonophysics. Publishing House of the Institute of Physics of the Earth, Moscow, p. 103–140 (in Russian) [Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В., Сим Л.А. Структуры разрушения в глубине зон сдвигания. Результаты тектонофизического моделирования // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 103–140].
- Rebetsky Yu.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>.
- Rice J. R., 1980. The mechanics of earthquake rupture. In: A. Dziewonski and E. Boschi (Eds.), Physics of the Earth's Interior. North Holland, Amsterdam, p. 555–649.
- Rogozhin E.A., 2011. March 11, 2011 M 9.0 Tohoku earthquake in Japan: tectonic setting of source, macroseismic, seismological, and geodynamic manifestations. *Geotectonics* 45 (5), 337–348. <http://dx.doi.org/10.1134/s0016852111050025>.
- Rogozhin E.A., 2012a. Essays on Regional Seismotectonics. Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, 339 p. (in Russian) [Рогожин Е.А. Очерки региональной сейсмотектоники. М.: ИФЗ РАН, 2012. 339 с.].
- Rogozhin E.A., 2012b. Application of tectonophysical approaches in solution of seismotectonic problems. In: Tectonophysics and urgent problems of Earth science. V. 2. Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, p. 169–172 (in Russian) [Рогожин Е.А. Применение тектонофизических подходов в решении сейсмотектонических задач // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Т. 2. М.: ИФЗ РАН, 2012. С. 169–172].
- Rogozhin E.A., Zakharova A.I., 2000. Geodynamic position of the 1997 Kronotskii Earthquake Source, Eastern Kamchatka. *Izvestiya, Physics Solid Earth* 36 (5), 369–374.
- Rogozhin E.A., Zakharova A.I., 2006. Seismotectonics of source zones of tsunamigenic earthquakes. *Geofizicheskiye Issledovaniya* 6, 3–12 (in Russian) [Рогожин Е.А., Захарова А.И. Сейсмотектоника очаговых зон цунамигенных землетрясений // Геофизические исследования. 2006. Вып. 6. С. 3–12].
- Rozhin P.N., 2012. Influence of isostatic balance factor on formation of tsunamigenic earthquake focuses in subduction zones. In: SWWorld Scientific researches and their practical application. Modern state and ways of development 35, p. 60–66 (in Russian) [Рожин П.Н. Влияние фактора изостатического равновесия на формирование очагов цунамигенных землетрясений в зонах субдукции // Сборник научных трудов SWWorld по материалам международной научно-практической конференции. Т. 35. 2012. С. 60–66].
- Rozhin P.N., 2013a. Generation of Riedel shears R and R' and their relationship with tsunamigenic earthquakes. Author's abstract of PhD thesis. Lomonosov Moscow State University, Moscow, 25 p. (in Russian) [Рожин П.Н. Генерация сколов Риделя R и R' и их связь с цунамигенными землетрясениями: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2013a. 25 с.].
- Rozhin P.N., 2013b. The influence of isostatic equilibrium on the formation of the sources of tsunamigenic earthquakes. *Moscow University Geology Bulletin* 68 (2), 118–122. <http://dx.doi.org/10.3103/S0145875213020099>.
- Rozhin P.N., Selezeneva N.N., 2009. Different evolution of Riedel shears R and R' in connection with the problem of the genesis of tsunamigenic earthquakes. In: Modern tectonophysics. Methods and Results. Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, p. 195–202 (in Russian) [Рожин П.Н., Селезенева Н.Н. Различная эволюция сколов Риделя R и R' в связи с проблемой генезиса цунамигенных землетрясений // Современная тектонофизика. Методы и результаты. М.: ИФЗ РАН, 2009. С. 195–202].
- Scholz C.H., 1990. The Mechanics of Earthquakes and Faulting. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 439 p.
- Seminsky K.Zh., 2003. 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., Gladkov A.S., Lounina O.V., Tougarina M.A., 2005. Internal Structure of Continental Fault Zones. Applied 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., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A. et al., 1991. Faulting in the Lithosphere. Shear Zones. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 262 p. (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1991. 262 с.].
- Shikotan earthquake of 1994. Epicentral monitoring and focus of earthquake, 1995. The federal system of seismological observation and earthquake prediction. Information-analytical bulletin. The special issue. Moscow, 142 p. (in Russian) [Шикотанское землетрясение 1994 г. Эпицентральные наблюдения и очаг землетрясения // Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений. Информационно-аналитический бюллетень. 1995. Спец. вып. М., 142 с.].
- Stavrogin A.N., Protosenya A.G., 1979. Rock Plasticity. Nedra, Moscow, 301 p. (in Russian) [Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г. Пластичность горных пород. М.: Недра, 1979. 301 с.].
- Stefanov Yu.P., 2009. Mathematical methods and results of numerical simulation of deformation and failure of rocks. In: Modern tectonophysics. Methods and results. Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, p. 288–301 (in Russian) [Степанов Ю.П. Математические методы и результаты численного моделирования деформации и разрушения горных пород // Современная тектонофизика. Методы и результаты. М.: ИФЗ РАН, 2009. С. 288–301].

Stoyanov S., 1977. The Mechanism of Fault Zones Formation. Nedra, Moscow, 144 p. (in Russian) [Стоянов С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 144 с.].

The Structure of the Bottom of the Sea of Okhotsk, 1981. Nauka, Moscow, 176 p. (in Russian) [Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981. 176 с.].

The World's Ocean. Vol. I. Geology and Tectonics of the Ocean. Catastrophic Events in the Ocean, 2013. Nauchny Mir, Moscow, 644 p. (in Russian) [Мировой океан. Т. I. Геология и тектоника океана. Катастрофические явления в океане. М.: Научный мир, 2013. 644 с.].

Tsuji T., Ito Y., Kido M., Osada Y., Fujimoto H., Ashi J., Kinoshita M., Matsuoka T., 2011. Potential tsunamigenic faults of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth, Planets and Space* 63 (7), 831–834. <http://dx.doi.org/10.5047/eps.2011.05.028>.

Vadkovsky V.N., 1996. Nature and mechanism of seismic 'nails'. Lomonosov Conference 1996 Abstracts, p. 63–64 (in Russian) [Вадковский В.Н. Природа и механизм сейсмических «гвоздей» // Ломоносовские чтения 1996 г.: Тезисы докладов. М., 1996. С. 63–64].

Vadkovsky V.N., 2012. Subvertical clusters of earthquake hypocenters – seismic 'nails'. *Vestnik ONZ RAN* 4, NZ1001 (in Russian) [Вадковский В.Н. Субвертикальные скопления гипоцентров землетрясений – сейсмические «гвозди» // Вестник ОНЗ РАН. 2012. Т. 4. NZ1001]. <http://dx.doi.org/10.2205/2012NZ000110>.

Vigny C., Simons W.J.F., Abu S., Bamphenyu R., Satirapod C., Choosaku, N., Surabaya C., Socquet A., Omar K., Abidin H.Z., Ambrosius B.A.C., 2005. Insight into the 2004 Sumatra-Andaman earthquake from GPS measurements in southeast Asia. *Nature* 436 (7048), 201–206. <http://dx.doi.org/10.1038/nature03937>.

Wang L., Shum C. K., Simons F., Tapley B., Dai C., 2012. Coseismic and postseismic deformation of the 2011 Tohoku-Oki earthquake constrained by GRACE gravimetry. *Geophysical Research Letters* 39 (7), L07301. <http://dx.doi.org/10.1029/2012GL051104>.

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.

Zakharov V.S., 2013. On the mechanism of the generation of seismic 'nails'. *Moscow University Geology Bulletin* 68 (5), 282–288. <http://dx.doi.org/10.3103/S0145875213050086>.

Zakharov V.S., Karpenko A.I., Zaviyalov S.P. 2013. Seismic nails in various geodynamic conditions. *Moscow University Geology Bulletin* 68 (1), 10–16. <http://dx.doi.org/10.3103/S0145875213010080>.



Гончаров Михаил Адрианович, докт. геол.-мин. наук
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, Россия
Тел. (495)9391912; e-mail: m.a.gonch@mail.ru

Goncharov, Mikhail A., Doctor of Geology and Mineralogy
Lomonosov Moscow State University
Leninskie Gory, Moscow 119991, GSP-1, Russia
Tel. +7(495) 9391912; e-mail: m.a.gonch@mail.ru



Рогожин Евгений Александрович, докт. геол.-мин. наук, заместитель директора по науке
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
123995, ГСП-5, Москва, ул. Большая Грузинская, 10, Россия
e-mail: eurog@ifz.ru

Rogozhin, Eugene A., Doctor of Physics and Mathematics, Deputy Director
The Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS
10 Bol'shaya Gruzinskaya street, Moscow D-242 123995, GSP-5, Russia
e-mail: eurog@ifz.ru



Фролова Наталья Сергеевна, канд. геол.-мин. наук
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, Россия
e-mail: n.s.frolova@mail.ru

Frolova, Natalia S., Candidate of Geology and Mineralogy
Lomonosov Moscow State University
Leninskie Gory, Moscow 119991, GSP-1, Russia
e-mail: n.s.frolova@mail.ru



Рожин Петр Николаевич, аспирант
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, Россия
e-mail: grayvoid@mail.ru

Rozhin, Petr N., PhD Student
Lomonosov Moscow State University, Geological Faculty
Leninskie Gory, Moscow 119991, GSP-1, Russia
e-mail: grayvoid@mail.ru



Захаров Владимир Сергеевич, канд. физ.-мат. наук
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, Россия
e-mail: vszakharov@yandex.ru

Zakharov, Vladimir S., Candidate of Physics and Mathematics
Lomonosov Moscow State University, Geological Faculty
Leninskie Gory, Moscow 119991, GSP-1, Russia
e-mail: vszakharov@yandex.ru



SEDIMENTS IN THE TERTIARY TANKHOI FIELD, SOUTH BAIKAL BASIN: STRATIGRAPHY, CORRELATION AND STRUCTURAL TRANSFORMATIONS IN THE BAIKAL REGION

S. V. Rasskazov^{1, 2}, N. A. Lyamina³, I. V. Luzina³, G. P. Chernyaeva¹,
I. S. Chuvashova^{1, 2}, M. V. Usoltseva⁴

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

² Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

³ Irkutskgeofizika, Irkutsk, Russia

⁴ Limnological Institute of SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract: Biostratigraphic and lithofacial studies of sediments in the Tankhoi Tertiary field, which evolution reflects transformations of the terrain in the Baikal region at the Oligocene-Miocene, Early-Middle Miocene, Miocene-Pliocene and Early-Late Pliocene transitions. The main part of the field is composed of clastic molassoids formed during 'early orogen' stage in the coastal part of an extensive paleobasin with a slow water current and in shallow lakes of the Mishikha-Klyuevka and Osinovka river paleobasins that formed, respectively, at the Oligocene-Miocene and Early-Middle Miocene boundaries. In the Miocene, as suggested by analyses of malacofauna and diatoms, South Baikal was a major, quite deep paleolake. These water bodies were related in the Miocene as evidenced by the partial similarity of diatom species found in South Baikal and the Tunka valley, as well as the presence of similar endemic fauna species in the sediments. Accumulated coarse, mainly proluvial-alluvial deposits are indicators of the tectonic activity that resulted in a dramatic 'late orogen' increase of contrasting features of the regional terrain.

Key words: Baikal, Miocene, Pliocene, sediments, small mammals, fish fauna, malacofauna, freshwater sponge species, diatoms, leaf flora, palynocomplexes.

Recommended by K.Zh. Seminsky

Citation: Rasskazov S.V., Lyamina N.A., Luzina I.V., Chernyaeva G.P., Chuvashova I.S., Usoltseva M.V. 2014. Sediments in the Tertiary Tankhoi field, South Baikal basin: stratigraphy, correlation and structural transformations in the Baikal region. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (4), 993–1032. doi:10.5800/GT-2014-5-4-0165.

ОТЛОЖЕНИЯ ТАНХОЙСКОГО ТРЕТИЧНОГО ПОЛЯ, ЮЖНОБАЙКАЛЬСКАЯ ВПАДИНА: СТРАТИГРАФИЯ, КОРРЕЛЯЦИИ И СТРУКТУРНЫЕ ПЕРЕСТРОЙКИ В БАЙКАЛЬСКОМ РЕГИОНЕ

С. В. Рассказов^{1, 2}, Н. А. Лямина³, И. В. Лузина³, Г. П. Черняева¹,
И. С. Чувашова^{1, 2}, М. В. Усольцева⁴

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

³ Иркутскгеофизика, Иркутск, Россия

⁴ Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация: Выполнены биостратиграфические и литолого-фациальные исследования осадочных отложений Танхойского третичного поля, в формировании которого отражены перестройки рельефа Прибайкалья, происходившие на рубежах олигоцена–миоцена, раннего–среднего миоцена, миоцена–плиоцена и раннего–позднего плиоцена. Основная часть поля сложена тонкообломочными молассоидами, сформировавшимися на «раннеорогенном» этапе в слабопроточной береговой части обширного палеобассейна и в мелких озерах–старицах Мишихинско-Клюевской и Осиновской речных палеодолин, заложившихся, соответственно, на рубежах олигоцена–миоцена и раннего–среднего миоцена. Из результатов анализа малакофауны и диатомовых водорослей следует, что Южный Байкал представлял собой в миоцене крупное и достаточно глубокое палеоозеро. Частичная общность диатомовых видов Южного Байкала и Тункинской долины, а также присутствие сходной эндемичной фауны в отложениях свидетельствуют о связи миоценовых водоемов этих территорий. Тектоническая активизация, повлекшая за собой резкое «позднеорогенное» увеличение контрастности рельефа, обозначилась накоплением грубообломочных преимущественно пролювиально-аллювиальных отложений.

Ключевые слова: Байкал, миоцен, плиоцен, осадочные отложения, мелкие млекопитающие, ихтиофауна, малакофауна, пресноводные губки, диатомеи, листовая флора, палинокомплексы.

7 октября 2014 г. исполнилось 85 лет со дня рождения одного из выдающихся сибирских геологов второй половины XX века – академика Российской академии наук Николая Алексеевича Логачева. Его научные труды были связаны с изучением различных аспектов кайнозойского континентального рифтогенеза, но всегда преобладало личное устремление к исследованиям осадочных и вулканогенно-осадочных формаций. Мы посвящаем нашу статью об отложениях Танхойского третичного поля светлой памяти Николая Алексеевича.

1. ВВЕДЕНИЕ

Байкальская система впадин имела подчиненное значение по отношению к горным сооружениям, образовавшимся на юге Сибири в позднем кайнозое [Florensov, 1960]. Тем не менее именно в накоплении осадочных и вулканогенно-осадочных толщ во впадинах запечатлена история развития рельефа, что, в конечном итоге, определяет важность литолого-стратиграфических исследований. Работы по истории развития рельефа 1970–1980-х годов [Logatchev, 1972, 1974; Bazarov, 1986; Imetkhenov, 1987; Rezanov, 1988; Skoblo et al., 1994; и др.] были дополнены в последние годы новыми биостратиграфическими, литолого-фациальными и изотопно-геохронологическими данными, свидетельствующими о неравномерном развитии горных хребтов и впадин во времени и пространстве. Проблемы стратиграфии Байкальского региона решались на Витимском плоскогорье с использованием материалов, полученных бурением осадочных и вулканогенно-осадочных толщ. Здесь проводилось калий-argonовое и аргон-argonовое датирование лав стратиграфических подразделений и изучен полный разрез кайнозоя юга Сибири – от пограничных слоев мела–палеогена до четвертичных отложений речных долин. Обозначен ряд из 12 палинокомплексов с выделением разновозрастных характерных доминирующих палинофлор [Rasskazov et al., 2000, 2001, 2007; Chernyaeva et al., 2007; Lyamina et al., 2000, 2005, 2010]. На оз. Байкал выполнен большой объем литологических и биостратиграфических работ по программе «Байкал-бурение»

[Khursevich et al., 2001, 2005; Kashik, Lomonosova, 2006; Kuz'min et al., 2009; и др.].

Важнейшее значение для реконструкций развития новейшей структуры Байкальского региона имеют осадочные отложения Танхойского третичного поля, прослеживающиеся на южном берегу Байкала вдоль подножия хр. Хамар-Дабан, в междуречье Шанхаиха–Мысовка, непрерывной полосой шириной до 8 км (рис. 1, 2). Они перекрывают кору выветривания древних метаморфических образований архея (?) и протерозоя и гранитоидов протерозоя–палеозоя либо контактируют с последними по прибрежному разлому впадины при общем моноклинальном залегании пластов с падением в сторону озера. В кайнозое предполагалась связь пространственно-временного распределения вулканизма Витимского плоскогорья с последовательной активизацией сначала Южнобайкальского, Ципа-Муяканского, а затем – Баргузин-Северобайкальского, Рель-Верхнеангарского и Муя-Удоканского сегментов Байкальской рифтовой зоны [Rasskazov, 1996]. Подчеркивалось значение Южнобайкальской впадины как исторического (палеогенового) ядра Байкальской рифтовой зоны, исходя из структурной роли Селенгинской седловины [Logachev, 2001]. Считалось, что образование впадины Южного Байкала отражено в накоплении миоцен-нижнеплиоценовых толщ, а впадины Северного Байкала – в накоплении среднемиоценовых-нижнеплиоценовых толщ о. Ольхон [Mats et al., 2001, 2011]. По смене минерального состава осадочных отложений в 600-метровой скважине, пройденной на Академическом хребте Среднего Байкала, обращалось внимание

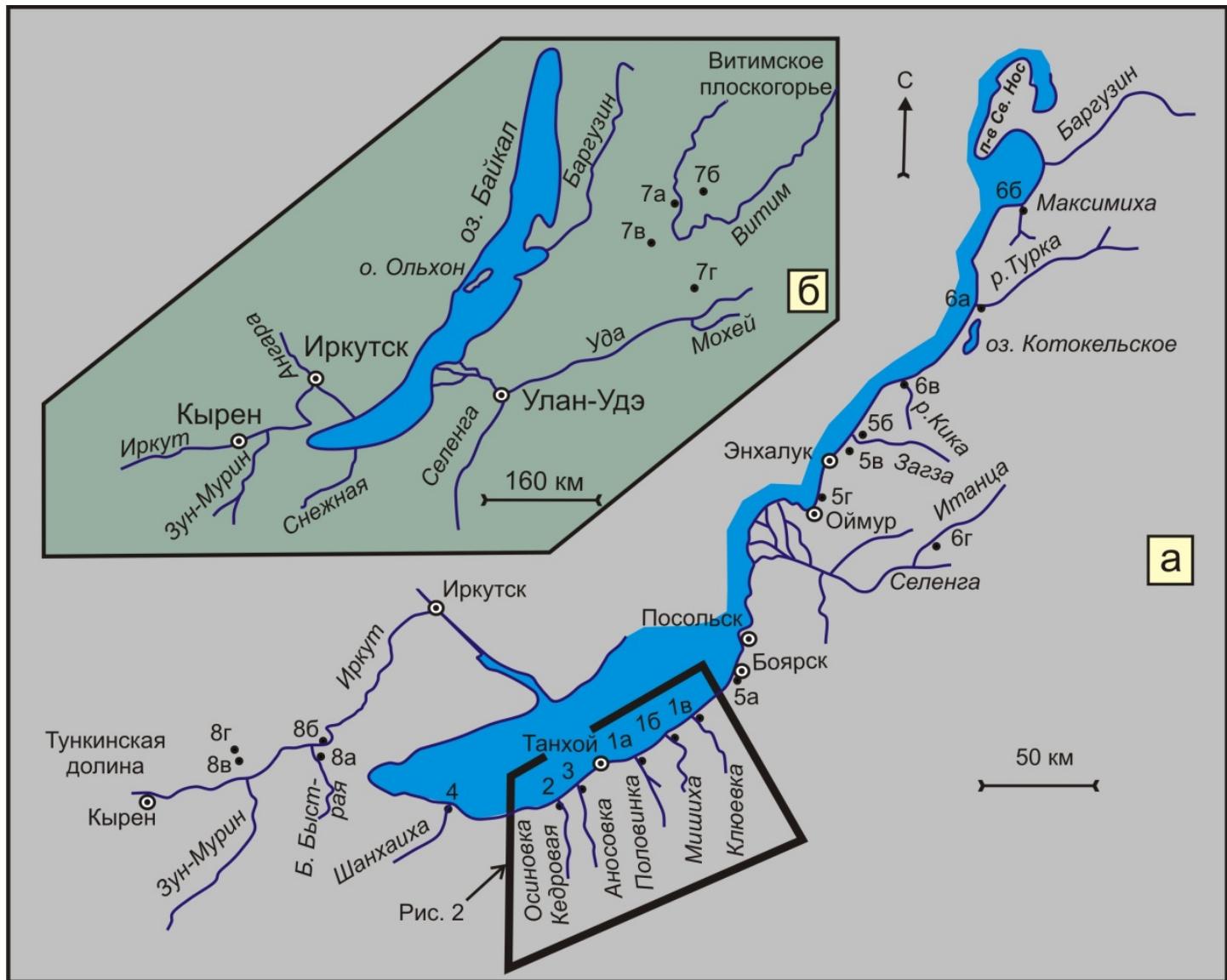


Рис. 1. Схема местоположения стратотипических и опорных разрезов в береговых обнажениях южного побережья Байкала, суходольной Тункинской долины (а) и Витимского плоскогорья (б).

1 – танхойская свита ($N_1-N_1^{1tn}$): 1а – р. Половинка, гипостратотип, 1б–в – реки Мишиха (б) и Клюевка (в), опорные разрезы; 2 – осиновская свита ($N_1^{1-2?}-N_2^{1os}$), стратотип; 3 – аносовская свита (N_2-Q_{E1an}), р. Аносовка, стратотип; 4 – шанхаихинская свита ($N_2^{2-}-Q_{E1sh}$), р. Шанхаиха, стратотип; 5–8 – опорные разрезы Прибайкалья, используемые для корреляций: 5 – совмещенные отложения танхойской и аносовской свит (5а – ст. Боярск, 5б–в – реки Загза и Сухая, 5г – р. Мал. Дулан), 6 – впадины восточного побережья Байкала (6а – Нижнетуркинская, 6б – Максимихинская, 6в – Кика-Завандинская, 6г – Итанцинская), 7 – Витимское плоскогорье (на врезке 6): 7а – джилиндинская свита, р. Джилинда Витимская, стратотип, 7б – хойготская толща, р. Хойгот, 7в – кыджимитская толща, р. Кыджимит, 7г – сосновоозерские слои, оз. Сосновое, 8 – опорные разрезы Тункинской рифтовой долины: 8а – р. Быстрая, 8б – Анчук, 8в – Замараиха, 8г – Хобок. Район Танхойского третичного поля выделен жирным четырехугольником и показан более детально на рис. 2.

Fig. 1. Locations of the stratotypical and reference profiles of the coastal outcrops at the southern shore of Lake Baikal, Tunka basin (a) and Vitim plateau (b).

1 – Tankhoin suite ($N_1-N_2^{1\text{tn}}$): 1a – Polovinka river, hyperstratotype, 16–b – Mishikha (6) and Klyuevka rivers (b), reference sections; 2 – Osinovka suite ($N_1^{1-2?}-N_2^{1\text{os}}$), stratotype; 3 – Anosovka suite ($N_2-Q_{E1\text{an}}$), Anosovka river, stratotype; 4 – Shankhaikha suite ($N_2^{2?}-Q_{E1\text{sh}}$), Shankhaikha river, stratotype; 5–8 – reference profiles of Pribaikalie, which are used for correlation: 5 – superposed sediments of Tankhoin and Anosovka suites (5a – Boyarsk, 56–b – Zagza and Sukhaya rivers, 5r – Maly Dulan river); 6 – basins at the eastern shore of Lake Baikal (6a – Nizhnyay Turka, 66 – Maksimikha, 6b – Kika-Zavanda, 6r – Itantsy), 7 – Vitim plateau (in insert 6): 7a – Dzhilinda suite, Dzhilinda Vitimskaya river, stratotype, 76 – Khoigot stratum, Khoigot river, 7b – Kydzhimit bed, Kydzhimit river, 7r – Sosnovoe Lake beds, 8 – reference profiles of the Tunka rift basin: 8a – Bystraya river, 86 – Anchuk, 8b – Zamaraikha, 8r – Khobok. The area of the Tertiary Tankhoin field, which is marked by the bold quadrangle, is shown in more detail in Figure 2.

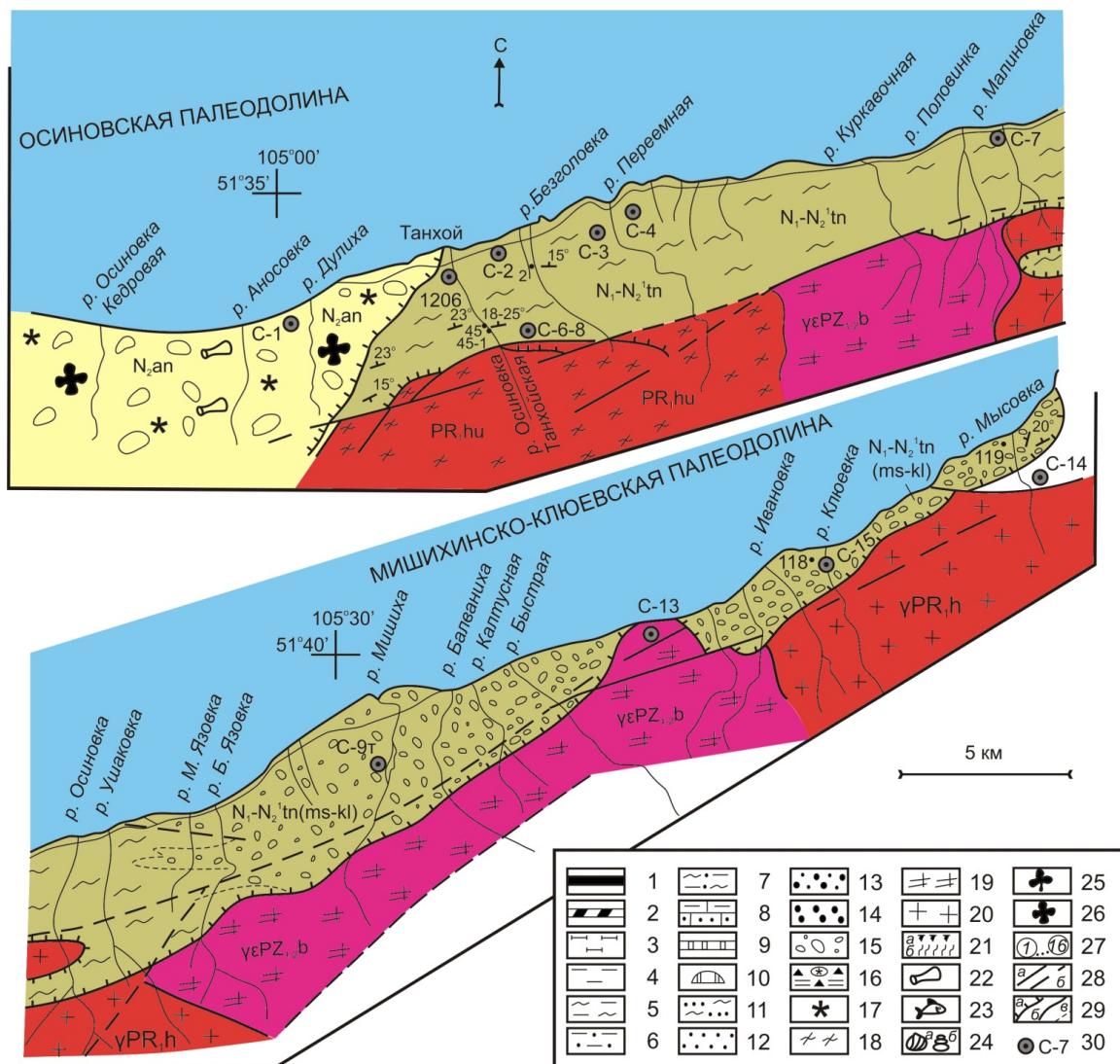


Рис. 2. Схема пространственного распределения свит осадочных отложений Танхойского третичного поля (верхний рисунок представляет собой западную часть территории, нижний – восточную, местоположение см. на рис. 1).

Усл. обозн. к рис. 2–9: 1–17 – осадочные породы: 1 – угли бурые, лигниты, 2 – углистые аргиллиты, 3 – углистые алевролиты и алевриты, 4 – аргиллиты, глины алевритовые, 5 – глинисто-слюдистые алевролиты и алевриты, 6 – песчанистые алевриты и алевролиты, алевритовые пески, 7 – они же, силинослюдистые, 8 – известковистые алевролиты и песчаники, 9 – мергели, 10 – конкреции мергелей, известковистых песчаников, 11 – песчаники и пески мелкозернистые сильнослюдистые. 12 – то же, средне- и крупнозернистые отсортированные, 13 – то же, разнозернистые, гравелистые, 14 – гравелиты, 15 – конгломераты, галечники, 16 – глины синие песчанистые, мусорные, неоднородные (по Г.Б. Пальшину), 17 – охристые, разного гранулометрического состава; 18–20 – породы фундамента: 18 – гнейсы и сланцы хангарульской серии PR₁hu, 19 – граниты, гранитогнейсы хамардабанского комплекса γPR₁h, 20 – граниты, граносиениты, гранодиориты баргузинского комплекса γεPZ₁₋₂b; 21 – кора выветривания: а – остаточная, б – переотложенная; 22–26 – ископаемые органические остатки: 22 – кости позвоночных, 23 – рыбы, 24 – моллюски: а – двустворки, б – гастроподы, 25 – листовая флора, 26 – диатомовые водоросли; 27 – цифрами в кружках на разрезах показаны литологически разные пласти и пачки терригенных пород; 28 – разломы: а – достоверные, б – предполагаемые; 29 – границы: а – несогласного залегания отложений, б – с нормальным стратиграфическим контактом, в – внутри стратона; 30 – скважина и ее номер.

Fig. 2. Spatial distribution of sediment formations on the Tertiary Tankhoi field (top – the western part of the territory; bottom – the eastern part; see locations in Figure 1).

Legend to Figures 2 to 9: 1–17 – sedimentary rocks: 1 – brown coal, lignite, 2 – carbonaceous argillite, 3 – carbonaceous aleurolite and aleurite, 4 – argillite, aleuritic clay, 5 – clayey-micaceous aleurolite and aleurite, 6 – sandy aleurolite and aleurolite, aleuritic sand, 7 – same rocks with high content of mica, 8 – calcareous aleurolite and sandstone, 9 – mergel, 10 – concretions of mergel and calcareous sandstone, 11 – sandstone and fine sand with high content of mica, 12 – same rocks, medium- and coarse-grained, sorted, 13 – same rocks, varying in grain size, gravelly, 14 – gravelite, 15 – conglomerate, gravel, 16 – blue sandy clay, dirty, with irregular composition (after G.B. Pal'shin), 17 – ochreous, with different particle sizes; 18–20 – basement rocks: 18 – gneiss and schist of Khangarul series PR₁hu, 19 – granite, granite gneiss of Khamardaban complex γPR₁h, 20 – granite, granosyenites, granodiorites of Barguzin complex γεPZ₁₋₂b; 21 – weathering crust: a – residual, b – redeposited; 22–26 – organic fossils: 22 – bones of vertebrates, 23 – fish, 24 – molluscs: a – anaysiaria, b – gastropods, 25 – leaf flora, 26 – diatoms, spores and pollen; 27 – in profiles, numbers in circles refer to lithologically different beds and units of terrigenic rocks; 28 – faults: a – confirmed, b – assumed; 29 – boundaries: a – unconformity, b – normal stratigraphic contact, c – inside the straton; 30 – well and its number.

на структурную перестройку во второй половине позднего миоцена около 7–8 млн лет назад [Kashik, Lomonosova, 2006].

Для выявления характера развития Южнобайкальской впадины в настоящей работе выполнены комплексные биостратиграфические и литолого-фациальные исследования осадочных отложений Танхойского третичного поля и проведены региональные корреляции изученных стратонов. Сведения об отложении Танхойского третичного поля рассеяны по многочисленным публикациям и производственным отчетам, большинство из которых в настоящее время недоступно, поэтому необходимо прежде всего привести систематическое изложение имеющихся данных и обозначить на этой основе главные рубежи структурных перестроек в центральной части Байкальского рифта. Задача детализации и уточнения возраста кайнозойских стратотипов Танхойского третичного поля решалась при корреляции стратонов кайнозоя Южнобайкальской впадины, впадин Тункинской рифтовой долины и дельты р. Селенга. По материалам авторов и заключениям специалистов разного профиля принята следующая стратиграфическая схема территории:

П а л е о г е н

Эоцен-верхнеолигоценовые отложения (палеогеновые образования не рассматриваются ввиду фрагментарности и эпизодичности выходов среди отложений Танхойского поля. Непрерывный разрез эоцена (?) – олигоцена вскрыт глубокими скважинами в дельте р. Селенга) – горизонт синих неоднородных песчанистых глин (локально).

(Перерыв, кора выветривания каолинитовая, каолинит-монтмориллонитовая).

Н е о г е н

Танхойская свита – (миоцен – нижний плиоцен), два типа разреза: танхойский ($N_1-N_2^1tn$) и мишихинско-клюевский ($N_1-N_2^1tn(ms-kl)$).

Осиновская свита – $N_1^{1-2^2}-N_2^1os$ (ранний-средний? миоцен – нижний плиоцен).

(Перерыв, кора выветривания монтмориллонит-каолинитовая под обоими стратонами).

Аносовская (охристая) свита – $N_2-Q_{E1}an$ (плиоцен – эоплейстоцен?).

Шанхаихинская свита – $N_2^{2-3}-Q_{E1}sh$ (средний-верхний плиоцен – эоплейстоцен?).

(Перерыв, кора выветривания).

Близкие по возрасту разнофациальные терригенные образования миоцена – нижнего плиоцена рассмотрены в составе танхойской и осиновской свит, объединяющихся в танхойский региональный стратиграфический горизонт. В.Д. Мац и др. [Mats et al., 2011, табл.] рассматривали в составе танхойского регионального корреляционного горизонта синхронные стратоны Южного и Среднего, а также Северного (Приольхон-

ского и др.) Байкала. Соответственно, плиоцен-эоплейстоценовые (?) отложения аносовской и шанхаихинской свит отнесены к аносовскому горизонту. Оба горизонта, выделенные нами прежде в коротком сообщении [Rasskazov et al., 2010a], охарактеризованы ископаемыми органическими остатками: ихтиофауной, малакофауной, пресноводными губками, наземной флорой, комплексами палинофлоры и диатомовых водорослей. В осадках аносовского горизонта во многих разрезах определены мелкие млекопитающие.

2. ТАНХОЙСКИЙ ГОРИЗОНТ: ТАНХОЙСКАЯ И ОСИНОВСКАЯ СВИТЫ

2.1. ТАНХОЙСКАЯ СВИТА В СТРАТОТИПИЧЕСКОЙ МЕСТНОСТИ

Танхойская свита получила название по железнодорожной станции Танхой, но фактически в ее окрестностях имеются лишь фрагментарные выходы угленосных неогеновых отложений и к тому же слабо палеонтологически охарактеризованные.

В опубликованных работах и производственных отчетах до сих пор нет однозначного толкования первичного разреза стратотипа танхойской свиты. В легенде Селенгинской серии геологических карт [Bal-khanov et al., 2000; Fishev, 2006] называли стратотипом танхойской свиты отложения, вскрытые скв. № 1207 близ ст. Танхой Г.Е. Рябухиным [Ryabukhin, 1935]. Скважина прошла угленосные отложения этой свиты до 420.6 м, углубившись в толщу биотитовых гнейсов (AR(?)–PR) [Naletov, 1961a, 1961b]. Многие ученые считали стратотипом свиты фрагментарный разрез по р. Осиновка-Танхойская [Mats et al., 2001; Mashchuk, Akulov, 2012].

Очевидно, что первичный разрез отложений угленосной свиты (ранее «танхойской фации», по Г.Б. Пальшину) по скв. 1207 (1935 г.) и доступный для широкого изучения разрез по р. Осиновка-Танхойская позволяют в совокупности считать составной разрез свиты у ст. Танхой лектостратотипом.

Танхойский горизонт (нижний миоцен – нижний плиоцен) объединяет многочисленные разрезы танхойской свиты, детально изученные в стратотипической местности Танхойского поля по долинам рек вдоль южного побережья Байкала авторами настоящей статьи и другими геологами. В составе горизонта рассматривается также осиновская свита, выделенная в западной части Танхойского поля [Mats, 1985; Mats et al., 2001]. За пределами Танхойского поля разрезы (и их фрагменты) литологически подобных алеврито-глинисто-углистых синхронных отложений широко распространены в юго-восточной и восточной частях байкальского побережья. К танхойскому горизонту отнесены также биостратиграфически датированные разрезы по скважинам в верхней подтолще дельты р. Селенга и во впадинах Тункинской рифтовой долины.

2.1.1. Гипостратотип танхойской свиты р. Половинка

Наиболее представительный разрез танхойской свиты изучен в береговых обнажениях р. Половинка (в 14 км восточнее ст. Танхой). Здесь находится единственное крупное местонахождение ископаемой фауны регионального и межрегионального значения. Этот разрез принят нами в качестве гипостратотипа танхойской свиты [Stratigraphic Code, 1997; Additions..., 2000]. Обнажения изучены по обоим берегам реки. Падение слоев в разрезе северо-северо-западное, редко северо-восточное (простирание 10–20°) под углами 15–20°, на отдельных участках – до 40° (рис. 3).

Далее мы приводим полную характеристику гипостратотипа.

По правобережью р. Половинка стратиграфически низкие слои свиты в обн. 185 представляют (снизу):

1. Песчаники светло- и темно-серые мелкозернистые и среднезернистые, отсортированные среднесцементированные кварц-полевошпатовые слюдистые. Слоистость пологоволнисто-горизонтальная за счет тонкозернистых глинистых алевропсаммитов и растительного детрита. Роль последнего возрастает снизу вверх с возрастанием доли песчаников и песков с пропластками углистых алевролитов. Мощность 4.0 м.

2. Песчаники серые среднезернистые хорошо отсортированные очень плотные массивные с сидеритовым цементом, образованные плотно прилегающими конкрециями с обломками обугленной древесины. Мощность 0.6 м.

3. Алевролиты серые сильноглинистые с нарастающим содержанием растительных остатков, что как бы подготавливает появление пропласти угля (0.15 м). В подошве слоя залегают коричневато-бурые лигнито-подобные породы. Угли матовые, характеризуются штриховато-полосчатой текстурой, выраженной слойками блестящего угля и углистых аргиллитов. Мощность 1.0 м.

4. Алевролиты углисто-слюдисто-глинистые в перемежаемости с алевритовыми и тонкозернистыми песками. Слойчатость обычно слабо-волнисто-горизонтальная, реже – косая. Мощность 2.5 м.

Описанные отложения прослеживаются в обрыве коренного берега на протяжении 30 м и далее вплоть до обн. 186. Здесь, вблизи уреза воды, расчисткой вскрыты алеврито-слюдистые глины, у кровли – угли мощностью ~0.5–1.0 м. Ниже по течению (80–90 м) многократно встречаются свалы алевритовых и песчаных сидеритов и мергелей. Те и другие содержат многочисленные раковины гастропод и более редкие остатки двустворчатых моллюсков – унионид. Ракушняковые конкреции, несомненно, были вмещены в ту же алеврито-мелкопсаммитовую толщу.

В обн. 102–103, в обрыве коренного берега высотой 15 м, вскрыты (снизу):

1. Алевритовые песчаники голубовато-серые. Горизонтальная слоистость подчеркнута идеально отсорти-

рованными слюдистыми песками. Верхняя граница резкая. Мощность 3.0 м.

2. Угольный пласт с коричневато-бурыми лигнито-подобными породами в основании. Мощность 1.8 м.

3. Алевролиты голубовато-серые песчанистые и песчаники алевритовые отсортированные. Количество тонкодисперсного углистого вещества вверх постепенно убывает. Мощность 3.5 м.

4. Угли и углистые аргиллиты. Верхняя граница нечеткая. Мощность 1.5 м.

5. Алевролиты темно-серые сильноуглистые, а также серые слюдисто-глинистые тонкоплитчатые до листоватых, местами напоминающие песчано-глинистые «сланцы». Тончайшая, почти микроскопическая слойчатость обусловлена ориентированным расположением чешуек слюды. Мощность 4.0 м.

Далее вниз по течению (через 50 м) разрез по-прежнему наращивается тонкозернистыми глинистыми сортированными породами, подобными описанным. В обн. 104 установлены (снизу):

1. Алевролиты и алевритовые песчаники правильно-плитчатые тесно перемежающиеся. Слойчатость выражена присутствием углисто-слюдистого материала мощностью 0.5–1.5 см. Ей подчинены маломощные (2.0–3.0 см) косые серии. В верхней половине пачки в этих сериях участвуют тонкие пропласти желтовато-серых слабосцементированных мелкозернистых песчаников и песков, значение которых вверх увеличивается. Мощность около 6.0 м.

2. Угли. Мощность 0.5 м.

3. Песчаники голубовато-серые от тонко- до среднезернистых, очень хорошо сортированные плотные, известковистые, с раковинами гастропод и двустворок – унионид. По слою чередуются участки с массивной и пологоволнисто-горизонтальной, местами косо-слойчатой текстурой. У кровли более известковистые алевропесчаники насыщены раковинами унионид. Мощность 3.5 м.

4. Алевролиты темно-серые и серые глинисто-слюдистые в тонком переслаивании с равномерно-тонкозернистыми песками. Рисунок слоистости сложен: сочетает элементы прерывистой волнисто-горизонтальной, линзовидной, а также волнисто-косой слоистости. У кровли возрастает количество тонкодисперсного углистого вещества. Мощность 1.3 м.

5. Угли монотонные, плитчатые, связаны плавными переходами с сильноуглистыми аргиллитами. Текстура штриховато-ребристая. Мощность 2.0 м.

6. Алевролиты и алевритовые песчаники, тесно перемежающиеся, волнисто-горизонтально-слоистые. В верхней части пачки среди них появляются слюдистые пески с караваеобразными конкрециями песчанистых известняков, а также пропластками углей. Мощность – не менее 6.0 м.

Стратиграфически и гипсометрически выше пачки 6 сквозь осыпи и оплывины наблюдается угольный пласт (0.6–0.8 м), пачка алевролитов – мелкозернистых

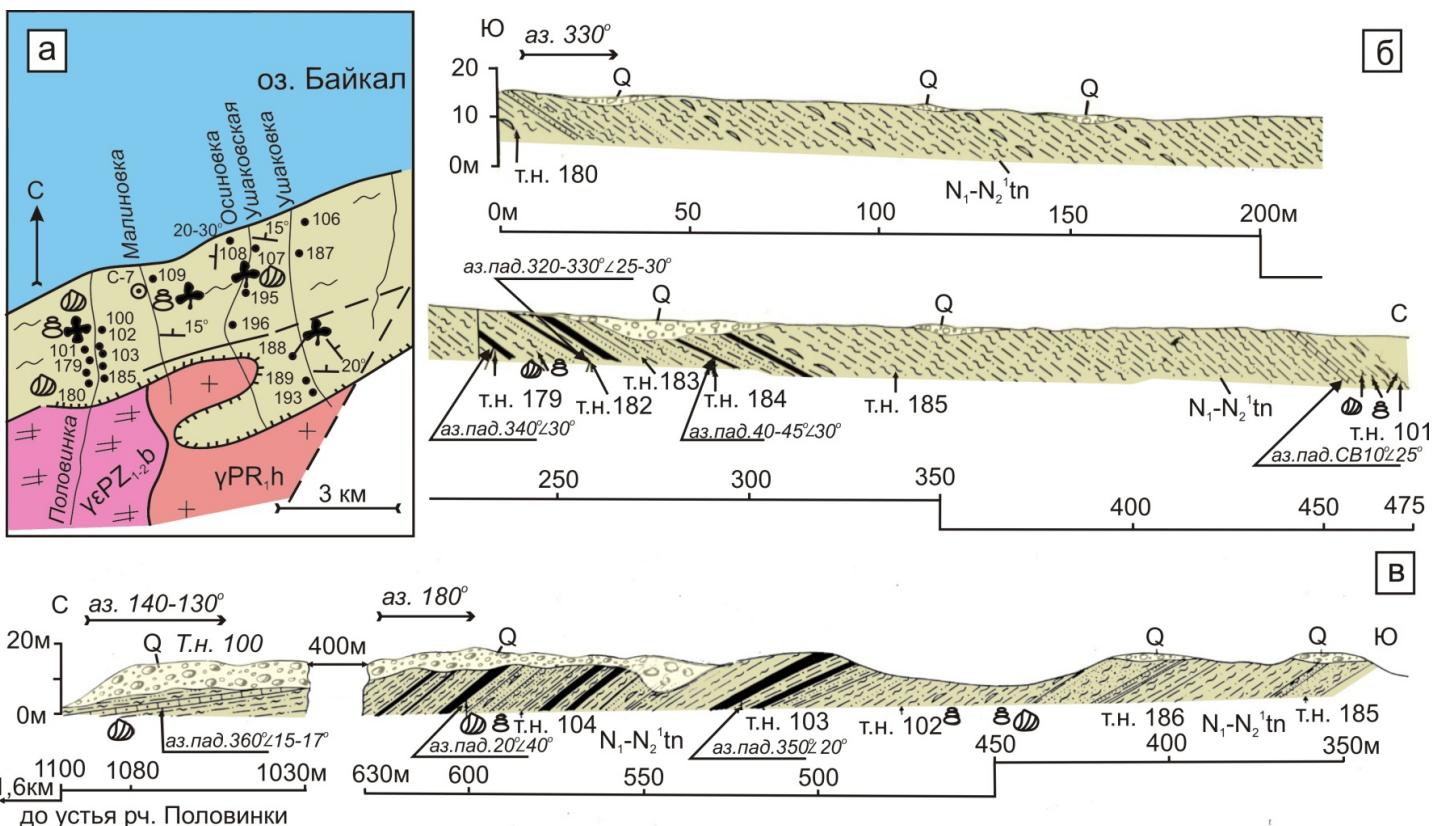


Рис. 3. Разрез и схема опробования гипостратотипа танхойской свиты на р. Половинка и в соседних речных долинах.

Точки наблюдений: *а* – в плане; *б* – в разрезе по левобережью р. Половинка, *в* – в разрезе по ее правобережью (см. описание точек наблюдений в тексте). Усл. обозн. см. на рис. 2.

Fig. 3. The profile and sampling scheme of hypostratotype of the Tankhoy suite at the Polovinka river and neighbouring river valleys.

Observation points: *a* – in plan, *b* – in the profile at the left bank of the Polovinka river, *c* – in the profile at the right bank of the Polovinka river (the observation is described in the text). See the legend in Figure 2.

песчаников (2.0 м) и последующий угольный пласт (1.2–1.5 м), подстилающий слои алевритов – алевропесчаников.

После перерыва в наблюдениях (0.4 км) в обн. 100 изучена последовательность (снизу):

1. Песчаники слюдисто-глинистые, отсортированные, мелкозернистые и алевритовые. Тончайшие (доли мм) слюдистые пропластки подчеркивают слойчатость, обычно правильную, горизонтальную, иногда осложненную мелкими пологими изгибами слойков, но местами и косую, однонаправленную, в том числе веерную. И в тех, и в других сериях наблюдаются систематические «сгущения» слойков. Степень цементации осадков средняя до слабой, но повсеместно выше стадии уплотненного песка. Мощность (видимая) 1.6 м.

2. Песчаники серые, среднезернистые, сортированные, очень плотные известковистые с раковинами разнообразных унионид (в том числе гигантских анонтов). Породы имеют массивное сложение. Иногда в них выражена тонкая горизонтальная слойчатость в

виде микропропластков обугленного растительного детрита. Мощность 1.5–2.0 м.

3. Алевролиты и алевритовые песчаники, серые и темно-серые, среднесцементированные, слюдисто-глинистые, преимущественно правильно горизонтально-, реже – перекрестно-полосчатые. В литифицированной алевритовой пачке имеются пропластки сильноглинистых песков. Мощность (видимая) 3.0 м.

Неогеновая толща несогласно перекрыта валунно-глыбовыми отложениями оз. Байкал. Валуны, глыбы и гальки гранитов, диоритов, гнейсов 2-го, чаще 3-го и даже 4-го класса окатанности. Заполняющая масса представлена «слабыми» мелкими конгломератами и галечниками с примесью материала песчаных и гравийных фракций. Остаточная мощность 4–5 м. У обн. 100 и несколько выше по течению в современном аллювии р. Половинка особенно много переотложенных обломков сидеритов, известняков и мергелей с массой разнообразных гастропод.

По левобережью р. Половинка фрагментарно вскрыты отложения на тех же уровнях, что и в обры-

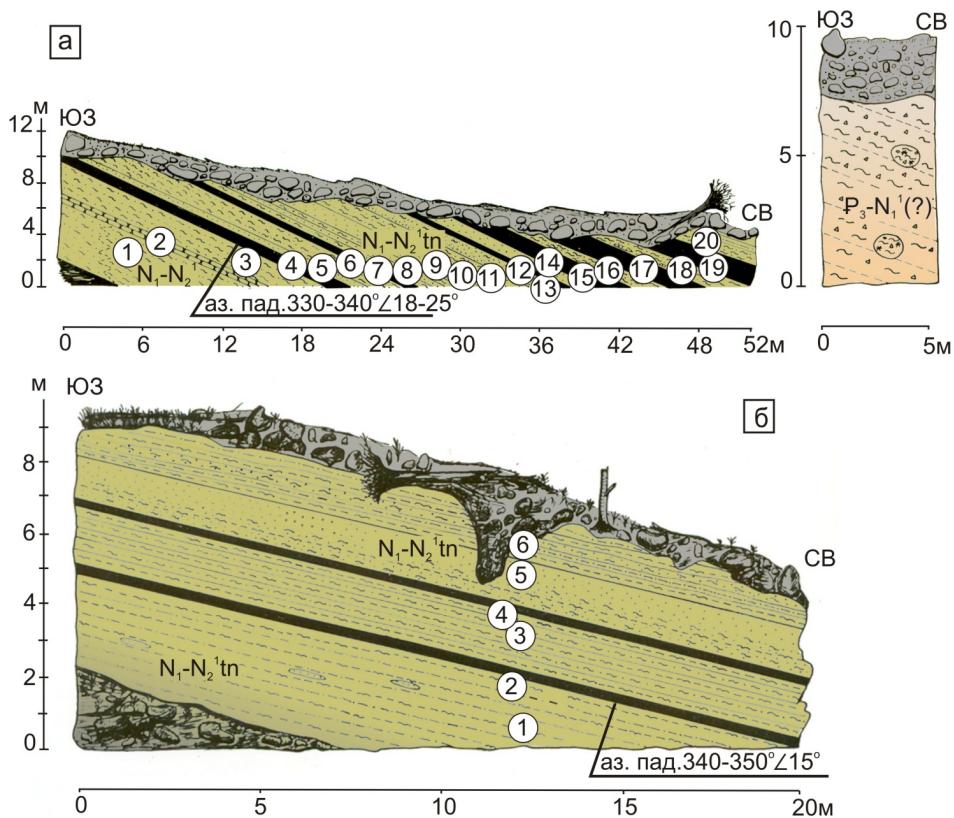


Рис. 4. Разрезы нижней части танхойской свиты и дотанхойских «синих глин» с рухляковыми обожренными обломками пород фундамента: *а* – левобережье р. Осиновка Танхойская, обн. 45(1) слева и 45(2) справа; *б* – то же средней части свиты, левобережье р. Безголовка, обн. 2. Усл. обозн. см. на рис. 2.

Fig. 4. Sections of the lower part of the Tankhoi suite and pre-Tankhoi 'blue clays' with marlaceous ocherized fragments of basement rocks: *a* – the left bank of the Osinovka Tankhoiskaya river, outcrops 45(1) (left) and 45(2) (right); *b* – same at the middle part of the suite, the left bank of the Bezgolovka river, outcrop 2. See the legend in Figure 2.

вах правобережья, а частично разрез наращивается вниз подобными осадочными отложениями. Слои в обн. 101 непосредственно подстилают нижнюю пачку обн. 102. Здесь установлены (снизу):

1. Алевритовые песчаники, голубовато-серые, плитчатые, с тонкими углистыми пропластками. Последние периодически сближаются. В целом же их количество нарастает снизу вверх. У кровли породы сильноуглистые, с тонкими глинистыми слойками. Мощность 1.2 м.

2. Песчаники серые, тонкозернистые, слюдисто-глинистые, полимиктовые. Цементация осадков средняя либо слабая. В них содержатся крупные кара-ваеобразные конкреции плотных известковистых алевролитов и мергелей. Подобно вмещающим отложениям, тела конкреций пронизаны волнисто-горизонтально-слойчатыми сериями. Многие конкреции включают массу ископаемых гастропод и единичные униониды. Мощность 2.0 м.

Указанные разновидности отложений (нередко с остатками фауны) прослеживаются и стратиграфически ниже (выше по течению реки). Обращает на себя внимание хаотичное расположение окаменелостей

внутри песчаных прослоев – макушками и вверх, и вниз, а также под углом к напластованию. Это свидетельствует об автохтонном типе захоронений. Подобное расположение фауны наблюдалось также в обн. 179 и др.

Общая мощность свиты по обоим берегам реки составляет до 500 м.

2.1.2. Танхойский и мишихинско-клюевский типы разрезов

В составе танхойской свиты установлено два типа разрезов, соответствующих фациальным комплексам Г.Б. Пальшина [Pal'shin, 1955] – танхойскому и объединенным между собой мишихинскому и клюевскому – мишихинско-клюевскому [Logatchev, 1972; Skoblo et al., 1981]. Танхойский тип разреза («фация») обнажен в береговых обрывах р. Половинка, на междуречье Осиновка Танхойская – Мал. Язовка. Другие опорные разрезы в стратотипической местности мощностью до 100 м более фрагментарны (реки Осиновка-Танхойская, Ушаковка, Осиновка-Ушаковская, Малиновка и др.) (рис. 4–6). Эти разрезы и разрез скв. 1р, пробуренной в 90-е годы ПГО «Сосновгеология» на левом во-

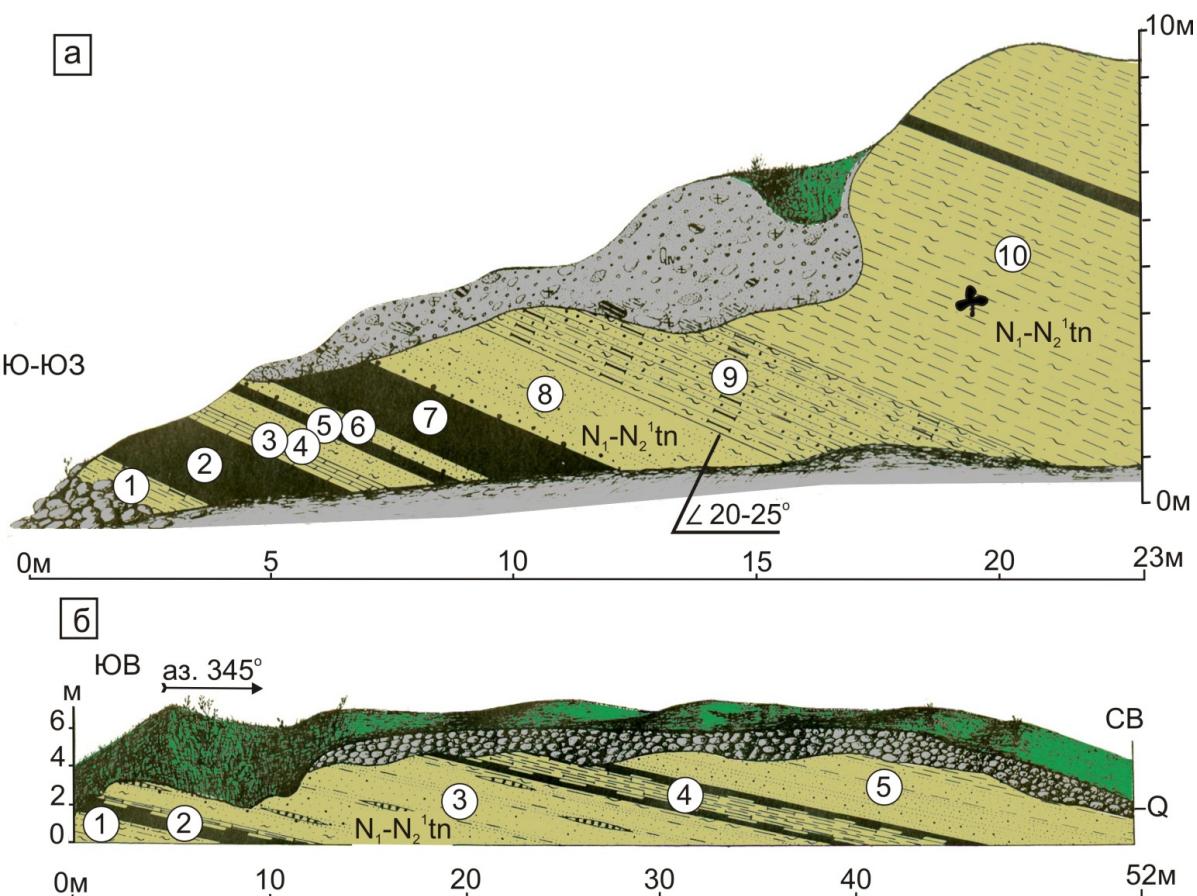


Рис. 5. Разрезы нижней (а) и средней (б) частей танхойской свиты (танхойский тип разреза): а – верховья левого развилка р. Ушаковка, б – правобережье р. Осиновка-Ушаковская. Усл. обозн. см. на рис. 2.

Fig. 5. Sections of the bottom (a) and middle (b) parts of the Tankhoy series (Tankhoy type section): a – the upper course of the left Y-part of the Ushakovka river, b – the right bank of the Osinovka Ushakovskaya river. See the legend in Figure 2.

доразделе р. Половинка, дополняют в основном среднюю угленосную часть разреза танхойской свиты. Мощность пластов бурых углей в разрезе по р. Половинка составляет до 2 м и более. В других опорных разрезах страторегиона танхойской свиты мощности угольных пластов колеблются от 0.6 до 7.0 м [Strugov, Mazilov, 1975]. Наибольшая угленасыщенность свойственна танхойскому типу разреза свиты, примыкающему к западной части хр. Хамар-Дабан [Naletov, 1961a, 1961b].

Сравнительно крупный фрагмент разреза свиты танхойского типа изучен по р. Ушаковка, в береговых обнажениях которой находятся угленасыщенные флористически охарактеризованные слои и пачки алевролитов и алевропесчаников (см. рис. 5). В.П. Крылов отнес к танхойской толще песчаниково-алевролитовую часть разреза по скв. 7 (устье р. Малиновка) в интервале глубин 111.0–73.0 м [Krylov et al., 1974].

Отложения танхойского типа разреза свиты имеют озерный генезис, о чем свидетельствует лимнофильный характер ископаемых моллюсков. Монотонность осадков этого типа разреза на большой площади, а

также захоронение массы цельных листьев наземных береговых растений указывают на стабильное существование озера бассейна и мелководность в его прибрежной части. В разрезах перемежаются болотные, застойно-озерные (углисто-алеврито-глинистые) и проточно-озерные (алеврито-мелкопесчаные) осадки. В разрезах по рекам Бол. и Мал. Язовка отмечено понижение степени сортировки осадков танхойской свиты с появлением в алевритовых породах крупнопесчано-гравийной примеси. Танхойский тип разреза постепенно сменяется мишихинско-клюевским (рис. 6).

Мишихинско-клюевский тип разреза танхойской свиты составной. Опорным (хотя довольно фрагментарным) является разрез по правобережью р. Мишиха, вскрытый в боковых оврагах. Изучен алеврито-глинисто-мелкопесчаный разрез с отдельными пластами гравийных песков и разнозернистых песчаников, мощностью 56 м. Для пачек 9 (мощность 4.5 м) и 12 (мощность 8.5 м) установлен русловой генезис осадков (рис. 7).

Вблизи кровли нижнего пласта пачки 12 разнозернистые косослоистые песчаники включают прослой

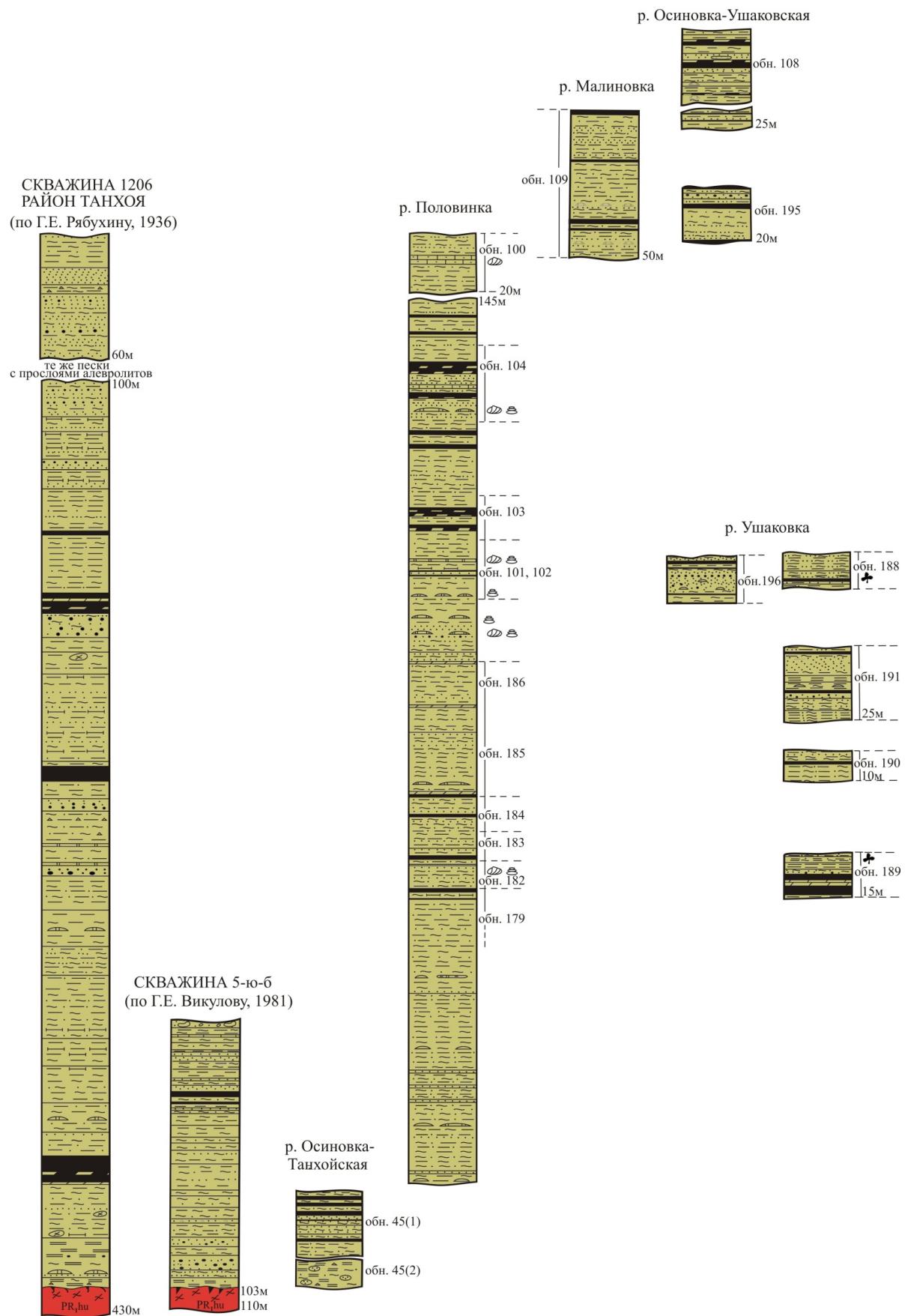


Рис. 6. Схема сопоставления отложений танхойской свиты (танхойский тип разреза) на междуречье Осиновка-Танхойская – Ушаковка. Усл. обозн. см. на рис. 2.

Fig. 6. The correlation scheme of sediments of the Tankhoi suite (Tankhoi type section) in the area between the Osinovka-Tankhoi and Ushakovka rivers. See the legend in Figure 2.

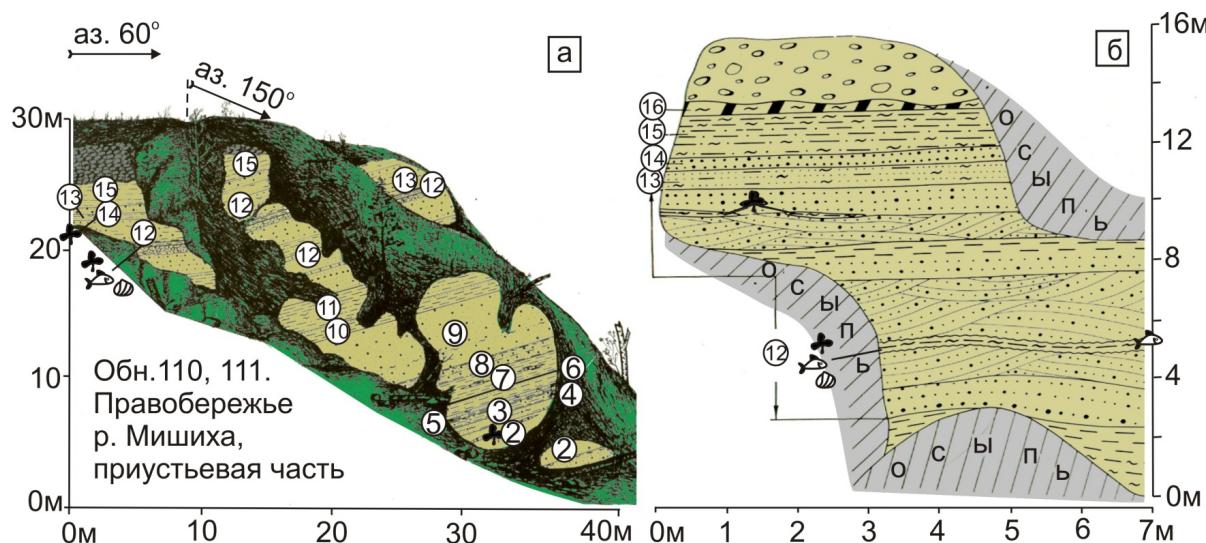


Рис. 7. Зарисовки разрезов танхойской свиты мишихинско-клюевского типа, местонахождения ихтиофауны: а – правобережье р. Мишиха, приусьевая часть (междуречье Мишиха–Балваниха); б – верхний фрагмент обнажения с местонахождением флоры и фауны (обн. 110, 111). Усл. обозн. см. на рис. 2.

Fig. 7. Drawn profiles of the Tankhoi suite of the Mishikha-Klyuevka type, and locations of fish fauna: а – the right bank of the Mishikha river, mouth part (the area between Mishikha and Balvanikha rivers); б – the upper fragment of the outcrop and locations of flora and fauna (outcrops 110 and 111). See the legend in Figure 2.

глинистых алевролитов (0.2 м), насыщенных цельными остатками мелких форм рыб и костями крупных рыб (жаберные крышки, ребра и др.). Здесь же присутствуют остатки листьев широколиственных древесных пород хорошей сохранности. У кровли прослоя в тонкослоистых алевропесчаниках содержатся раковины двустворчатых моллюсков (определения В.М. Скобло [Skoblo *et al.*, 1981]): *Limnocyrena bicalensis* (Ramm.), *L. fogeli* (Ramm.), *Sphaerium cf. Corneum* (Lingh.).

Ниже, по правому борту долины р. Мишиха, имеются выходы других фрагментов разреза танхойской свиты, дополняющих разрез с фауной (рис. 8). Наряду с песчано-гравийными пачками, в них присутствуют пласти углей и углистых аргиллитов мощностью от 0.25 до 0.7 м. В скв. 9–Т на левобережье устья р. Мишиха [Krylov *et al.*, 1974] вскрыт безугольный разрез свиты: в глубинном интервале 133.0–90.5 м – разнозернистые песчаники; в интервале 90.5–18.5 м – аргиллиты и слюдистые глины.

В карьере между реками Бол. и Мал. Язовка разрез представлен тремя ритмично сложенными трансгрессивными пачками алевро-псаммито-псефитового состава. Мощности пачек снизу: 14.6; 6.5 и 13.0 м. Подобные пачки фрагментарно обнажены и по долинам обеих рек. В правом борту р. Мал. Язовка обнажена мощная пачка (до 52.0 м) переслаивающихся отсортированных глинистых алевропесков, разнозернистых олигомиктовых песков, косослоистых гравелитов и гравийных песков. Азимут падения слоев 300° на северо-запад, угол 20–25°. В обнажениях наблюдается

постепенный переход от танхойского типа разреза к мишихинско-клюевскому.

Разрезы клюевской «фации» изучены по побережью Байкала (низовья рек Ивановка, Клюевка, Бол. и Мал. Осиновка, Мысовка) (рис. 2, 9, а, б). Все разрезы охарактеризованы палиноспектрами позднего миоцена – раннего плиоцена. Разрез в левом борту долины р. Клюевка, в карьере в 100 м к юго-западу от железнодорожного моста (рис. 9, а), обнажает пачку (5.5 м) переслаивания зеленовато-серой песчанистой глины и алевропесков с песками мелкозернистыми, светло-серыми, почти однородно кварцевыми. Отмечаются маломощные (до 0.35 м) пропластики лигнитов. В 550 м вверх по левобережью р. Клюевка (в междуречье Клюевка–Мысовка) (рис. 9, б) обнажена алевритопесчаная пачка с пропластиками углистых аргиллитов и углей. Присутствуют крупные фрагменты углефицированной древесины. Падение слоев в сторону озера (азимут 330°, угол 15–17°).

У западной окраины города Бабушкин в карьере наблюдаются алевритовые пески зеленовато-серые с линзами лигнитов (мощность слоя 1.3 м). Выше залегают пески светло-серые олигомиктовые мелкозернистые, косоволнистые за счет пропластков крупного песка и гравия. Отмечаются мелкие гальки кварцитов и метаморфических сланцев (мощность 1.4 м). Песчаный слой перекрыт глинистыми плитчатыми алевролитами и алевропесчаниками, сходными с таковыми в разрезах по р. Мишиха. В окрестностях г. Бабушкин в скв. 17 [Krylov *et al.*, 1974] вскрыты темно-серые глинистые песчаники (интервал глубин 70.0–63.5 м) и

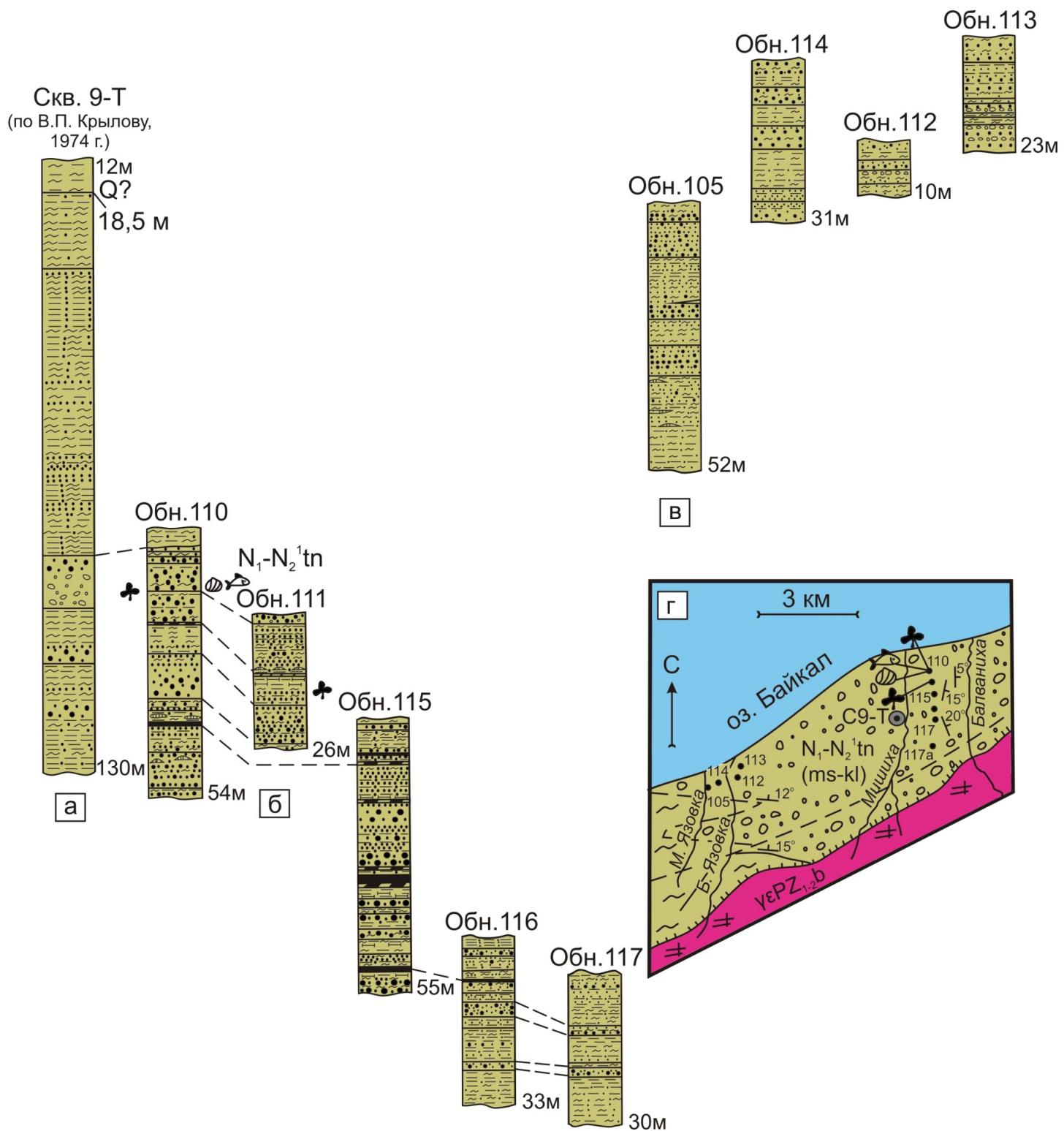


Рис. 8. Сопоставление отложений разрезов танхойской свиты (мишихинско-клюевский тип): а – левобережье р. Мишиха; б – междуречье рек Мишиха–Балваниха; в – междуречье Бол. и Мал. Язовки и правобережье Бол. Язовки; г – местоположение обнажений. Усл. обозн. см. на рис. 2.

Fig. 8. Correlations of sediments in sections of the Tankhoi suite (Mishikha-Klyuevka type): а – left bank of the Mishikha river; б – area between Mishikha and Bolvanikha rivers; в – area between Bolshaya and Malaya Yazovka rivers and the right bank of Bolshaya Yazovka river; г – locations of outcrops. See the legend in Figure 2.

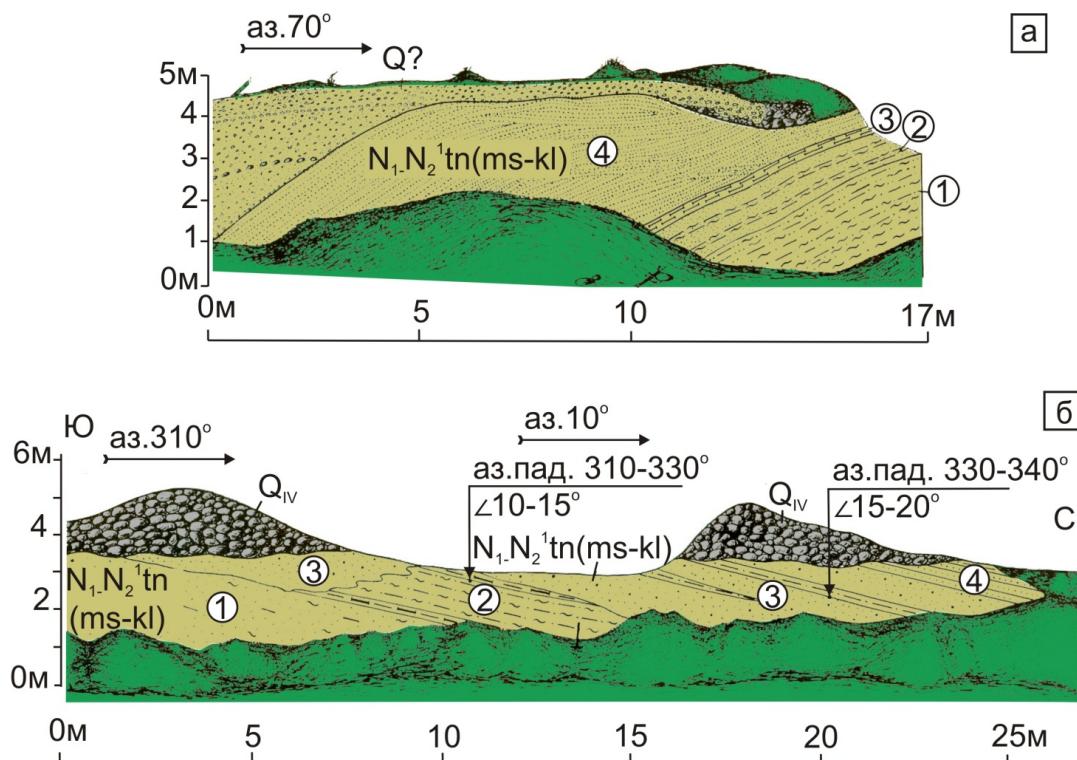


Рис. 9. Зарисовки разрезов мишихинско-клюевского типа танхойской свиты: а – левобережье р. Клюевка в приусьевой части (карьер, обн. 118); б – междуречье Клюевка–Мысовка (обн. 119). Усл. обозн. см. на рис. 2.

Fig. 9. Drawn sections of the Mishikhin-Klyuevka type of the Tanhoy suite. а – left bank of the Klyuevka river at the near-river-mouth part (open pit, outcrop 118); б – area between Klyuevka and Mysovka rivers (outcrop 119). See the legend in Figure 2.

выше – зеленовато-серые алевролиты с пропластками аргиллитов (интервал глубин 63.5–18.0 м). В скв. 15 левого водораздела р. Клюевка на гранитном фундаменте вскрыта пачка алевролитов и аргиллитов в частом переслаивании с пластами бурого угля (интервал глубин 70.0–35.3 м). Выше следуют песчаники и пески мелконеравнозернистые светло-серые (интервал глубин 35.3–15.8 м) и затем – алевролиты (интервал глубин 15.8–10.0 м).

Общая мощность отложений мишихинско-клюевского типа разреза танхойской свиты составляет до 425 м. Характерные черты этого стратона определяются генезисом его осадков: пески и песчаники образуют мощные пласти и пачки, они более крупнозернистые и хуже отсортированные, в алевритопесчаных породах почти повсеместно присутствует гравийная примесь, а также галечно-гравийные прослои и линзы.

В русловых осадках отмечены серии ритмичной косой слоистости, размывы в основании пластов, присутствие окатышей почти синхронных им алевролитов и глин. При достаточной полноте разрезов представлены развитые трехчленные ритмы. Проточно-реже застойноозерные слои и пачки, парагенетически связанные с русловым аллювием, рассматриваются в качестве пойменных образований аллювиального типа.

Варьирующееся и подчиненное значение имеют проливиальные осадки.

Мишихинско-клюевские отложения танхойской свиты накапливались в долине широкой реки с многочисленными старицами и пойменными озерами при влиянии боковых притоков, как относительно стабильных, так и временных.

Во многих работах [Pal'shin, 1955; Logatchev, 1972, 1974; Skoblo et al., 1981; и др.] отмечались литофациальные вариации в разрезе танхойской свиты – доминирование алеврито-углисто-глинистых отложений в танхойском типе и песчаных, гравийно-песчаных пород – в мишихинско-клюевском. Эти различия подтверждены в настоящей работе результатами статистического анализа по методике, приведенной Л.А. Верховской [Verkhovskaya et al., 1972] (табл. 1).

Из анализа таблицы 1 следует, что наибольший вклад в различие между стратонами вносит средний размер терригенных зерен псаммитов. Естественно и большее содержание в танхойских угленасыщенных разрезах органического вещества (за счет растительного дегрита). Коэффициент вариации (V) и параметр сортировки материала (Hr) указывают на большую упорядоченность пластов алевритопесчанистых пород, слагающих танхойский тип разреза свиты. В

Т а б л и ц а 1. Сопоставление характерных признаков пород танхойской и мишихинско-клюевской «фаций» танхойской свиты

T a b l e 1. Comparison of typical indicators of rocks in the Tankhoi and Mishikhino-Klyuevskaya 'facies' of the Tankhoi suite

| Признаки (ранжированный ряд) | «Фации» | |
|------------------------------|------------|----------------------|
| | Танхойская | Мишихинско-клюевская |
| Md , мм | 0.36 | 1.05 |
| $C_{опр.}$, % | 5.90 | 3.67 |
| V | 0.89 | 0.99 |
| Hr | 0.68 | 0.74 |

П р и м е ч а н и е. Md – медианный размер терригенных зерен псаммитов; V – коэффициент вариации; Hr – мера сортировки.

Н о т е. Md – median size of terrigenic grains of psammites; V – variation coefficient; Hr – classification measure.

глинистой составляющей этого типа разреза отмечены высокие содержания каолинита и диккита (от 20 до 80 %, в 14 из 27 проб).

Данные по составу отложений танхойской свиты приведены В.Н. Мазиловым и др. [Logatchev, 1972]. В «танхойской фации» ими определены минеральные ассоциации глин: монтмориллонит–гидрослюд и каолинит–монтмориллонит, в «мишихинско-клюевской фации» (в песчано-гравийных глинах и алевролитах) – монтмориллонит и каолинит. Пески и песчаники преимущественно аркозовые и менее – аркозово-кварцевые. В «мишихинско-клюевской фации» выявлена шпинель–ильменит–роговообманково-эпидотовая терригенно-минеральная ассоциация, а в отложениях «танхойской фации» (разрезы рек Куркавочная и Половинка) – сфен-альмандин-эпидотовая. Различие терригенно-минеральных ассоциаций в разрезах отражало вариации состава пород в питающих провинциях хр. Хамар-Дабан, сложенных древними (архей (?) – протерозой) метаморфическими толщами на западе Танхойского поля и преимущественно палеозойскими и протерозойскими гранитоидами на востоке [Kuznetsov, Khrenov, 1982; и др.].

Специфика двух типов разрезов танхойской свиты четко выражена литолого-фациальными признаками и подчеркнута вещественным составом пород.

В палеогеографическом отношении миоценовая эпоха осадконакопления представляется как обширное малоподвижное, участками застойное, периодически заболачивавшееся «Танхойское» озеро, в которое впадала река Мишихинско-Клюевской палеодолины. В широкой долине последней располагались старицы, пойменные озера, редко – болота. Река протекала с северо-востока на юго-запад.

По биостратиграфическим данным, имеющимся для разных групп фауны и флоры, считается доказанным в целом неогеновый возраст танхойской свиты. Остатки рыб, флористические остатки, палинокомплексы, диатомовые водоросли большинством специалистов датируются только миоценом. В верхней части непрерывного разреза клюевских отложений свиты присутствует палинокомплекс раннего плиоцена, что позволило

поднять верхнюю возрастную границу танхойской свиты до нижнего плиоцена.

2.1.3. Осиновская свита

Эта свита выделена на территории распространения аносовской свиты в западной части Танхойского поля со стратотипом, охарактеризованным по р. Осиновка-Кедровая [Mats, 1985; Mats et al., 2001, 2011]. Крупные фрагменты разреза, длиной до 400 м, прослежены от устья реки до контакта с древними метаморфическими толщами и гранитоидами, на протяжении 8 км. Отложения свиты залегают на каолинитовой коре выветривания. Нижняя часть разреза представлена аллювиальными образованиями – валунно-галечными конгломератами с редкими прослоями алевролитов, песчаников и тонкими линзами угля. В песчано-алевритовых прослоях средней части разреза В.М. Климановой и В.А. Мишариной установлены спорово-пыльцевые спектры раннего-среднего миоцена. Выше по разрезу свита сложена песчано-галечными и галечно-песчаными осадками, характеризующими отложения крупной дельты, а также прибрежно-озерные литофации с участием галечников волноприбойных валов. В кровле разреза залегает пласт глинистых алевролитов с включениями мелких галек, так называемые «синие аносовские глины» [Pal'shin, 1955]. Глины обогащены растительным детритом, содержат включения вивианита. Из алевролитов этого пласта В.М. Климановой выделен богатый спорово-пыльцевой спектр позднего миоцена – раннего плиоцена. Присутствуют также древние представители диатомовых водорослей рода *Stephanodiscus*, байкальские эндемики не установлены. Олигоценовые слои в основании осиновской свиты не отмечались. Мощность свиты составляет около 1000 м [Mats et al., 2001, 2011].

2.1.4. Опорные разрезы танхойского горизонта за пределами Танхойского поля

Возрастные аналоги танхойского горизонта Танхойского поля детально изучались на юго-восточном

побережье Байкала за его пределами при специальных тематических исследованиях Д.Б. Базаровым, А.Б. Иметхеновым, В.В. Савиновой, В.А. Беловой, а также и при геолого-поисковых и геолого-съемочных работах И.М. Борисенко, Г.А. Ермаковым, В.С. Платовым.

В работах Д.Б. Базарова и А.Б. Иметхенова охарактеризованы разрезы миоцена, вскрытые расчистками под плиоцен-четвертичными отложениями в районе селений Боярск, Мантуриха, в устьевых частях рек Толбазиха, Тельная, Мысовая. Эта серия разрезов неоген-четвертичных отложений объединена ими в Боярский опорный разрез (кроме разреза Мысовая) [Bazarov *et al.*, 1974, 1984a, 1984b; Bazarov, 1986; Imetkhenov *et al.*, 1979; Imetkhenov, 1987] (опорный разрез совмещенных отложений танхойской и ансовской свит 5а на рис. 1). Отложения Боярского разреза прослежены на протяжении 14–15 км от устья р. Тельная к северо-востоку до пункта Поворот.

Наиболее представительный разрез изучен в обнажении Боярск (между разрезом Сухой ручей и ст. Боярск) [Imetkhenov, 1987]. Здесь, в уступе 14-метровой террасы Байкала, в основании разреза, представленного восемью разновозрастными пачками терригенных кайнозойских палинологически датированных отложений, детально описан состав отложений и палинология нижней миоценовой пачки 8. В ней преобладают песчанистые глины темно- и зеленовато-синие (сизые), плотные, комковатые, с прослойками песков. Основной минерал глин – монтмориллонит. Присутствуют также другие минералы глин – гидрослюд, каолинит и вермикулит. При изучении более 100 проб песчанистых глин из пачки 8 обнажения Боярск В.А. Беловой и В.В. Савиновой был выявлен спорово-пыльцевой комплекс (ПК), подобный позднемиоценовому ПК, установленному [Sedova, 1956] в отложениях верхней части разреза танхойской свиты («клюевского фациального комплекса», по Г.Б. Пальшину) в устье р. Клюевка. Позднее В.А. Белова [Belova, 1975] датировала зеленовато-серые глины пачки 8 обнажения Боярск, а также изученные ею верхнеклюевские глины танхойской свиты верхним миоценом.

К танхойской свите в Боярском разрезе отнесена и вышележащая пачка 6, представленная песками серовато-желтыми, мелко-среднезернистыми косослоистыми (мощность до 4 м). В песках В.В. Савиновой определен палинокомплекс раннего плиоцена [Imetkhenov, 1987].

ПК среднего и позднего миоцена были выявлены в подобных боярским песчано-глинистых, местами углистых отложениях из разрезов других террас Байкала. В уступе 10-метровой байкальской террасы в 1.5 км к северо-востоку от устья ручья Тельный под плиоцен-четвертичными отложениями В.В. Савиновой и В.А. Беловой изучена и датирована нижним-средним миоценом нижняя пачка 4 (мощность 2.4 м). Разрез представлен глиной желтовато- и темно-буровой, вязкой

с прослойми песка с сизоватым оттенком и пластом (линзой?) разложившегося угля в основании. Миоценовые отложения известны также вблизи устья р. Мантуриха, в 10-метровой террасе Байкала (в 8 км к юго-западу от ст. Боярск). Нижняя в разрезе пачка 3 (мощностью 5.2 м) сложена глинами, алевролитами с линзами песка мелкозернистого, разнозернистого – до гравелистого. М.А. Седова, изучившая спорово-пыльцевые спектры из темно-синих глин разреза в устье р. Мантуриха, отнесла их к верхнему миоцену, сопоставив с позднемиоценовым палинокомплексом из отложений разрезов скважин участка Загза [Pal'shin, 1955].

При геолого-съемочных работах в масштабе 1:200000 (лист М-48-В) в двух скважинах (глубиной до 250 м), пройденных у ст. Боярск и в долине р. Толбазиха, под плиоцен(?)–четвертичными песчано-галечниковыми отложениями вскрыты однотипные, существенно глинистые, глинисто-алевритовые породы с примесью песчаного материала. Глины серые, буровато- и зеленовато-серые, местами с голубоватым оттенком. Присутствуют маломощные прослои песков, гравия и единичные – галечников (до 0.5 м). Подобные аллювиально-озерные отложения наиболее характерны для мишихинско-клюевских разрезов танхойской свиты. В алевритоглинистых слоях И.В. Лузиной определен палинокомплекс, сопоставленный ею с ПК IV (поздний миоцен – ранний плиоцен) по В.М. Климановой [Logatchev, 1972].

В дельте р. Селенга фрагменты разреза верхней подтолщи, сложенные песчано-глинистыми угленосными отложениями танхойской свиты, изучены в юго-западной и северо-восточной частях впадины, соответственно, на участках сел Поворот – Мысовая и Оймур – Сухая. Все стратоны охарактеризованы палинокомплексами миоцена – раннего плиоцена [Sedova, 1956; Pal'shin, 1955; Zamaraev, Samsonov, 1959; Bazarov *et al.*, 1976; Belova, 1975, 1985; Imetkhenov *et al.*, 1979; Imetkhenov, 1987].

В серии нефтепоисковых скважин в районе сел Энхалук, Загза, Сухая (С-4, 18-к и др.) в интервалах глубин 170–400 м в глинисто-алевритовых слоях выделены спорово-пыльцевые спектры, подобные раннемиоценовым ПК, установленным в основании танхойской свиты по р. Осиновка-Танхойская. В интервале глубин 110–140 м тех же скважин выделен ПК среднего миоцена [Pal'shin, 1955]. Г.Г. Мартинсон [Martinson, 1961] указывал на присутствие в разрезах этих скважин моллюсковой фауны родов *Tulotoma*, *Viviparus* и др., подобной таковой в отложениях танхойской свиты р. Половинка на Танхойском поле.

В центральной части впадины, в дельте р. Селенга, палинологически датированные отложения танхойской свиты вскрыты глубокими скважинами треста «Востсибнефтегеология» в 1950–1960-х годах под плиоцен-четвертичными отложениями в разных тектонических блоках в интервале глубин 200–800 м и более. Струк-

турные карты Селенгинской депрессии, составленные М.И. Мельник и др. в 1955 г. по двум каратажным реперам, отражают блоковое погружение фундамента в сторону оз. Байкал с выделением на фоне погружения поднятий в районе поселков Энхалук и Оймур.

Биостратиграфическим изучением кернового материала буровых скважин в 1951–1954 гг. занимались специалисты Палеонтологической партии треста «Востсибнефтегеология». В верхней части разреза дельты р. Селенга ими выделены плиоценовые и миоценовые отложения. Миоценовые песчаники, пески, глины и алевролиты датированы по спорово-пыльцевым спектрам, включающим пыльцу ели, сосны, тусяги, в меньшей степени – болотного кипариса и широколиственной флоры. Плиоценовый нижний горизонт глин, алевролитов, песков отличался значительно меньшим содержанием пыльцы широколиственных пород и почти полным отсутствием элементов субтропической флоры. В плотных вязких глинах авторами отмечались диатомовые водоросли рода *Melosira* [Il'yasova et al., 1954].

Позднее по разрезу скв. 3-Р (с. Исток) в интервале глубин 731–786 м, а также по серии других скважин в дельте р. Селенга (1-Р, 2, 3, 5-Р) в интервале глубин 125–558 м Т.М. Орловой были изучены близкосинхронные спорово-пыльцевые спектры, датирующие песчано-алеврито-глинистые отложения ранним (?) – средним миоценом. Подобные ПК среднего миоцена выявлены М.А. Седовой в скважинах на реках Загза и Сухая в интервале глубин 110–140 м. По палинологическим данным [Zamaraev, Samsonov, 1959] нижние части разрезов скважин 1-Р и 2 отнесены к миоцену. Там же [Belova, 1975] по скв. 4 (коллекция В.В. Самсонова) по шламу с интервала глубин 870–960 м были изучены спорово-пыльцевые спектры позднего олигоцена – раннего миоцена. По данным И.В. Лузиной, подобный ПК наиболее характерен для раннего – среднего олигоцена средней части булусинской свиты [Rasskazov et al., 2007].

Результаты изучения отложений танхойской угленосной свиты во впадинах Тункинской рифтовой долины и на Еловской междупадинной перемычке приведены в серии работ [Logatchev, 1958, 1968, 1974; Florensov, 1960, 1968; Martinson, 1951, 1961; Naletov, 1961a, 1961b; Cheremisinova, 1973; Mazilov et al., 1993]. Ряд разрезов был изучен авторами настоящей статьи [Skoblo et al., 1981; Skoblo, Lyamina, 1983; Rasskazov, 1993; Rasskazov et al., 1990, 2000, 2007, 2010a; Chernyaeva et al., 2007].

По литолого-фациональному составу отложения танхойской свиты в наиболее крупной Тункинской впадине сопоставимы с мишихинско-клюевскими разрезами этой свиты в Танхойском поле. В большинстве угленосных разрезов свиты в скважинах на Ахаликской площади (восточная часть Тункинской впадины) преобладают глинистые алевролиты и алевропесчаники, перемежающиеся с песчаниками, от крупнозерни-

стых до отсортированных мелкозернистых. Присутствуют также маломощные (до 1 м) пропластки галечников. Как и в южнобайкальских разрезах, здесь широко распространены углистые алевролиты и алевропесчаники с высоким содержанием растительного детрита, часто со скоплениями вивианита.

Основные типы пород в разрезах скважин Ахаликской площади составляют (в %): пески и песчаники – 31.9 (скв. 32), 22.2 (скв. 53); алевролиты – 53.1 (скв. 32), 33.5 (скв. 53); глины – 15.0 (скв. 32), 44.3 (скв. 53). В разрезах выявлено широкое распространение глин, присутствующих в виде самостоятельных слоев мощностью до нескольких метров или в пачках тонкого переслаивания с алевропесчаными породами. В базальных горизонтах танхойской свиты глины преимущественно каолинитовые. В других частях разрезов установлен ряд парагенетических ассоциаций – существенно каолинитовых, монтмориллонитовых, каолинит-гидрослюдистых и др. [Logatchev, 1972].

На Ахаликском буровоугольном месторождении, разведенном в 1962–1964 гг., в танхойской свите задокументировано девять угольных пластов рабочей мощности и до 20 пропластков и линз. Резко преобладают гелифицированные разновидности углей [Naletov et al., 1964]. В южном и западном направлениях мощность угольных пластов уменьшается и они выклиниваются [Logatchev, 1972].

По направлению к северному борту Тункинской впадины, в разрезе глубокой опорной скв. Р-2 (глубина 2100 м), пробуренной в районе дер. Талой, среди терригенных глинисто-песчаных отложений танхойской свиты на глубине более 1075 м появляются базальты (по А.Е. Повышеву). В интервале глубин 270–540 м обнаружен горизонт туфов базальтового состава и туффитов [Logatchev, Kravchenko, 1955], ныне – ахаликская свита (N_2^3 – Q_E ?) [Decisions ..., 1981]. Вулканические конусы и лавовые потоки находятся в днище впадины. По всему разрезу скважины выделено до 65 прослоев базальтов мощностью от первых метров до 80 м [Naletov, 1961a, 1961b; Belov, 1963]. Базальты глубинного интервала 1075–2010 м скв. Р-2 коррелируются со средне-верхнемиоценовыми базальтовыми лавами из обнажений Еловского отрога возрастом 16–8 млн лет, туфы и туффиты глубинного интервала 270–540 м – с лавами и вулканическими постройками отрога возрастом 4.0–2.4 млн лет. Для лав и вулканических конусов днища впадины получены К-Ардатировки квартера около 1.6 млн лет [Rasskazov et al., 2010b].

Другой глубокой скважиной (Р-1), пройденной в южной части Тункинской впадины в районе с. Жемчуг, от поверхности до фундамента на глубине 1026 м вскрыты только терригенные третичные отложения. Под плиоцен-четвертичными осадками (пачка 2) залегает слабоугленосная миоценовая танхойская свита (пачка 1), мощность оценивается в 420 м [Naletov, 1961a, 1961b] или 330 м [Logatchev, 1972]. Разрез пач-

ки 1, по данным специалистов треста «Востсибнефте-геология», представлен перенежаемостью пластов глин темно-серых, серых, песчанистых с песками кварцевого состава, в разной мере глинистыми. Ближе к основанию пачки 1 вскрыт маломощный пропласток бурого угля.

Разрез танхойской свиты по глубокой опорной скважине колонкового бурения, вновь пробуренной в районе с. Жемчуг в 1987 г. рядом со скв. Р-1, детально изучался [Mazilov *et al.*, 1993]. Наряду с характерными для танхойской свиты Тункинской впадины палинокомплексами миоцена – раннего плиоцена [Logatchev, 1972; *и др.*], в разрезе в интервале глубин 1050–880 м обнаружены спорово-пыльцевые комплексы позднего олигоцена. Последние сопоставлялись авторами с позднеолигоценовыми ПК из верхних горизонтов каменской свиты Лено-Ангарского междуречья [Logatchev *et al.*, 1964], ныне – по палинологическим данным, верхи булусинской свиты (верхний олигоцен) [Decisions ..., 1981; Litvintsev, Tarakanova, 1967, 1973]. В вышележащей толще танхойской свиты (с глубины 880 м) спорово-пыльцевые комплексы сопоставлялись с ПК нижних и более высоких горизонтов баяндайской свиты (P_3^3 – N_3^1) Лено-Ангарского междуречья (с некоторыми вариациями, в связи с присутствием пыльцы гнетовых и повышенного для олигоцена количества пыльцы тсуг).

С нашей точки зрения, в разрезе кайнозойских отложений по скв. 1987 г. к танхойской свите, датированной ПК миоцена – раннего плиоцена, может быть отнесен интервал 880–660 м. Нижележащие отложения (интервал 1050–880 м) с палинокомплексом позднего олигоцена соответствуют самостоятельному стратону. Как подчеркивали В.Н. Мазилов и другие [Mazilov *et al.*, 1993], «...коренным образом отличаются результаты кластирования минералогических анализов проб из отложений верхней части танхойской свиты от нижней – отложений верхнего олигоцена..., в верхней – в три раза уменьшилось среднее содержание ильменита и сфена; ... минералов группы амфиболов увеличилось более чем в пять раз». Только в олигоценовой части разреза отмечено «засилие терригенного каолинита». Обращено внимание и на другие отличительные особенности литологического состава этих двух подразделений: повышенную карбонатность и угленасыщенность, широкое развитие озерных и болотных обстановок отложений в нижней (верхнеолигоценовой) части разреза, возрастание роли русловых и озерных фаций в его верхней (миоцен-нижнеплиоценовой) части.

В разрезе скважины вскрыто до 20 (в основном маломощных) угленосных пластов. В верхнеолигоценовой части, ближе к кровле, залегают более мощные (2–3 м) пласти. По степени углефикации угли соответствуют первой стадии метаморфизма, по генетической принадлежности подразделены на три группы: гумилитовую, сапропелитовую и сапрогумилитовую. Са-

пропелиты обнаружены только в верхнеолигоценовой части разреза.

Миоценовые отложения танхойской свиты фрагментарно установлены также в Мондинской впадине (скв. в пос. Монды). В.М. Климановой выделены в этой скважине богатые спорово-пыльцевые комплексы, датирующие терригенный разрез мощностью 10 м средним-верхним миоценом [Medvedev, 1968].

В угледисковых скважинах Торской впадины (Л.С. Наумов, 1962–1964 гг.) разрезы танхойской свиты по литолого-фациальному составу подобны разрезам в Тункинской впадине с доминирующей ролью глинистых алевролитов и алевритовых песчаников. Среди последних наблюдаются маломощные прослои песков и глин и редкие пропластки галечников (до 20 м). В основании свиты прослежены аллювиальные галечники. В результате разведочных работ обнаружено два пласта бурых углей рабочей мощности [Naumov *et al.*, 1964].

На Еловском отроге отложения танхойской свиты имеют существенно меньшую мощность, чем в Тункинской впадине: по С.Г. Саркисяну (1958) – до 320 м, по А.Е. Потапенкову (1944) – 500–600 м (вместе с отложениями плиоцена) [Naletov, 1961a, 1961b]. В сводном разрезе Заготуйского месторождения с промышленными запасами бурых углей (пласти сверху – 3.65; 0.25; 9.50 м) мощность танхойской свиты составляет около 70 м.

По результатам изучения разрезов скважин колонкового бурения в танхойской свите Тункинской впадины В.М. Климановой и др. обосновано три типа разновозрастных спорово-пыльцевых комплексов, сопоставимых с синхронными ПК миоценовых отложений дельты р. Селенга, побережья Южного Байкала и Лено-Ангарского междуречья [Logatchev, 1972], (табл. 1). Для нижней части танхойской свиты Тункинской впадины характерны палинокомплексы II типа (верхний олигоцен – нижний миоцен), сопоставимые с комплексами верхнего горизонта каменской свиты (ныне – верхней частью булусинской – нижней частью баяндайской свиты [Decisions..., 1981]) Лено-Ангарского междуречья [Logatchev *et al.*, 1964] и с подобным палинокомплексом [Belova, 1975, 1985] из нижнетанхойских отложений по р. Половинка Танхойского третичного поля, а для средней части разреза танхойской свиты Тункинской впадины – спорово-пыльцевые комплексы III типа (средний миоцен). Подобные ПК изучены в отложениях верхней части баяндайской свиты Лено-Ангарского междуречья и обнаружены М.А. Седовой [Sedova, 1956] и В.А. Беловой [Belova, 1985] на Танхойском поле в средней части разреза по р. Мишиха, а также Е.М. Ващенко – по рекам Половинка, Ушаковка и др. [Skoblo *et al.*, 1981].

Палинокомплекс IV типа (верхний миоцен – нижний плиоцен) установлен В.М. Климановой в верхней части разрезов танхойской свиты Тункинской впадины. Этот ПК близок по составу к комплексам спор и

пыльцы самых верхних горизонтов баяндайской свиты, датируемых нижним плиоценом, что подтверждается также данными по диатомовым водорослям [Cheremisinova, 1966, 1973].

По материалам авторов настоящей статьи и других исследователей Байкальского региона, сопоставлению отложений танхойской свиты впадины Тункинской рифтовой долины с разрезами Танхойского третичного поля и Витимского плоскогорья способствуют, наряду с палинокомплексами, состав диатомовых водорослей, спонгиофауны, а также радиоизотопные датировки вулканических пород.

Установлено сходство диатомей при сравнении их видового состава в осадках среднего-верхнего миоцена Витимского плоскогорья и миоцена Тункинской впадины – *Actinocyclus tunkensis* и *Lobodiscus sibiricus*, содержащиеся в массовом количестве [Chernyaeva et al., 2007; Rasskazov et al., 2007]. На юго-восточном побережье Байкала в отложениях танхойской свиты по р. Половинка выделены диатомеи пра-*Aulacoseira*, *Actinocyclus*, *Tetracyclus*, все виды которых характерны для миоцена Байкальского региона [Chernyaeva, Popova, 1993; Chernyaeva et al., 2007]. В миоценовых отложениях Тункинской впадины (скв. 2, 80 и обн. 1 по рч. Харгантай) диатомовая флора (пра-*Aulacoseira*) [Cheremisinova, 1973] коррелируется с диатомеями, выявленными в разрезе танхойской свиты р. Половинка.

В отложениях Тункинской рифтовой долины, в основном в разрезе по левобережью р. Замараиха, Г.Г. Мартинсоном [Martinson, 1948] изучен обширный комплекс спонгиофауны. Спикулы пресноводных губок – виды родов *Baicalospongia*, *Spongilla*, *Ephidata*, датированные Г.Г. Мартинсоном миоценовым возрастом, – характеризуют здесь толщу глинистых пород. Подобные виды губок обнаружены в угленосной танхойской свите Танхойского поля (р-н ст. Танхой, р. Половинка и др.) [Popova, 1964; Martinson, 1948, 1951, 1982].

3. АНОСОВСКИЙ ГОРИЗОНТ: АНОСОВСКАЯ И ШАНХАИХИНСКАЯ СВИТЫ

Аносовский региональный стратиграфический горизонт объединяет плиоценовые песчано-галечные охристые озерно-аллювиальные отложения аносовской и шанхайхинской свит, вскрытые в береговых разрезах юго-восточного побережья Байкала (Танхойское поле) и его восточного побережья (дельта р. Селенга), в разрезах впадин Тункинской рифтовой долины и Еловского отрога [Palibin, 1936; Ryabukhin, 1935; Pal'shin, 1955; Florensov, 1960; Logatchev, 1958, 1972; Kodachigov et al., 1961; Voropinov, 1961; Vikulov, Potorochenko, 1962; Yanshin, 1980; Logatchev, 1974; Logatchev et al., 1964; Rasskazov, 1993; Rasskazov et al., 2007, 2010a, 2010b; Imetkhenov et al., 1987; Decisions..., 1981; Mats et al., 2001, 2011].

Отложения горизонта в разных стратонах от конца раннего до среднего-позднего плиоцена датированы палинокомплексами, комплексами диатомовых водорослей, пресноводными губками, обломками костей мелких млекопитающих (корнезубыми, виланийными и мимомисными формами [Adamenko et al., 1982a, 1982b]. Синхронность стратонов аносовского горизонта в объеме плиоцена подтверждена многими биостратиграфическими исследованиями разрезов в дельте р. Селенги и Усть-Миндайской котловине Баргузинской впадины (Бодон, Зама, Алгал – участки углеразведки и других геолого-поисковых работ) [Zamaraev, Samsonov, 1959; Bazarov et al., 1976; Khlystov, Dekhtyareva, 1970; Davydov et al., 1981].

Рассмотрены разрезы шанхайхинской свиты в междуречье Шанхаиха – Дулиха и синхронные с ними отложения в составе шанхайхинского горизонта (верхний плиоцен – эоплейстоцен), выделенного для Южного и Среднего Байкала [Mats et al., 2011]. Между тем, первоначально охристые отложения среднего-верхнего плиоцена рассматривались в разрезе по р. Аносовка под соответствующим названием аносовской свиты в стратотипе, поэтому существует очевидный приоритет принятого с 1950-х годов обозначения охристых плиоценовых (плиоцен-эоплейстоценовых) отложений Байкальской системы впадин как аносовских. Это название использовалось во всех производственных и тематических работах [Decisions..., 1981], в легендах к государственным геологическим картам разных масштабов, в том числе к картам нового поколения (2000 г.). Шанхайхинская свита в легендах к картам нового поколения не обозначалась. Это послужило основанием для закрепления за объединенными аносовским и шанхайхинским стратонами названия аносовского регионального горизонта [Rasskazov et al., 2010a]. В более поздней работе [Mats, 2013] для обозначения этого регионального горизонта использовались названия «аносовский» и «шанхайхинский».

3.1. СТРАТОТИП АНОСОВСКОЙ СВИТЫ

Стратиграфический разрез свиты, хорошо обнаженный в долине р. Аносовка, изучался как «аносовская фация» плиоцена – верхнего плиоцена [Pal'shin, 1955; Sedova, 1956], «охристая свита» верхнего плиоцена, «нижняя охристая подформация молассовой формации» [Logatchev, 1958, 1974; Logatchev et al., 1964; и др.], «аносовская свита» верхнего плиоцена [Logatchev, 1972], «аносовская свита» среднего-верхнего плиоцена [Bazarov et al., 1974, 1976; Imetkhenov et al., 1979; и др.], «аносовская свита» среднего-верхнего плиоцена [Decisions..., 1981].

Разрез охристых отложений плиоцена обнажен в 0.1–0.8 км выше моста через р. Аносовка. На ее правобережье вскрыты две пачки, представляющие собой разновозрастные стратоны неогеновых отложений (сверху):

1. Аносовские охристые отложения представлены крупнозернистыми песками с невыдержаными прослойями и линзами галечников (до мелковалунных) высокой степени окатанности и сортированности. В верхней части разреза песчаные и глинисто-алевропесчаные слои имеют мощность до 2.5 м и более. Пески преимущественно крупно- и разнозернистые желтовато-серые, бурые, темно-бурые. Состав олигомиктовый, кварцевый и аркозово-кварцевый. Все породы обогащены слюдами (обычно биотитом), составляющими от 25 до 60 % в песчано-алевритовой фракции. Соотношение основных типов пород аносовской свиты по р. Аносовка: конгломераты и гравелиты – 41 %, пески – 19 %, алевриты – 37.4 %, глины – 2.4 %. Мощность пачки 25–30 м [Logatchev, 1972]. Верхний стратон мощностью 30 м в обнажении протяженностью более 250 м охарактеризован также [Imetkhenov, 1987, рис. 20].

2. Нижний стратон представлен пачкой плотных глин («синие аносовские глины»), алевролитов и алевропесков, сизых, желтовато-серых, сероцветных. Видимая мощность 3.0–4.0 м, в одном из фрагментов разреза – 17.5 м [Imetkhenov, 1987, рис. 20, слой 5].

В подобных алевроглинистых отложениях близ устья р. Дулиха В.М. Климановой выявлен богатый верхнетанхойский палинокомплекс IV [Logatchev, 1972]. Из этого же обнажения Г.П. Черняевой изучен комплекс диатомовых водорослей. В обоих разрезах установлено залегание аносовских охристых отложений на подстилающих алевроглинистых породах танхойской свиты с размывом и угловым несогласием [Pal'shin, 1955, 1959; Bazarov *et al.*, 1976; Logatchev, 1972; Imetkhenov, 1987]. Стратоны, подстилающие аносовскую свиту в западной части Танхойского поля (реки Аносовка, Дулиха), рассматривались [Mats *et al.*, 2001] в составе осиновской свиты, синхронной с танхойской.

В разрезе охристых псефито-псаммитовых отложений по р. Аносовка и на междуречье Аносовка–Дулиха В.М. Климановой установлен позднеплиоценовый палинокомплекс V, сопоставленный ею с ПК аносовской свиты Тункинской впадины и подобным ПК красноцветной формации Лено-Ангарского междуречья [Logatchev, 1972, табл. 1]. Палинокомплекс позднего плиоцена в долине р. Аносовка был выделен ранее М.А. Седовой и Г.А. Иордан [Pal'shin, 1955; Sedova, 1956]. Мощность охристой аносовской свиты в террасовых супеях стратотипической местности меняется от 40 до 200 м [Pal'shin, 1955; Adamenko *et al.*, 1982a, 1982b], в Тункинской и Байкальской впадинах достигает 1000 м [Decisions..., 1981].

3.2. ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ АНОСОВСКОЙ СВИТЫ

Наряду с разрезами аносовской свиты в западной (прихамардабанской) части Танхойского поля, известна серия опорных разрезов охристых палинологически

датированных плиоценовых отложений в восточной части поля, а также на северо-востоке Байкальского побережья.

В Боярском опорном разрезе кайнозойских отложений к верхнему плиоцену В.В. Савиновой и В.А. Беловой отнесена пачка 3 (сверху), сложенная темно-бурым песком с прослойями бурой глины, мощностью 0.9–1.2 м. Эти данные согласуются с более ранними определениями, полученными для пропластика глин в верхней части охристого слоя Боярского разреза [Zamaraev, Samsonov, 1959].

Ниже по разрезу датированного слоя 3 распространены пески (слои 4–6) от красно-бурых до серовато-желтых с палиноспектром середины плиоцена (условно). Мощность всей песчаной пачки 3.0–4.0 м. В основании разреза обнаружены галечники (слой 7) буровато-желтые, ржаво-бурые с прослойями ожелезненных гравелистых песков. Галька хорошо окатана, имеет плоскую и округлую форму. Мощность слоя 3.0–3.8 м. Общая мощность аносовской свиты в боярском разрезе меняется от 5.0 до 10.0 м.

Опорный разрез аносовской свиты, датированный среднеплиоценовым ПК, обнажен на участке сел Поворот и Мысовая. Вскрытие серией расчисток [Imetkhenov, 1987, рис. 7 – расчистки 142, 203, 201] показало распространение галечников с редкими валунами и плотно сцепленных охристых разнозернистых гравелистых песков. В этих разрезах аносовские галечники с размывом и несогласием залегают на песчано-глинисто-углистых породах танхойской свиты с ПК позднего миоцена (расчистка 201) и раннего плиоцена (расчистка 142).

Опорный разрез аносовской свиты с ПК среднепозднего плиоцена обнажен вблизи дельты р. Селенга, в 1.5 км юго-западнее села Малый Дулан. Он вскрыт карьером на увале высотой 105 м над уровнем Байкала в районе Каменной горы [Imetkhenov, 1987, рис. 28]. Отложения смяты в пологие складки с наклоном слоев до 14° в сторону Байкала.

Из нижнего гравийно-мелкогалечного слоя с прослойками глинистого ожелезненного песка (слой 5), а также из верхних слоев, сложенных охристыми песками и галечниками (слои 2, 3), В.В. Савиновой и Г.П. Балдаевой получены близкие по составу спорово-пыльцевые спектры среднего (?) – позднего плиоцена, сопоставимые с ПК аносовской свиты опорного Боярского разреза.

Подобные охристые, условно плиоценовые отложения выявлены в малых впадинах Юго-Восточного Прибайкалья: Максимишинской, Нижнегуткинской, Завандинской [Bazarov *et al.*, 1974, 1976, 1984a, 1984b; Davydov *et al.*, 1981; Mats *et al.*, 2001]. Эти впадины заполнены обожренными песчано-галечными, песчано-дресвятыми, суглинистыми осадками мощностью 50–150 м, залегающими на метаморфических породах. В верхней части разрезов присутствуют маломощные слои темно-коричневых щебнистых глин и суглинков,

аналогичных верхнеплиоценовым-эоплейстоценовым красноцветам Забайкалья.

Опорные разрезы охристой аносовской свиты датированы в Тункинской рифтовой долине средним (?) – поздним плиоценом – эоплейстоценом по комплексу мелких позвоночных, палинокомплексам и диатомовым водорослям [Adamenko et al., 1982a, 1982b, 1984; Logatchev, 1958, 1972, 1974; Logatchev et al., 1981; Cheremisinova, 1966, 1973; Decisions..., 1981]. Ряд разрезов имеет географические названия: Ильчирский карьер, разрез Анчуг (Быстринская впадина), разрезы Ахаликский, Замараихинский, Хобокский (Тункинская впадина, Еловский отрог) [Rasskazov et al., 2007, 2010b].

3.3. ШАНХАИХИНСКАЯ СВИТА

Свита получила название по р. Шанхаиха [Mats, 1985; Mats et al., 2001]. В ее составе рассматривались плиоценовые отложения западной части хамардабанского побережья Южнобайкальской впадины. В качестве стратотипа принят разрез на междуречье Шанхаиха – Хара-Мурина [Mats, 1985; Mats et al., 2001, рис. 6.25]. Разрез прослежен с запада на восток вдоль тракта Иркутск – Улан-Удэ на расстоянии 600 м. Он представлен крупными галечниками, гравийно-галечными отложениями и выше – песками. Мощность отложений – 100 м. Залегают они на кристаллическом фундаменте. В нижней части обнажения в линзовидном слое обожренных песков с примазками глины были известны находки зубов и обломков костей грызунов, принадлежащих мелким млекопитающим. Остатки костей подобных млекопитающих были изучены и из более высоких слоев стратотипической местности. Костные остатки были датированы поздним плиоценом и эоплейстоценом (средний и верхний виллафранк) [Adamenko et al., 1982a, 1982b, 1984]. Отложения стратотипа были охарактеризованы также палинспектрами [Belova, 1985] и диатомовыми водорослями [Chernyaeva, 1990]. С учетом всех биостратиграфических данных шанхаихинская свита датировалась средним–поздним плиоценом (возможно, включая начало эоплейстоцена).

В качестве опорных рассматривались разрезы по рекам Дулиха, Паньковка, Осиновка Кедровая. Свита сложена валунно-галечными, песчано-галечными отложениями, песками (в верхней части разреза) и глинисто-песчаными отложениями, которые встречаются на удалении от горного обрамления впадины [Logatchev, 1972]. В разрезах наблюдались аллювиально-пролювиальные, озерно-аллювиальные, реже прибрежно-озерные литофации, сформированные в прибрежной зоне палео-Байкала. Окраска отложений от белесо-охристой до интенсивно охристой. Мощность отложений в стратотипе 100 м, в опорных разрезах (фрагментах) – 25–60 м.

В.Д. Мац рассматривал шанхаихинские образова-

ния в качестве крупного тектоноседиментационного ритма (второго после осиновского) и считал, что мощность свиты может достигать нескольких сотен метров. От осиновской и танхойской свит шанхаихинские отложения отделялись перерывом и несогласием и были дислоцированы [Imetkhenov, 1987, рис. 26, 28; Mats et al., 2001, рис. 6.25].

4. ПАЛЕОНОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА СТРАТОНОВ

4.1. ИХТИОФАУНА

Местонахождения рыб в танхойской свите обнаружены [Skoblo et al., 1981; Skoblo, Lyamina, 1983] в правом борту долины р. Мишиха, в мощной терригенной песчано-глинистой пачке (до 56 м).

В точке наблюдения 110, в гравелисто-песчаном слое пачки 12 (мощность 8.5 м) залегает прослой алевролитов (0.2 м), в котором захоронены цельные скелеты мелких рыб, разнообразные кости крупных рыб, в том числе жаберные крышки, ребра, чешуи (см. рис. 7). Здесь же встречены отпечатки листьев широколиственных древесных пород хорошей сохранности, а у самой кровли (того же прослоя) в тонколистоватых алевролитах – единичные раковины двустворчатых моллюсков. Непосредственно над фаунистическим прослоем залегают косослоистые пески с линзами алевролитов.

Ископаемые рыбы мишихинского местонахождения изучались Е.К. Сычевской (ПИН РАН). В коллекции В.М. Скобло [Skoblo, Lyamina, 1983] ею установлены представители семейства Percidae (окуневые) – *Perca* sp. (окунь), а также семейства Cyprinidae (карповые), в том числе *Leucaspis* sp. (верховка) и *Blicca* sp. (густера). Перечисленные роды рыб (за исключением *Leucaspis*) обычны во многих неогеновых местонахождениях Сибири. Род *Perca* является обычным компонентом современной пресноводной ихтиофауны. Отсутствие *Leucaspis* и *Blicca* sp. в четвертичной сибирской фауне рыб связывается с вымиранием, вызванным похолоданием. Найденные в мишихинском разрезе рыбы обитали в слабопроточном озере с прозрачной и чистой водой и богатой водной растительностью. Фациальный анализ всего разреза отложений, вмещающих ихтиофауну, указывает на старичный характер этого озера.

Присутствие карповых и щук может указывать на существование нормально аэрируемых вод [Filippov, Sychevskaya, 2000]. Ряд форм ихтиофауны из отложений Приольхонского плато (бухта Ая) подобен мишихинским формам. Ранне-среднемиоценовый возраст рыб в Аянском местонахождении подтвержден присутствием остатков костей черепахи *Trionyx*, зайцеобразных рода *Amphilagus*, хомяков рода *Gobicricetodon*.

4.2. МАЛАКОФАУНА

Представительный танхойский комплекс моллюсков разреза по р. Половинка изучен Е.С. Раммельмейер, Г.Г. Мартинсоном и С.М. Поповой. В этом местонахождении и в местонахождении долины р. Мишиха нами собраны многочисленные двустворки (униониды, корбикулиды) – виды родов *Unio*, *Lepidodesma*, *Anodonta*, *Limnocyrena*, *Corbicula*, *Sphaerium* и др. Еще полнее представлены систематически разнообразные гастроподы родов *Baicalia*, *Liobaicalia*, *Viviparus*, *Tulotomoides*, *Lithoglyphus* и др. (определения В.М. Скобло и Г.Г. Мартинсона (1975–1981 гг.)).

Г.Г. Мартинсон [Martinson, 1961], по своим сборам и коллекции Е.С. Раммельмейер [Rammelmeyer, 1940], первоначально пришел к выводу о миоцен–плиоценовом возрасте малакофауны в связи с малым содержанием встреченных в ней элементов южных фаун. Позднее, в связи с находками С.М. Поповой [Popova, 1964] очень теплолюбивых форм родов *Lamprotula*, *Hyriopsis*, Г.Г. Мартинсон датировал танхойскую малакофауну ранним – средним миоценом.

Моллюсковая фауна миоцена была изучена Г.Г. Мартинсоном также в долине р. Загза и у дер. Сухая (восточное побережье Байкала, между пос. Энхалук и Столовая) по керну скважин 4, 18к и др. на глубинах 275–260, 216–211 и 175 м. Формы *Tulotoma tulotomoides* (Ven), *Viviparus* и др. были сопоставлены с данными спорово–пыльцевых комплексов из тех же интервалов разрезов с датировками раннего–среднего миоцена, по определениям В.В. Зауэр и М.А. Седовой [Sedova, 1956]. Сравнение всего комплекса прибайкальской малакофауны с моллюсками восточных провинций Китая и Дальнего Востока позволило «считать ее геологический возраст в пределах раннего–среднего» и, возможно, позднего миоцена [Martinson, 1961, с. 136].

В богатом составе малакофауны Танхойского района Прибайкалья Г.Г. Мартинсоном установлено 48 видов брюхоногих и пластинчато–жаберных моллюсков, наиболее полно изученных в разрезе р. Половинка. В глинистых и глинисто–песчаных осадках миоцена – нижнего плиоцена им выделено пять фаунистических слоев [Martinson, 1951, 1961].

По результатам изучения малакофауны в кайнозойских разрезах юга Восточной Сибири (особенно Прибайкалья), Монголии и Китая Г.Г. Мартинсоном выделено два комплекса пресноводных моллюсков: 1) комплекс мелких озер, бухт и заливов и 2) комплекс открытого побережья открытых вод крупных водоемов. В эоцене–олигоцене и раннем миоцене при субтропическом климате в эти эпохи в мелководных озерах, бухтах, заливах «обитали крупные униониды и вивипариды. В условиях открытых озер захоронены байкалиды, гидробииды и некоторые другие гастроподы» [Martinson, 1961, с. 300]. Подобное обоснование фаун происходит в долгоживущих современных

озерах, включая современный Байкал: основная масса байкальских моллюсков в условиях открытого озера обитает в прибрежной полосе, на глубинах от 4 до 60–100 м, глубже они постепенно исчезают. В спокойных условиях седиментации бухт и заливов фауна сохраняется в большом количестве [Kozhov, 1962, 1972].

В разрезе по правобережью р. Половинка детально описана толща угленосных отложений мощностью от 20 до 40 м [Popova, 1964, обн. 1, 2, 3 на рис. 24 и 25]. В этом разрезе установлено 11 слоев с ископаемыми моллюсками. Для последних приведены списки видовых определений с количественной характеристикой комплексов захороненной фауны. В отдельных слоях отмечена хорошая сохранность створок раковин, указывающая на благоприятные условия их консервации. Доминирующий алевритово–глинистый состав толщи, вмещающей фауну, и состав комплексов малакофауны подтверждают «формирование толщи в условиях прибрежной зоны крупного бассейна», устойчивого в период ее накопления [Popova, 1964, с. 121, рис. 25].

Обширный комплекс моллюсков из угленосной (танхойской) свиты Прибайкалья представлен семью семействами: Planorbidae, Viviparidae, Hydrobiidae, Unionidae, Corbiculidae, Sphaeridae, Margaritiferidae, из которых изучено 55 видов и родов. Родами, обитавшими в Прибайкалье в период накопления свиты и до настоящего времени, являются только *Planorbis*, *Benedictia*, *Baicalia*, *Liobaicalia*, *Anodonta*, *Sphaerium*, *Pisidium*. «Семейства Viviparidae, Margaritiferidae и Corbiculidae в Прибайкалье и вообще в Восточной Сибири ныне не представлены, а семейство Baicaliidae известно только для Байкала» [Popova, 1964, с. 244].

Все находки ископаемых представителей семейства Baicaliidae приурочены к отложениям, сформированным в крупных водоемах. Современные виды *Baicalia* и др. обитают в водах открытого Байкала и не заходят в его мелководные, хорошо прогреваемые заливы [Martinson, 1951, 1961; Popova, 1964].

В более поздней работе [Popova, 1981] приводились многочисленные формы малакофауны из танхойской свиты Южнобайкальской впадины, прошедшие многочисленные уточнения возрастных датировок начиная с работ [Rammelmeyer, 1931] (олигоцен) и [Martinson, 1951, 1961] (миоцен–плиоцен и ранний–средний миоцен). Исходя из представлений об эволюции климата Азии, возраст танхойской малакофауны из разреза р. Половинка, как наиболее теплолюбивой, понижался до позднего палеогена – раннего миоцена [Logatchev, Popova, 1963]. Обращалось внимание на то, что для танхойского времени общим в Прибайкалье осталось лишь небольшое число таксонов: родов *Baicalia*, *Liobaicalia* сем. Baicaliidae. При этом сем. Baicaliidae и Benedictiidae представляют собой эндемики Байкала – реликты неогенового времени [Zubakov, 1999].

В дальнейшем [Popova, 1984, 1988], на основании

изучения огромного количества таксонов моллюсков (382), принадлежащих 83 родам из кайнозойских континентальных отложений территории от Алтая до Забайкалья, Монголии и Дальнего Востока, было установлено, что образование эндемичных фаун высокого ранга происходило в крупных глубоководных озерах с длительными сроками существования (Байкал, олигоцен – ныне). В подобных озерах формировались новые виды «в родах, смешенных южнее, т.е. для данного хроностратиграфического уровня более «древних», чем малакофауна прилегающей территории» [Popova, 1984, с. 69]. Для малакофаун кайнозоя юга Сибири автор рекомендовала сохранять систему зоогеографических единиц, принятую при районировании по современным малакофаунам (Байкал, олигоцен – ныне), что может следовать из биогеографического районирования для ряда возрастных уровней. Разные хроностратиграфические уровни Прибайкалья были охарактеризованы малакофаунами конкретных зоогеографических структур. Танхайская свита Южнобайкальской впадины и низы баяндайской свиты Прибайкальского прогиба (поздний палеоген – ранний миоцен) были отнесены к малакофауне Сино-Индийской области, юга Китайской подобласти с субтропическим климатом – среднегодовыми температурами +15...+20 °C. Возраст моллюсков из отложений танхайской свиты побережья Южного Байкала определен для палеогена–неогена до отдела. Наиболее информативен обширный комплекс малакофауны о. Ольхон на Среднем Байкале с дробной корреляцией разреза для неогена до звена [Popova, 1988; и др.].

В эоплейстоцене «Байкал становится единственным озером с эндемичной фауной не только в Прибайкалье, но и во всей Сибири... ранг эндемизма его фауны повышается до семейства, и с этого времени можно рассматривать Байкал в качестве Байкальской зоогеографической области. При резком снижении температур вымирают теплолюбивые формы моллюсков. Байкальские эндемики эволюционируют в условиях ультраглубоководного озера. Семейство Baicaliidae по-прежнему представлено родами *Baicalia* и *Liobaicalia*. Роды *Corbicula* и *Unio* еще сохраняются в периоды плеистоценовых потеплений» [Popova, 1981, с. 168].

Молекулярно-биологические исследования обширного семейства Baicaliidae современных моллюсков оз. Байкал свидетельствуют о том, что гибель ряда брюхоногих в плиоцене (и позже) обусловлена как похолоданием, так и «вынужденным голоданием», особенно видов, питающихся фито- и зоопланктоном с помощью жабр [Sitnikova, 2000]. Оледенение горных хребтов в Байкальской рифтовой зоне приводило к резкому сокращению биогенной седиментации и смене состава планктона. В результате для семейства Baicaliidae (по 29 исследованным видам и подвидам) обосновано «появление двух мощных («звездообразных») кустов современных видов» моллюсков [Sitnikova, 2000, с. 207].

4.3. СПОНГИОФАУНА

Спикулы пресноводных губок были обнаружены в разрезах угленосной (танхайской) свиты юго-восточного побережья Байкала в 1930-х годах и впоследствии изучались в основном Г.Г. Мартинсоном [Martinson, 1936, 1940, 1961]. В пределах Танхайского поля губки были найдены в районе ст. Танхай, в разрезе по р. Половинка и у полотна железной дороги в междуречье Шестипалиха–Селенгушка. В последнем разрезе в озерных глинах были собраны и определены третичные губки *Ephydatia fluviatilis*, *Spongilla lacustris*, Lubomirskiidae. Здесь же обнаружены створки диатомовых водорослей [Martinson, 1940]. В разрезе р. Половинка идентифицированы *Lubomirskia baicalensis* и *Baicalospongia intermedia*.

Более обширный комплекс спонгиофауны изучен Г.Г. Мартинсоном в Тункинской рифтовой долине на левобережье р. Замараиха (первичные сборы Г.Ю. Вещагина, 1938 г.). По пресноводным губкам в составе глинистой толщи выделено три фаунистических горизонта: нижний – с формами *Baicalospongia intermedia*, *Spongilla lacustris*, *S. fragilis*, *Ephydatia fluviatilis*, *Eph. muller*; средний – с теми же формами Spongillidae; верхний – с ограниченным количеством тех же форм – *Spongilla lacustris*, *S. fragilis*, *Ephydatia fluviatilis*. Эта ископаемая фауна датирована миоценом [Martinson, 1948].

В Южнобайкальской впадине спонгиофауна представлена теми же видами, что и в Тункинской долине. Виды *Lubomirskia baicalensis* и *Baicalospongia intermedia* принадлежат эндемичному ныне для Байкала сем. Lubomirskiidae [Popova, 1964]. Роды и виды этого семейства присутствуют в донных отложениях современного Южного Байкала на профилях от ст. Мысовая до с. Голоустное и от с. Харауз до с. Бугульдейка [Martinson, 1961]. На восточном побережье Байкала в глубокой скв. 1205 района ст. Посольск Г.Г. Мартинсоном [Martinson, 1940] определены губки семейств Lubomirskiidae и Spongillidae с палеогеновым и более молодым возрастом.

Эндемичные спикулы губок *Lubomirskia baicalensis* Pall. (по определениям Г.Г. Мартинсона) распространены также в неоплейстоценовых песчаных осадках дельты р. Селенга, Кика-Завандинской и Нижнетуркинской впадин [Mats et al., 2011].

4.4. РАСТИТЕЛЬНЫЕ ОТПЕЧАТКИ

Растительные отпечатки покрытосеменных древесных растений прекрасной сохранности собраны на водоразделе рек Мишиха и Балваниха в средней части разреза танхайской свиты (обн. 110, 111), а также по р. Ушаковка в нижней части разреза (обн. 188, 189) [Skoblo et al., 1981; Skoblo, Lyamina, 1983]. По определению М.А. Ахметьева (ГИН АН СССР), они представлены формами *Salix varians* Goepp., *S. cf. palibini*

Il., *Salix* spp., *Populus* ex gr. *Balsamoides* Goepp., *Betula* ex gr. *nigra* L., *B.* ex sect. *Costatae*, *Ostrya* sp., *Ulmus* spp., *Spirea* sp. и обрывками однодольных растений. Данный ископаемый фитологический комплекс отражает долинную растительность с участием и доминированием вязов, ив и тополей. Выявлены только формы умеренного климата. Часть видов близка к современным. Флора из разрезов обнажений рек Мишиха и Ушаковка, очевидно, одного уровня, несомненно, неогеновая, скорее всего, второй половины миоцена.

4.5. ПАЛИНОКОМПЛЕКСЫ

Анализ палинокомплексов, полученных из отложений танхойской свиты палинологами М.А. Седовой, В.А. Беловой, В.М. Климановой, В.А. Мишариной, Е.М. Ващенко, В.В. Савиновой, Е.В. Пуляевой и др., позволяет установить их стратиграфический ряд от нижнего миоцена до верхнего миоцена – нижнего плиоцена. Подобные спорово-пыльцевые спектры выделены из отложений осиновской свиты. В вышележащих отложениях аносовской и шанхаихинской свит ПК имеют плиоценовый возраст.

4.5.1. Нижнетанхойский ПК

Из 65 проб, отобранных нами в разрезах, обнажающих разные слои кайнозойских стратонов Танхойского поля, Г.И. Беловой, Е.В. Пуляевой и Е.М. Ващенко спорово-пыльцевые спектры установлены в 50 пробах. В нижних частях разрезов танхойской свиты, в верховьях р. Осиновка-Танхойская (т.н. 45/1, см. рис. 3, а, б; т.н. 185, см. рис. 3, в) пробы изучены Е.М. Ващенко с установлением палинокомплекса раннего миоцена. Подобный ПК раннего миоцена из нижних частей разрезов танхойской свиты из озерно-болотных отложений по рекам Осиновка-Танхойская, Половинка, Ушаковка и из аллювиального разреза р. Клюевка был получен и ранее [Sedova, 1956; Belova, 1975; Logatchev, 1972] (см. рис. 2). В нем доминирует и субдоминирует пыльца разнообразных широколиственных форм сем. Fagaceae (*Fagus*), Juglandaceae, Ulmaceae и пыльца хвойных – *Picea* sp., *Tsuga* sp., *Pinus* sp., Taxodiaceae. Среди сопутствующих *Tiliaceae*, *Acer* sp. и разнообразная пыльца субтропических *Myrica* sp., *Azalia* sp., *Magnolia* sp., Moraceae, *Liquidambar* sp., *Nyssa* sp. Пыльца мелколиственных (*Betulaceae*) и трав (Poaceae, Chenopodiaceae) содержится в небольшом количестве. В спорах, кроме *Osmunda* sp., Polypodiaceae, отмечены водные папоротники *Ceratopteris* sp., *Marsilia*, произрастающие в настоящее время в обводненных местах субтропиков и тропиков. Подобный ПК раннего миоцена был получен В.М. Климановой из нижнего горизонта танхойской свиты Тункинской впадины [Logatchev, 1972]. ПК нижнетанхойских отложений по р. Половинка и из отложений «клюевской фации» в устье р. Ивановка (Ивановская бухта) был

уточнен В.А. Беловой [Belova, 1985]. В этом ПК в доминантах и субдоминантах определены *Picea* sp., *Pinus* sp., *Fagus* sp., *Tsuga* sp., *Carya* sp., *Alnus* sp., в сопутствующих – разнообразная пыльца термофилов, как широколиственных, так и субтропических *Juglans* sp., *Pterocarya* sp., *Quercus* sp., *Corylus* sp., *Castanea* sp., *Liquidambar* sp., *Ilex* sp., Taxodiaceae.

В нижнетанхойских озерно-болотных отложениях по р. Осиновка-Танхойская [Belova, 1985] определен палинокомплекс с доминантами и субдоминантами *Osmunda* sp., *Alnus* sp., Polypodiaceae, Taxodiaceae., *Carya* sp., *Quercus* sp. и сопутствующими – разнообразной пыльцой термофилов: широколиственных *Juglans* sp., *Pterocarya* sp., *Ulmus* sp., *Castanea* sp., *Fagus* sp., *Tilia* sp., *Corylus* sp., а также водных *Trapa* sp., *Nelumbo* sp. и субтропических *Glipostrobus* sp., *Magnolia* sp., *Nyssa* sp., *Liriodendron* sp., Moraceae. Выявлены немногочисленная пыльца берез. Подобные ПК были получены ранее М.А. Седовой [Sedova, 1956] из нижних частей разрезов танхойской свиты по скважинам на р. Загза (скв. 18к и др.) в интервале глубин 170–200 и до 400 м и рядом с д. Сухая (скв. инт. гл. 160–180 м) северо-восточнее дельты р. Селенга. По значительному количеству пыльцы мезофильных широколиственных (сем. Fagaceae, Juglandaceae, Ulmaceae и др.), разнообразию пыльцы субтропических на фоне пыльцы елей, сосен, тсуг, немногочисленных мелколиственных и травянистых эти палинокомплексы можно объединить в единый ПК раннего миоцена. Небольшие различия в ПК из танхойских и клюевских отложений, выраженные в увеличенном количестве пыльцы *Alnus* sp., *Nyssa* sp., спор *Osmunda* sp. и Polypodiaceae, в первых указывают на разный генезис этих осадков – озерно-болотный «танхойской фации» и озерно-аллювиальный – клюевской.

4.5.2. Среднетанхойский ПК

Палинокомплексы среднего миоцена выявлены М.А. Седовой [Sedova, 1956] в нижней-средней части разрезов танхойской свиты по р. Мишиха, а также в скважинах в долине р. Загза и у д. Сухая в интервале глубин 110–139 м. По сравнению с ПК раннего миоцена, отмечается увеличение количества пыльцы сем. Pinaceae и мелколиственных. Доминирует пыльца *Picea* sp., субдоминирует *Tsuga* sp., *Abies* sp., *Betulaceae*, Ulmaceae. Количество разнообразной пыльцы широколиственных еще значительно (сем. Juglandaceae, Fagaceae, Tiliaceae и др.). Сокращается количество и разнообразие пыльцы субтропических (*Myrica* sp., *Liquidambar* sp., *Trapa* sp.). Единично встречается Taxodiaceae, в сопутствующих – *Salix*, *Ephedra* sp., *Larix* и споры Polypodiaceae, *Osmunda* sp. Подобные палинокомплексы найдены В.А. Беловой [Belova, 1985] в средних и верхних озерно-аллювиальных и озерных слоях разреза по р. Мишиха. В ПК из берегового откоса оз. Байкал вблизи устья р. Бол. Язовка отмечено

большее количество пыльцы травянистых – *Artemisia* sp., Poaceae, Compositae. Среднемиоценовый ПК был получен также Е.М. Ващенко в 1981 г. из серии проб танхойской свиты (т.н. 103, см. рис. 3, в; т.н. 196, см. рис. 3 а, 5; Ушаковка, т.н. 188, 189). Аналогичные спорово-пыльцевые спектры изучены Е.М. Ващенко в отложениях долины р. Мишиха (т.н. 110, см. рис. 7, 8 а, г) в мишихинско-клюевском типе разреза танхойской свиты, а также в других фрагментах свиты с использованием данных Е.В. Пуляевой [Skoblo et al., 1981]. В ПК при доминировании и субдоминировании пыльцы *Alnus* sp., *Betula* sp., *Pinus* sp., *Tsuga* sp. отмечено много (20–42 %) пыльцы разнообразных термофилов: *Carya* sp., *Fagus* sp., *Ulmus* sp., *Corylus* sp., *Tilia* sp., *Juglans* sp., единично – *Ilex* sp., *Myrica* sp., *Liquidambar*, а также небольшое количество (до 10 %) пыльцы травянистых сем. Chenopodiaceae, Cyperaceae, Polygonaceae и спор Polypodiaceae, *Lycopodium* sp., *Osmunda* sp. По этим признакам ПК Е.М. Ващенко можно сопоставить с ПК М.А. Седовой (участки Загза и Сухая), «верхнемишихинским» ПК В.А. Беловой [Belova, 1985], а также с ПК из горизонта III среднего миоцена В.М. Климановой [Logatchev, 1972].

Близкие по составу палинокомплексы были установлены В.В Савиновой и В.А. Беловой в танхойской свите, вскрытой карьером южнее ст. Мысовая, а также на выступе 10-метровой байкальской террасы западнее р. Тельная, в нижней пачке песков и глин с бурыми углами [Bazarov, 1986; Imetkhenov, 1987]. На фоне пыльцы хвойных и немногочисленных бореальных мелколиственных (*Betula* sp., *Alnus* sp., *Salix* sp.) и травянистых в этих ПК еще велико количество пыльцы разнообразных термофилов – и широколиственных (*Carpinus* sp., *Juglans* sp., *Ulmus* sp., *Carya* sp., *Tilia* sp. и др.), и хвойных.

Во всех рассмотренных палинокомплексах при обилии пыльцы широколиственных мезофитов (*Ulmaceae*, *Juglandaceae*, *Carpinaceae*, *Fagaceae*) уменьшается количество пыльцы хвойных и субтропических термофилов, возрастает количество пыльцы мелколиственных бореальных (*Alnus* sp., *Betula* sp., *Salix*) и травянистых.

4.5.3. Позднетанхойский ПК

Палинокомплекс позднего миоцена получен Е.М. Ващенко по десяти пробам, отобранным нами из средних и верхних частей разрезов танхойской свиты в обнажениях по рекам Бол. Ивановка, Клюевка, Мысовка (рис. 9, а, б, «клюевская фация», т.н. 118, 119). Подобный ПК изучался В.А. Беловой [Belova, 1975; Belova, Endrikhinsky, 1980]. В нем доминируют *Picea* sp., *Pinus* sp., *Alnus* sp., споры Polypodiaceae, субдоминируют – *Tsuga* sp., *Corylus* sp., *Ulmus* sp., сопутствуют – *Juglans* sp., *Betula* sp., *Ilex* sp., присутствуют единично – *Zelkova* sp., *Myrica* sp., *Salvinia* sp. Подобный палинокомплекс из обнажений в устье р. Клюевка и по

рекам Мал. Ивановка и Переемная был изучен ранее М.А. Седовой [Sedova, 1956]. По составу и соотношению основных таксонов, доминированию и субдоминированию пыльцы сем. Pinaceae и мелколиственных *Betula* sp., на фоне пыльцы теплоумеренных широколиственных и немногочисленной, но разнообразной пыльцы травянистых лугово-степных ассоциаций, этот палинокомплекс объединяется в единый ПК позднего миоцена и сопоставляется с ПК IV (поздний миоцен – ранний плиоцен), по определениям В.М. Климановой [Logatchev, 1972].

В районе ст. Боярск, в основании Боярского опорного разреза (пачка 8), из перемежающихся темно-зеленых, зеленовато-синих глин и глинистых песков В.В. Савиновой и В.А. Беловой выделен спорово-пыльцевой спектр, подобный спектру, установленному М.А Седовой [Sedova, 1956] в устье р. Клюевка. Спектр также датируется поздним миоценом [Belova, 1985; Imetkhenov, 1987].

4.5.4. Аносовские ПК

Плиоценовые ПК изучены в отложениях верхней части боярского разреза, в верхних слоях клюевского разреза (р. Клюевка) и опорных разрезах аносовской и шанхаихинской свит.

Палинокомплексы раннего плиоцена выделены из аллювиально-озерных отложений в основании разреза аносовской (охристой) свиты по р. Клюевка и из песчаного пласта (слой 6, мощностью 3–4 м) в обнажении ст. Боярск [Imetkhenov, 1987]. Во всех палинокомплексах доминирует и субдоминирует пыльца *Picea* sp., *Tsuga* sp., *Betula* sp., *Pinus* subgen., *Haploxyylon*, *Alnus* sp. В сопутствующих – пыльца теплоумеренных широколиственных *Corylus* sp., *Juglans* sp., *Carpinus* sp., *Ulmus* sp., *Tilia* sp., *Quercus* sp., *Ilex* sp. и многочисленная пыльца травянистых лугово-степных ассоциаций – Poaceae, Chenopodiaceae, Ranunculaceae, Cyperaceae, Rosaceae, *Artemisia* sp., Polygonaceae. В спорах – *Sphagnum* sp., *Lycopodium* sp., пыльцы субтропических не отмечено [Belova, 1985; Imetkhenov, 1987]. Эти ПК с доминированием бореальных элементов на фоне еще разнообразной пыльцы широколиственных термофилов и травянистых лугово-степных ассоциаций можно сопоставить с ПК IV позднего миоцена – раннего плиоцена В.М. Климановой [Logatchev, 1972].

Палинокомплексы, условно, середины плиоцена изучены в озерно-аллювиальных отложениях шанхаихинской свиты рек Дулиха, Осиновка-Кедровая [Mats, 1985; Mats et al., 2001]. В них доминирует пыльца *Artemisia*, субдоминирует *Betula* sect. *Castanea*, *Ulmus* sp., *Pinus sylvestris* L., в сопутствующих находится *Ephedra* sp., Chenopodiaceae, Caryophyllaceae, Fagaceae, *Quercus* sp., *Ilex* sp.

Палинокомплексы позднего плиоцена изучены В.А. Беловой [Belova, 1985] по тем же разрезам рек Дулиха, Осиновка-Кедровая и др. из верхней части шан-

хаихинской свиты. По р. Шанхаиха из супесей среди дельтовых галечников выделены ПК, в которых доминирует *Artemisia* sp., субдоминирует пыльца *Poaceae*, *Chenopodiaceae*, иногда *Ulmus* sp. Сопутствует пыльца *Abies* sp., *Tsuga* sp., *Picea* sp., *Juglans* sp., *Carpinus* sp., *Corylus* sp., *Tilia* sp. Увеличение в ПК количества пыльцы травянистых мезоксерофитов при незначительном содержании пыльцы широколиственных теплоумеренных указывает на остынение территории, что характерно в регионе для среднего – позднего плиоцена. Там же Р.С. Адаменко [Adamenko et al., 1982a, 1982b; 1984] найдена фауна грызунов, определенная как «сибирский вариант» хатровского фаунистического комплекса Европы. Таким образом, наиболее вероятный возраст этого ПК – конец среднего – первая половина позднего плиоцена. Он сопоставляется с ПК первой половины позднего плиоцена из манзурского аллювия Западного Прибайкалья [Belova, 1985].

4.6. ДИАТОМЕИ

В отложениях побережья и в донных отложениях сопредельной части Южного Байкала диатомеи изучены в меньшей степени, чем в осадках его средней и северной частей. Объясняется это, во-первых, отсутствием диатомовых остатков в осадках некоторых стратиграфических подразделений (например, в стратотипе аносовской свиты), во-вторых, плотным сложением донных осадков Южного Байкала; неоднократные попытки отобрать грунт трубкой длиной 10–11 м с борта научно-исследовательского судна «Верещагин» оканчивались неудачей. Трубка оказывалась смятой.

Малоинформативным для диатомового анализа оказался и детально исследованный разрез танхойской свиты. После неоднократных попыток удалось выделить диатомовый комплекс из осадочных отложений на правобережье р. Половинка в 2–3 км выше ее устья. Здесь встречены виды с древними представителями рода *Aulacoseira*, характерными для неогена в целом. Обнаружено малое количество створок. Это *A. prae-granulata* var. *prae-granulata* f. *curvata* (Jouse) Sim., *A. prae-granulata* var. *praeislandica* (Jouse) Moiss., *A. prae-granulata* var. *praeislandica* f. *curvata* (Jouse) Moiss., *Actinocyclus krasskei* (Krasske) Bradbury et Krebs., септы видов *Tetracyclus*. Выявленные диатомеи, за исключением *Tetracyclus*, относятся к планктонной группе, что указывает на их развитие в достаточно обширном, глубоком водоеме, в литоральной зоне которого встречались бентосные виды, в частности стенотермный род *Tetracyclus*, а также разнообразные моллюски, обитающие ныне в Центральном и Южном Китае. Диатомовые присутствовали вместе с малакофауной, эндемичной для Байкала [Popova et al., 1989]. Среди обнаруженных диатомеи не встречены характерные байкальские виды родов *Aulacoseira* и *Cyclotella*. Возможно, это связано с небольшим объемом выполненных исследований или, что более вероятно, появлением

этих родов в пра-Байкале в сравнительно позднее время, о чем свидетельствуют данные, полученные по проекту «Байкал-бурение» [Khursevich et al., 2001].

Диатомеи были изучены в отложениях осиновской свиты берегового разреза на устье р. Дулиха. Мощность отложений 2.5 м. В озерных глинистых алевролитах или «синих аносовских глинах», по Г.Б. Пальшину [Pal'shin, 1955], определено 32 вида и внутривидовых таксона диатомей, среди которых доминирующее значение имели отсутствующие ныне представители стефанодискусовой флоры: *Stephanodiscus carconeiformis* Churs et Log., *St. flabellatus* Churs. et Log., *St. carconensis* var. *pusilla* Grun., *St. grandis* Chur. et Log. Относительно часто встречена *Cyclotella cf. temperiana* (Log.) Log. В меньшем количестве, но постоянно присутствовала *Eunotia polyglyphoides* Sheshuk., *Gomphonema aff. praelanceolatum* Tscherem., а также представители рода *Tetracyclus*, характерные для неогена. В составе диатомей 30 % составляют вымершие виды. *Aulacoseira* в осадках разреза присутствовала в основном в виде спор с высокой оценкой обилия.

Надо отметить, что среди диатомей этой части разреза осиновской свиты отсутствуют характерные для Байкала виды (эндемики?) – *Aulacoseira baicalensis* (K. Meyer) Sim. и *Cyclotella baicalensis* Skv. Такая флора была выявлена ранее в отложениях о-ва Ольхон и донных осадках Байкала.

Экологические особенности диатомей свидетельствуют о накоплении осадков в глубоководном озере-ном бассейне. Состав диатомей, наряду с другими данными (палинокомплексы, геологические соотношения), указывает на миоцен-нижнеплиоценовый возраст осиновской свиты. Эти отложения, по определению В.М. Климановой, содержат богатый верхнетанхойский палинологический комплекс. Подобные спектры неоднократно отмечались в верхних частях танхойской, баяндайской и халагайской свит. По составу палинофлоры В.М. Климанова датировала отложения осиновской свиты поздним миоценом – ранним плиоценом (ПК IV).

Иной комплекс диатомей изучен в верхней части разреза р. Дулиха, относящегося к шанхаихинской свите. По составу видов он резко отличается от нижележащего комплекса из отложений осиновской свиты. Видимая мощность фрагмента разреза, охарактеризованного диатомеями, – 1.6 м. В составе диатомей в этой части разреза отсутствуют вымершие виды рода *Stephanodiscus*. Видовой состав флоры становится более разнообразным. Доминантами, хотя и с невысокими количественными оценками, являются ныне существующие виды: *Stephanodiscus rotula* (Kutz) Hendey, *Aulacoseira italica* var. *valida* (Grun.) Simon. Эти диатомеи в разной степени представлены в современных водоемах. Кроме них, появляются виды – обитатели современного Байкала, хотя изредка они встречаются и в других озерах (*Coccconeis skvortzowii* (Skv.) Sheshuk., *Navicula unipunctata* Skv., *N. dahurica* Skv. и др.).

Осадки накапливались в сравнительно мелководной прибрежной зоне палеоозера Южного Байкала, берег которого располагался южнее современного [Mats et al., 2001]. Близкий видовой состав диатомей в указанных местонахождениях (за исключением шанхаихинской свиты) и преобладание планктонных вымерших видов со значительным числом диатомей прибрежной фауны свидетельствуют о формировании диатомовых комплексов в достаточно глубоководных водоемах Южного и Среднего Байкала или в системе однотипных глубоких водоемов с близким гидрологическим режимом [Popova et al., 1989].

5. КОРРЕЛЯЦИИ, ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

5.1. БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОРРЕЛЯЦИИ

5.1.1. Ихтиофауна и малакофауна

Формы ихтиофауны из мишихинского местонахождения танхойской свиты (сем. окуневых и карповых) характерны для неогена районов Сибири. Общими с южнобайкальскими являются формы, обнаруженные на Приольхонском плато (бухта Ая), где ранне-среднемиоценовый возраст захоронения подтвержден находками костей крупных млекопитающих [Filippov, Sychevskaya, 2000].

Корреляция неогеновых отложений по малакофауне подробно рассмотрена на уровне разных семейств и родов в работах [Martinson, 1940, 1951, 1961; Popova, 1964, 1971, 1981, 1984, 1988; и др.]. В отложениях нижней-средней части танхойской свиты, сформировавшихся в мелководье и заливах крупного, глубоководного Южнобайкальского палеоозера, содержится фауна позднего олигоцена – раннего миоцена. Авторы разделяют точку зрения, высказанную при исследованиях малако- и спонгиофауны Г.Г. Мартинсоном и С.М. Поповой, касающуюся выводов об обширных размерах и глубоководности Южнобайкальского палеоозера, вмешавшего танхойскую фауну, и о сохранении обширного комплекса пресноводных моллюсков в разрезах р. Половинка «в условиях открытого побережья открытых вод» крупного водоема [Martinson, 1961, с. 300]. Обособление моллюсковой фауны в долгоживущем современном Байкале подтверждено и М.М. Кожовым [Kozhov, 1962, 1972].

Синхронная малакофауна, подобная таковой в танхойской свите юго-восточного побережья Байкала, присутствует в фаунах мелководных озер Прибайкальского прогиба (булусинская свита и нижняя часть баяндайской). В Иволгинской впадине из осадков озерного мелководья (у пос. Сокол и севернее г. Улан-Удэ в углистых отложениях прежней лысогорской свиты) Г.Г. Мартинсоном была изучена фауна пластинчатожаберных моллюсков позднего олигоцена – раннего миоцена, тождественная (до вида) танхойским фор-

мам. Это указывает на связь палеобассейнов, расположенных на территории нынешней Южнобайкальской и Иволгинской впадин [Mikhno et al., 1960].

Средне-позднемиоценовая малакофауна установлена в отложениях мелководных озер разрезов баяндайской свиты. Ранне-среднеплиоценовая малакофауна характеризует отложения мелководных озер и крупных заливов о. Ольхон (Средний Байкал; сасинская толща и другие стратоны) [Popova, 1988; Mats et al., 2001].

5.1.2. Палинокомплексы

ПК из нижнемиоценовых отложений танхойской свиты подобен ПК верхнебельской подсвиты Средней Сибири [Volkova et al., 1986, 1996] и киреевских слоев абросимовского горизонта Западной Сибири (конец раннего – начало среднего миоцена). Для киреевской палинофлоры также характерно увеличенное количество пыльцы широколиственных (*Quercus* sp., *Fagus* sp., *Juglans* sp., *Ulmus* sp.) на фоне пыльцы мелколиственных (*Alnus* sp., *Betula* sp.), Taxodiaceae – елей, сосен и разнотравья [Kulkova, Volkova, 1997; Volkova, 2002]. Раннетанхойский ПК сопоставляется также с ПК из верхнеильдикляхского подгоризонта северо-востока России (вторая половина раннего – начало среднего миоцена). Последний ПК рассматривается как единый тип палинофлоры, соответствующий климатическому оптимуму миоцена [Fradkina, 1988, 1996].

Палинокомплексы среднего миоцена разрезов танхойской свиты сопоставимы с ПК средней–верхней части бещеульского горизонта Западной Сибири (палинозона *Alnus* – Polypodiaceae) [Volkova, 2002], с ПК мамонтовогорского горизонта северо-востока России [Volkova et al., 1986, 1996], а также с ПК VI–VII второй половины среднего миоцена Витимского плоскогорья (слои с *Pinaceae* – *Alnus* – Polypodiaceae) [Rasskazov et al., 2007]. Второй половиной миоцена датированы многочисленные растительные отпечатки из танхойского горизонта южного побережья Байкала [Skoblo et al., 1981; Akhmetiev, 1993]. Подобный ископаемый фитологический комплекс определен в отложениях второй половины среднего миоцена Дальнего Востока и джилиндинской свиты Витимского плоскогорья В.А. Красиловым [Rasskazov et al., 2007].

Палинокомплекс позднего миоцена из средних и верхних частей танхойской свиты сопоставляется с ПК IV (поздний миоцен – ранний плиоцен) из разрезов Тункинской впадины [Logatchev, 1972]. Этот палинокомплекс близок к ПК позднего миоцена из верхней части баяндайской свиты Прибайкалья, таволжанского горизонта Западной Сибири [Volkova, 2002], а также к ПК VIII (слои с *Picea*–*Pinus*–*Tsuga*–*Betula* spp.–*Ulmus*–*Juglans*) Витимского плоскогорья [Rasskazov et al., 2007].

Раннеплиоценовый ПК из основания аносовской (охристой) свиты в опорном разрезе ст. Боярск В.А. Белова [Belova, 1985] сопоставляла с ПК IV Тункинской впадины [Logatchev, 1972]. Подобные ПК

раннего плиоцена выделены в байшинской свите р. Манзурка [Belova, 1985], а также содержатся в карнаевской свите Средней Сибири, в новостаничном горизонте Западной Сибири [Volkova, 2002; Volkova et al., 1986; Panova et al., 1990] и сопоставляются с ПК IX Витимского плоскогорья (слои с *Pinaceae–Betula spp.–Ulmaceae–Tilia–Compositae*).

Палинокомплексы, условно, середины плиоцена Танхойского поля по значительному содержанию пыльцы мелколиственных boreальных, небольшому – широколиственных и значительному – травянистых мезоксерофитов можно сопоставить с ПК X (слои с *Pinus sylvestris L.–Betula spp.–Corylus–Juglans–Artemisia*) Витимского плоскогорья. Однако доминирование пыльцы *Artemisia* sp., присутствие в значительном количестве других мезофитных травянистых, указывающих на оледенение территории, позволяют сопоставить этот ПК и с ПК XI среднего–позднего плиоцена, особенно с палинокомплексами из нижних частей разрезов кыджимитской толщи Холой–Романовской и Кыджимитской впадин [Rasskazov et al., 2007].

ПК из верхней части шанхаихинских разрезов с фауной мелких млекопитающих [Adamenko et al., 1982a, 1982b; 1984], датированный первой половиной позднего плиоцена, сопоставляется с ПК из манзурского аллювия западного побережья оз. Байкал [Belova, 1985]. По составу ПК, комплексу мелких млекопитающих (средний и верхний виллафранк) и общему строению разреза шанхаихинская свита коррелируется с охристыми (аносовскими) образованиями тектоноседиментационного ритма опорного разреза Анчук в Быстриинской впадине. Верхняя граница аносовского и шанхаихинского стратонов поднимается в эоплейстоцен [Mats et al., 2001].

В конгломератах Быстриинской впадины (карьер Ильча), а также в охристых песчано-галечных отложениях по рекам Замараиха и Хобок в Тункинской впадине (местоположение см. на рис. 1, а) обнаружены костные остатки мелких млекопитающих. Корнезубые виланийные, мимомисные и другие формы из этих отложений близки к формам известных млекопитающих из местонахождений Прибайкалья, Западного Забайкалья, Монголии и Северного Китая. Это позволило отнести изученный фаунистический комплекс к азиатскому варианту хапровского комплекса и датировать его второй половиной позднего плиоцена [Adamenko et al., 1982a, 1982b; 1984; Logatchev et al., 1981]. В ПК разреза Ильча доминирует *Artemisia* sp., субдоминирует пыльца *Picea* sect. *Eupicea*, *Pinus sylvestris* L., *Tsuga* sp., *Betula* sect. *Albae*, *Poaceae*, сопутствует – *Compositae*, *Chenopodiaceae*, *Ranunculaceae*, *Thalictrum* sp., *Polygonum* sp., *Tilia* sp., *Ulmus* sp. Состав спор и пыльцы, а также возраст фауны позволяют датировать осадочные отложения разреза Ильча поздним плиоценом и сопоставить их с раннеангинским аллювием ангинской свиты Прибайкалья [Belova, 1985].

Грубообломочные, часто охристые, образования

мощностью 50–150 м в малых впадинах–сателлитах Восточного Прибайкалья (Максимишинская и др.) сопоставляются с аносовскими отложениями и условно датируются верхним плиоценом [Bazarov et al., 1974; Imetkhenov, 1987]. Отложения в разных структурах Прибайкалья, условно, аносовской свиты охарактеризованы палинокомплексами всего плиоцена [Decisions..., 1981].

5.1.3. Диатомовые комплексы

Диатомеи, изученные в позднекайнозойских отложениях из обнажений рек Половинка и Дулиха, характеризуются небольшим видовым разнообразием и не значительным обилием диатомовых створок. Встреченные виды, тем не менее, сопоставляются с диатомеями прилегающих территорий (о. Ольхон, хр. Академический, Тункинская и Чарская впадины, Витимское плоскогорье).

Комплекс диатомей, изученный в осадках из верхней части разреза р. Дулиха, хорошо коррелируется с ранне-среднеплиоценовым комплексом из осадочных отложений халагайской свиты о. Ольхон. Здесь диатомеи изучены в ее верхней одонимской пачке, представленной преимущественно озерными темно-серыми, иногда зеленовато-серыми глинами. По фауне мелких млекопитающих и малакофауне эти отложения датированы средним плиоценом. В этой пачке Г.П. Черняевой впервые установлен комплекс диатомей, необильный по количеству створок, но чрезвычайно показательный в видовом отношении. Диатомеи местонахождений р. Дулиха и о. Ольхон коррелируются между собой по вымершим видам рода *Stephanodiscus*. Диатомовый комплекс верхней части осадков подводного Академического хребта также включает эти вымершие виды. Объединяет комплексы присутствие в их составе видов *Stephanodiscus grandis* Churs. et Log., *St. carconeiformis* Churs. et Log., *St. flabellatus* Churs. et Log. Появление, расцвет и вымирание их, за исключением последнего, по данным исследования глубоководных скважин, находятся во временном интервале 320–71 тыс. лет назад [Khursevich et al., 2001, 2005]. Существенное отличие дулихинского комплекса от комплексов о. Ольхон и Академического хребта заключается в отсутствии в его составе *Aulacoseira baicalensis* (K. Meyer) Sim. и *Cyclotella baicalensis* Skv.

В видовом составе диатомей из отложений рек Половинка и Дулиха и из отложений Тункинской впадины большого сходства не выявлено. Данные о богатой и разнообразной диатомовой флоре последней территории приведены в работе [Cheremisinova, 1973]. Охарактеризованы виды диатомей мелководных озер и комплексы планктонных диатомей, в том числе с максимальным участием современных байкальских видов – *Aulacoseira baicalensis* (K. Meyer) Sim. и *Cyclotella baicalensis* Skv. В миоценовых отложениях (скв. 2, 80 и обн. 1 по рч. Харгантай) доминирует диатомовая фло-

ра пра-*Aulacoseira* (*A. praegranulata* (Jouse) Sim. var. *praegranulata* f. *praegranulata*, *A. praegranulata* var. *Praeislandica* (Jouse) Moiss. et f. *curvata* (Jouse) Moiss.). Диатомеи, содержащиеся в этой части разреза, коррелируются с диатомеями, выявленными в отложениях р. Половинка. Существенное отличие между ними заключается в разном количестве створок. Как уже было сказано, на р. Половинка обнаружены диатомеи с минимальной оценкой обилия, а из характерных видов рода *Actinocyclus* (*Coscinodiscus*, по Е.А. Черемисиновой) встречен только *A. Krasskei*. Многие пеннатные диатомеи родов *Eunotia*, *Navicula*, *Cymbella*, *Gomphonema* и др., а также байкальские виды *Aulacoseira baicalensis* (K. Meyer) Sim. и *Cyclotella baicalensis* Skv., отмеченные в массе в отложениях Тункинской впадины, отсутствуют.

Диатомовые виды, выделенные из отложений осиновской свиты на р. Дулиха, только частично коррелируются с диатомеями из отложений Тункинской впадины. Это в основном пеннатные виды. Общими являются *Eunotia polyglyphoides* Sheshuk, *Gomphonema* aff. *praelanceolatum* Tscherem., виды рода *Tetracyclus*, *Stephanodiscus flabellatus* Churs. et Log. (St. *astraca* var. *intermedius* Fricke, по Е.А. Черемисиновой) и некоторые другие виды. В составе диатомей указанных местонахождений имеется существенное отличие – отсутствие в составе тункинских диатомей, кроме *St. flabellatus*, других вымерших видов рода *Stephanodiscus*, выявленных в отложениях осиновской свиты. В скв. 73, пробуренной в Тункинской впадине рядом с селом Никольское, в интервале глубин 48–54 м единично встречены неполные створки (обломки) видов рода *Stephanodiscus*, которые имели морфологические признаки стефанодискусовой флоры осиновской свиты в отложениях Южного Байкала [Popova et al., 1989]. Разумеется, эта находка требует как дополнительных исследований и уточнений видовой принадлежности диатомей, так и подтверждения их находления в танхайской свите Тункинской впадины.

Начавшееся в миоцене изменение состава диатомей (в основном центрических видов) приняло более радикальный характер в конце плиоцена и в плейстоцене. На смену центрическим видам, процветавшим в неогене, пришло большое видовое разнообразие пеннатных видов, сменились доминанты. В диатомовой флоре стали превалировать виды, свойственные современным озерам. Именно такой состав диатомей наблюдается в осадках шанхаихинской свиты, в которых, как и в нижележащих осадках осиновской свиты, отсутствуют *Aulacoseira baicalensis* (K. Meyer) Sim. и *Cyclotella baicalensis* Skv. Сходство диатомей Южного Байкала с диатомеями из отложений Тункинской впадины незначительное, в основном среди пеннатных видов родов *Tetracyclus*, *Navicula*, *Gomphonema* и др., не имеющих в данном случае массовой оценки.

При сравнении диатомей из осадков р. Половинка с диатомеями из верхнемиоценовых отложений скв. 126

Чарской впадины [Chernyaeva, Moiseeva, 2003] выявляются общие виды *Aulacoseira praegranulata* (Jouse) Sim. var. *praeslandica* f. *praeslandica* (Jouse) Moiss., *Actinocyclus krasskei* Bradbury et Krebs и некоторые представители рода *Tetracyclus*, которые встречены в виде септ. Состав диатомей этих местонахождений существенно отличается. В осадках Чарской впадины отсутствуют стефанодискусовые виды, характерные для осиновской свиты Южного Байкала. В верхнемиоценовых и плиоценовых отложениях Чарской впадины распространен вид *Aulacoseira baicalensis* (K. Meyer) Sim. и похожий на него вид *A. aff. baicalensis*. В одновозрастных отложениях Южного Байкала оба вида отсутствуют.

При сопоставлении диатомей Южного Байкала и Витимского плоскогорья прежде всего выявляются различия в составе диатомей по числу видов и разновидностей и по содержанию их количества в осадках. Общим является вид пра-*Aulacoseira* и некоторые пеннатные виды, но взаимно исключаются характерные виды: в отложениях Витимского плоскогорья отсутствуют вымершие виды рода *Stephanodiscus*, характерные для осадков побережья Южного Байкала, и наоборот, в осадках этого озерного побережья нет представителей рода *Alveolophora* (*Miosira*), характерных для миоценовых отложений Витимского плоскогорья.

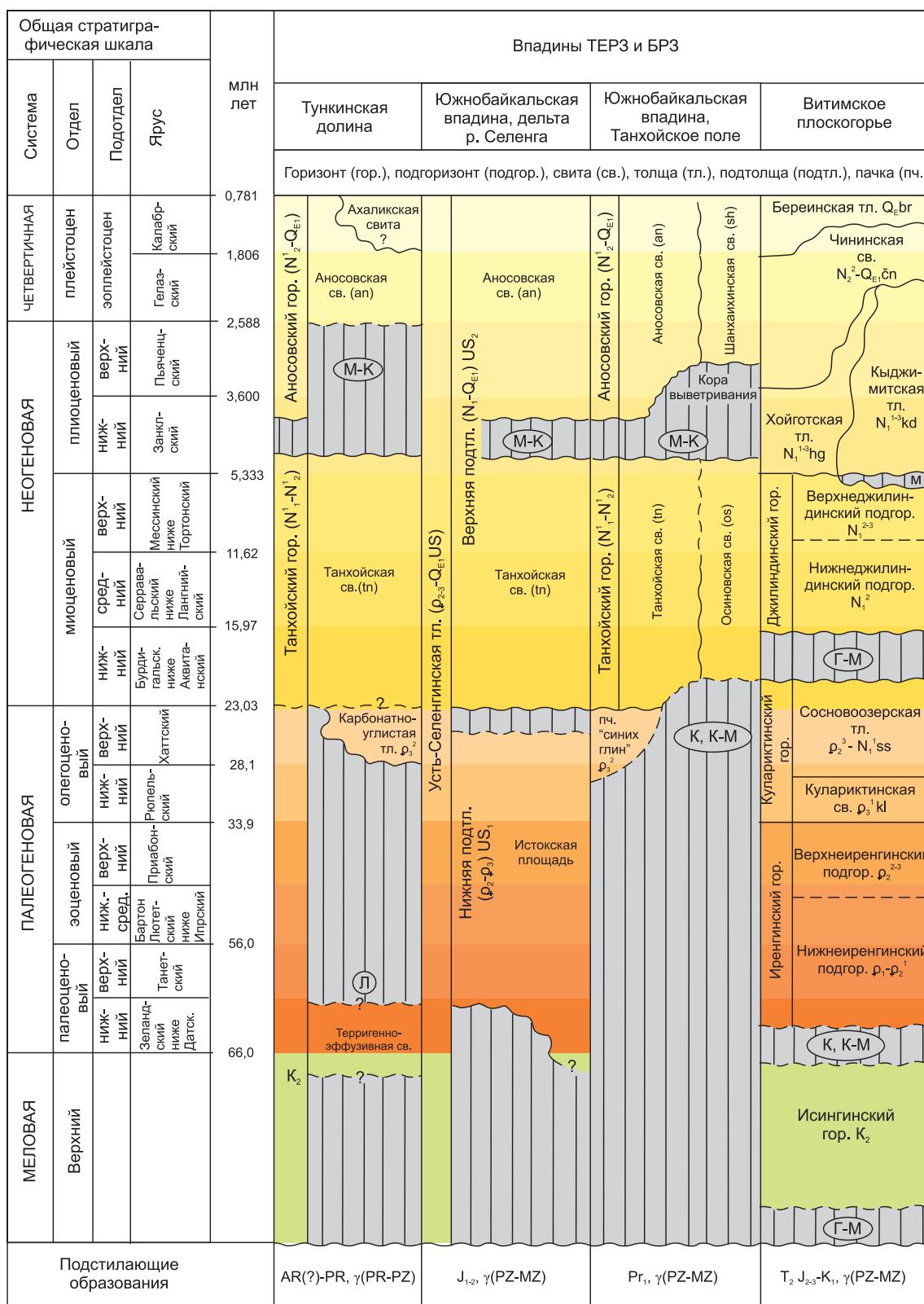
5.2. КОРРЕЛЯЦИИ ПЕРЕСТРОЕК РЕЛЬЕФА

В позднем кайнозое в Тункинской, Южно-Байкальской и Баргузинской впадинах последовательно накапливались отложения угленосной (танхайской), охристой (аносовской, шанхаихинской), туфогенно-осадочной и песчаной свит [Logatchev, 1958]. Корреляции осадочных и вулканогенных толщ Витимского плоскогорья, Селенгинского среднегорья и Тункинской долины дают представление о едином развитии новейшей структуры этих территорий с кампания-маастрихта до олигоцена в составе Тунка-Еравнинской рифтовой зоны и о постолигоценовом переходе к развитию новейших структур Байкальской рифтовой зоны, результатом которого явилось образование впадин ее северо-восточной части [Rasskazov et al., 2007] (табл. 2). Южно-Байкальская впадина сначала формировалась в мел-палеогеновой Тунка-Еравнинской рифтовой зоне, а затем в постолигоценовой Байкальской. Соответственно, по формированию литостратиграфических комплексов в Южно-Байкальской впадине выделяются три этапа: 1) доорогенный (позднемеловой–палеогеновый), 2) раннеорогенный (миоценовый) и 3) позднеорогенный (плиоцен-четвертичный) [Mats, 2012].

По результатам K–Ag и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования вулканических пород разновозрастные базальтовые толщи (мощностью до 70 м и более) охарактеризованы в разных ярусах рельефа Тункинской рифтовой долины и ее

Т а б л и ц а 2. Схема корреляции кайнозойских стратотипов впадин палеогеновой Тунка-Еравнинской рифтовой зоны (ТЕРЗ) и центральной части постолигоценовой Байкальской рифтовой зоны (БРЗ)

Table 2. Correlation of Cenozoic stratigraphic units of basins in the Paleogen Tunka-Eravna rift zone (TERZ) and the central segment of the Post-Oligocene Baikal rift zone (BRZ)



П р и м е ч а н и е. Корреляционная схема составлена с использованием опубликованных и фондовых материалов с дополнениями и изменениями авторов. Стратиграфические перерывы сопровождаются развитием кор выветривания: М – монтмориллонитовых, К – каолинитовых, Г – гидрослюдистых, Л – латеритных.

N o t e s. The correlation diagram is based on published and archive materials with additions and amendments by the authors. Stratigraphic gaps are associated with weathering crust of the following types: М – montmorillonite, К – kaolinite, Г – hydromica, Л – laterite.

горного обрамления. В южной части хр. Камар в эрозионные долины глубиной более 200 м извергались базальтовые и гавайитовые лавы вулкана Метео, перемежающиеся с валунными галечниками. По раннемиоценовым Ar–Ar датировкам лав 18.0–17.5 млн лет [Rasskazov et al., 2013] эта вулканогенно-осадочная толща коррелируется с нижней частью мишихинско-клюевского аллювия Танхойского поля. Лавы первой половины среднего миоцена 16.5–15.0 млн лет назад заполняли новые углубленные эрозионные прорези по всей протяженности Тункинской долины от пос. Култук до пос. Монды. Эти лавы отличались от более ранних и более поздних лав сравнительно низкощелочным (оливин-толеитовым) составом [Rasskazov, 1993; Rasskazov et al., 1990, 2000, 2003, 2010a, 2010b]. Среднемиоценовая лавовая толща наращивалась вверх лавами с K–Ar датировками в интервале 13.0–9.0 млн лет. Подобные стратиграфические соотношения между осадочно-вулканогенными толщами среднего и позднего миоцена задокументированы в скважинах, вскрывших глубокие (до 400 м) палеодолины на Витимском плоскогорье. Средне-позднемиоценовые осадочно-вулканогенные толщи Тункинской долины и Витимского плоскогорья сопоставляются со средней и верхней частями мишихинско-клюевского аллювия и осиновской свитой Танхойского поля.

Осадконакопление и вулканизм были согласованы в целом в разных частях Тунка-Еравнинской рифтовой зоны на протяжении всего кайнозоя – в интервалах 56–51, 21–18, 15–13, 12–9, 5.2–2.4, 1.8–1.5 и 1.2–0.6 млн лет назад [Rasskazov et al., 2007]. Южнобайкальская впадина находится в центральной части этой рифтовой структуры, являясь связующим звеном структур Витимского плоскогорья и Тункинской долины. Ранние слои осадочных отложений Осиновской палеодолины Танхойского поля несколько моложе слоев Мишихинско-Клюевской палеодолины. Предполагалось, что «наиболее древние споры и пыльца из пород осиновской свиты аналогичны таковым из нижней половины стратотипического разреза танхойской свиты» [Mats et al., 2001, с. 97]. В корреляционной схеме В.Д. Маца и др. на рис. 6.1 допускалось положение подошвы свиты на уровне раннего миоцена, а в табл. 6.1 – на уровне среднего миоцена. Время заложения Осиновской палеодолины, таким образом, не определено и может быть принято исходя из корреляций с эрозионными долинами витимской и тункинской частей Тунка-Еравнинской зоны.

Сопоставляя Мишихинско-Клюевскую и Осиновскую эрозионные палеодолины Танхойского поля с эрозионными палеодолинами Витимского плоскогорья и Тункинской рифтовой долины, отметим, что ПК, наиболее близкие по составу к раннетанхойскому палинокомплексу, установлены в отложениях конца олигоцена – начала миоцена из верхней части сосново-озерских слоев Еравнинской впадины (ПК IV), сформировавшихся до перестройки рельефа, и в ПК V

начала среднего миоцена нижнеджилиндской подсвиты, фиксирующей эрозионный врез (слои с *Picea-Tsuga-Fagus-Ulmaceae*) [Rasskazov et al., 2007]. Соответственно, ранний мишихинско-клюевский аллювий танхойской свиты Танхойского поля может характеризовать седиментацию, предшествовавшую перестройке рельефа на рубеже раннего–среднего миоцена, а ранний аллювий осиновской свиты фиксирует новую эрозионную палеодолину, заложившуюся вследствие этой перестройки.

В развитии структуры рифтовых впадин выделялась позднемиоценовая перестройка по пространственно-временному распределению вулканизма Витимского плоскогорья и характеру осадконакопления на подводном Академическом хребте центральной части оз. Байкал. Позднекайнозойская вулканическая деятельность проявилась во временных интервалах 14.4–9.0 и 5.2–2.9 млн лет назад. В промежутке между этими интервалами сохранял активность единственный вулканический центр Намару, на котором известны лавы возрастом 7.5–6.5 млн лет [Rasskazov et al., 2000, 2007]. Ослабление вулканической деятельности связывалось со структурной перестройкой северо-восточной части Байкальской рифтовой системы, во время которой сдвиговые движения по северо-северо-восточному Цыпла-Муяканскому рифтовому сегменту, располагавшемуся между Чарской и Баргузинской впадинами, усложнились субширотными сдвиговыми движениями в Муя-Удоканском и Рель-Верхнеангарском рифтовых сегментах [Rasskazov, 1996]. Скважины BDP-96-1.2 и BDP-98, пройденные на Академическом хребте, вскрыли в глубинном интервале 600 м две осадочные толщи: нижнюю, сформированную за счет привноса материала из Баргузинской впадины, и верхнюю, отлагавшуюся при привносе материала из Верхнеангарской впадины. Смена питающих провинций, произошедшая во временном интервале 7.65–7.09 млн лет назад [Kashik, Lomonosova, 2006], совпадала по времени с активностью вулканического центра Намару. По имеющимся данным о строении разрезов Танхойского третичного поля какие-либо следствия этой перестройки не выявлены.

На Витимском плоскогорье установлена также активизация глубинной эрозии на рубеже миоцена и плиоцена. Образовавшиеся глубокие палеодолины заполнялись в плиоцене и плейстоцене осадочными отложениями и лавами чининской свиты и хойготской, береинской, кыджимитской толщ. Подобным образом новые эрозионные долины заполнялись на Танхойском третичном поле отложениями аносовской и шанхаихинской свит начиная, соответственно, с рубежей миоцена–плиоцена и раннего–позднего плиоцена.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты анализа опубликованных материалов, полученные авторами данные разных лет по обширному

комплексу органических остатков (мелких млекопитающих, ихтиофауны, малакофауны, пресноводных губок, палинокомплексов, растительных отпечатков, диатомей) и радиоизотопные датировки базальтовых лав позволили провести корреляции кайнозойских отложений Танхайского третичного поля с отложениями сопредельных территорий дельты р. Селенга и Тункинской долины, а также с детально изученными (реперными) синхронными отложениями Витимского плоскогорья.

В Тункинской впадине, наряду с условно палеоценовым стратоном (терригенно-эфузивная свита), детально обоснован новый верхнеолигоценовый стратон в центральной части впадины, мощностью до 170 м (жемчугская скв. 1, интервал глубин 1050–880 м). Этот разрез сопоставим с верхнеолигоценовыми отложениями булусинской свиты Лено-Ангарского междуречья. В нижней подтолще дельты р. Селенга серией глубоких скважин 3-р, 1, 2-р и др. вскрыты палеогеновые (эоцен-олигоценовые) отложения.

На южном побережье Южнобайкальской впадины, по береговым обнажениям и скважинам в Танхайском третичном поле, изучены стратотипические и опорные разрезы осадочных отложений миоцена и плиоцена, соответственно, танхайского (танхайской и осиновской свит) и аносовского горизонтов (аносовской и шанхаинской свит), и охарактеризовано изменение во времени состава биоты, в том числе захороненной *in situ*.

Охарактеризован гипостратотип танхайской свиты по р. Половинка, представленный монотонными пачками слюдисто-глинистых алевритов, алевропесков, мелко- и среднезернистых песчаников, реже – аргиллитов и мергелей и пластами бурых углей (дюрены), мощностью до 2 м и более. В виде линзовидных пластов и караваеобразных конкреций присутствуют известковые песчаники с ракушковым моллюсковым детритом и цельными раковинами двустворчатых моллюсков и гастропод. Отмечено хаотическое расположение моллюсковой фауны в песчаных слоях – макушками и вверх, и вниз, а также под углом к напластованию, что указывает на автохтонный тип ее захоронения. Наряду с подобным типом захоронения моллюсковой фауны отмечался ряд слоев (VII и III), в которых фауна ориентирована параллельно плоскости напластования. Особенно это касается раковин в тонких илистых или глинисто-известковистых грунтах. Створки их там обычно сомкнуты, раковины целые (т.е. захоронены без переноса). В конкреции слоя III обнаружено присутствие раковин, сохранивших не только известковистый слой, но и переостракум [Popova, 1964; и др.]. В русле р. Половинка, ближе к верховьям, наблюдались глыбы мергеля с обильной хорошо сохранившейся фауной моллюсков. Мощность обнаженной части разреза в гипостратотипе составляет 500 м.

Перемещение и захоронение палеогеновых (эоцен (?) – олигоценовых) осадков в западной (прихамарданской) части Танхайского поля косвенно свидетельствуют о предтанхайской локальной активизации зоны

прибрежного разлома. Формирование осадочных отложений танхайского горизонта на «раннеорогенном» этапе в котловине, которая явила прообразом будущей Южнобайкальской впадины, включало заложение Мишихинско-Клюевской речной палеодолины на рубеже олигоцена–миоцена (или в раннем миоцене) и Осиновской палеодолины на рубеже раннего–среднего миоцена. Основная часть территории сложена преимущественно монотонными тонко-мелкобломочными миоцен-нижнеплиоценовыми молассоидами танхайской свиты с ненарушенными цельными листьями покрытосеменных древесных растений и цельными скелетами рыб, а также остатками малакофауны, характерной для слабопроточной прибрежной части обширного палеобассейна и реже – мелких озер и стариц речных палеодолин. Распространение нижне-среднемиоценовых (?) – нижнеплиоценовых отложений осиновской свиты было связано с новой фазой активизации – поднятием борта впадины.

Судя по биостратиграфическим данным, полученным по плиоценовым палинофлорам и мелким млекопитающим из разрезов грубобломочной охристой молассы аносовского горизонта, резкое увеличение контрастности рельефа вследствие тектонической активизации началось локально в прибрежной части Южнобайкальской впадины в конце миоцена – начале плиоцена. Новая фаза активизации имела место в среднем–позднем плиоцене. Этот «позднеорогенный» этап обозначен в отложениях, соответственно, шанхаинской и аносовской свит.

Мы приходим к выводу о том, что в последовательном формировании осадочных толщ Танхайского третичного поля нашло выражение общее неравномерное пространственно-временное распределение осадочных и вулканогенно-осадочных толщ Прибайкалья и Западного Забайкалья, свидетельствующее о четырех перечисленных перестройках рельефа. Еще одна (позднемиоценовая) перестройка, повлекшая за собой смену источников седиментации на подводном Академическом хребте оз. Байкал во временном интервале 7.6–7.1 млн лет назад и игравшая важную роль в развитии северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны, по имеющимся в настоящее время материалам, в седиментации Танхайского третичного поля не отражена.

Анализ диатомовых водорослей свидетельствует о существовании в миоцене на Южном Байкале крупного и глубокого палеозера, которое подтверждается нахождением моллюсков эндемичного семейства *Baicaliidae* и губок семейства *Lubomirskiiidae*. Изученные отложения р. Половинка относятся к прибрежной части палеозера. Частичная общность диатомовых видов Южного Байкала и Тункинской долины, а также присутствие сходной эндемичной фауны в отложениях свидетельствуют о связи миоценовых водоемов этих территорий. Отложения р. Дулиха древнее отложений о. Ольхон и Академического хребта, в которых установлен вид *Aulacoseira baicalensis*.

7. Благодарности

Работа выполнена с финансированием по Интеграционному проекту СО и ДВО РАН № 5, президент-

скому гранту МК-2617.2011.5 и при поддержке РФФИ (проект № 12-05-3307). Авторы благодарят В.Д. Маца за конструктивное обсуждение рукописи статьи.

8. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Adamenko O.M., Adamenko R.S., Belov V.A. et al., 1982a. Microteriofauna of molasse strata of the Baikal rift zone. *Izvestiya AN SSSR, seriya geologicheskaya* (6), 84–89 (in Russian) [Адаменко О.М., Адаменко Р.С., Белова В.А. и др. Микротериофауна молассовых толщ Байкальской рифтовой зоны // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1982. № 6. С. 84–89].
- Adamenko O.M., Adamenko R.S., Belov V.A. et al., 1984. About the age of molasse strata of the Baikal rift zone from mammal fauna determinations. In: *Environment and Life at the turn of epochs in the Cenozoic in Siberia and the Far East*. Nauka, Novosibirsk, p. 189–193 (in Russian) [Адаменко О.М., Адаменко Р.С., Белова В.А. и др. О возрасте молассовых толщ Байкальской рифтовой зоны по фауне млекопитающих // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 189–193].
- Adamenko O.M., Belova V.A., Endrikhinsky A.S., 1982b. Stratigraphy of Neogenic sediments in lake basins in the Baikal rift zone. In: *The Late Cenozoic history of lakes in the USSR*. Nauka, Novosibirsk, p. 52–61 (in Russian) [Адаменко О.М., Белова В.А., Ендрюхинский А.С. Стратиграфия неогеновых отложений озерных котловин Байкальской рифтовой зоны // Позднекайнозойская история озер в СССР. Новосибирск: Наука, 1982. С. 52–61].
- Additions to the Stratigraphic Code of Russia, 2000. VSEGEI, St. Petersburg, p. 101–104 (in Russian) [Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 101–104].
- Akhmetiev M.A., 1993. Fitostratigraphy of Paleogenic and Miocene Continental Deposits in Non-Tropical Asia. Nauka, Moscow, 143 p. (in Russian) [Ахметьев М.А. Фитостратиграфия континентальных отложений палеогена и миоцена внетропической Азии. М.: Наука, 1993. 143 с.].
- Balkhanov V.V., Fishev N.A., Koshkin V.V. et al., 2000. Legends of the Selenga series sheets of the State Geological Map of the Russian Federation, scale 1:200,000. Geofond, Buryatgeologia, Ulan-Ude (in Russian) [Балханов В.В., Фищев Н.А., Кошкин В.В. и др. Легенды Селенгинской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации в м-бе 1:200000. Улан-Удэ: Геофонд ПГО «Бурятгеология», 2000].
- Bazarov D.-D.B., 1986. The Cenozoic Pribaikalia and West Transbaikalia. Nauka, Novosibirsk, 180 p. (in Russian) [Базаров Д.-Д.Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 180 с.].
- Bazarov D.-D.B., Antoshchenko-Olenev I.V., Rezanov I.N. et al., 1976. Stratigraphy of Cenozoic sediments of West Transbaikalia and some neighboring regions. In: *Stratigraphy of Cenozoic Sediments of Western Transbaikalia*. Buryatian Division, Siberian Branch of the USSR Acad. Sci., Ulan Ude. Volume 8 (16), p. 5–70 (in Russian) [Базаров Д.-Д.Б., Антощенко-Оленев И.В., Резанов И.Н. и др. Стратиграфия кайнозойских отложений Западного Забайкалья и некоторых сопредельных районов // Стратиграфия кайнозойских отложений Западного Забайкалья. Улан-Удэ: БФ СО АН СССР, 1976. Вып. 8 (16). С. 5–70].
- Bazarov D.-D.B., Imetkhenov A.B., Plyusnina V.P., 1974. About Pliocene-Quaternary sediments and the geomorphological structure of the South-Eastern Pribaikalia. In: *Geology and Minerals of Transbaikalia*. Burknigizdat, Ulan-Ude, p. 136–143 (in Russian) [Базаров Д.-Д.Б., Иметхенов А.Б., Плюснина В.П. О плиоцен-четвертичных отложениях и геоморфологическом строении Юго-Восточного Прибайкалья // Геология и полезные ископаемые Забайкалья. Улан-Удэ: Буркнигиздат, 1974. С. 136–143].
- Bazarov D.-D.B., Imetkhenov A.B., Rezanov I.N. et al., 1984a. Stratigraphy of Late Cenozoic deposits in the Baikal rift zone. In: *Morphological structure and Stratigraphy of Cenozoic Sediments in Pribaikalia*. Buryatian Division, Siberian Branch of the USSR Acad. Sci., Ulan-Ude, p. 3–22 (in Russian) [Базаров Д.-Д.Б., Иметхенов А.Б., Резанов И.Н. и др. Стратиграфия позднекайнозойских отложений Байкальской рифтовой зоны // Морфоструктура и стратиграфия кайнозойских отложений Прибайкалья. Улан-Удэ: БФ СО АН СССР, 1984. С. 3–22].
- Bazarov D.-D.B., Savinova V.V., Rasskazov S.V. et al., 1984b. About stratigraphy and palynocomplexes of Early Cenozoic sediments in the Vitim plateau. In: *Morphostructure and Stratigraphy of Cenozoic Sediments in Pribaikalia*. Buryatian Division, Siberian Branch of the USSR Acad. Sci., Ulan-Ude, p. 67–88 (in Russian) [Базаров Д.-Д.Б., Савинова В.В., Рассказов С.В. и др. О стратиграфии и палинокомплексах раннекайнозойских отложений Витимского плоскогорья // Морфоструктура и стратиграфия кайнозойских отложений Прибайкалья. Улан-Удэ: БФ СО АН СССР, 1984. С. 67–88].
- Belov I.V., 1963. Trachibasaltic Formation of Pribaikalia. Publishing House of the USSR Acad. Sci., Moscow, 371 p. (in Russian) [Белов И.В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 371 с.].
- Belova V.A., 1975. The Flora Evolution History of Basins in the Baikal Rift Zone (Cases of the Baikal and the Upper Chara Basins). Nauka, Moscow, 142 p. (in Russian) [Белова В.А. История развития растительности котловин Байкальской рифтовой зоны (на примере Байкальской и Верхне-Чарской котловин). М.: Наука, 1975. 142 с.].
- Belova V.A., 1985. The Late Cenozoic Flora and Climate of the Southern East Siberia. Nauka, Novosibirsk, 159 p. (in Russian) [Белова В.А. Растительность и климат позднего кайнозоя юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. 159 с.].

- Belova V.A., Endrikhinsky A.S., 1980. Palynological justification of stratigraphy of Neogenic deposits in the Baikal rift zone. In: Palynology of Siberia. Nauka, Moscow, p. 84–92 (in Russian) [Белова В.А., Ендрихинский А.С. Палинологическое обоснование стратиграфии неогеновых отложений Байкальской рифтовой зоны // Палинология Сибири. М.: Наука, 1980. С. 84–92].
- Cheremisinova E.A., 1966. On the age of Lake Baikal (results of diatom analysis of sediments in Tunka basin). *Doklady AN SSSR* 171 (4), 948–951 (in Russian) [Черемисинова Е.А. К вопросу о возрасте оз. Байкал (результаты диатомового анализа отложений Тункинской котловины) // Доклады АН СССР. 1966. Т. 171. № 4. С. 948–951].
- Cheremisinova E.A., 1973. Diatom Flora of Neogenic Sediments in Pribaikalie. Siberian Branch, Nauka, Novosibirsk, 83 p. (in Russian) [Черемисинова Е.А. Диатомовая флора неогеновых отложений Прибайкалья. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973, 83 с.].
- Chernyaeva G.P., 1990. The history of the lake from the data on diatom flora. In: The History of Ladoga, Onega, Pskov-Chudskoe, Baikal and Hanka Lakes. Nauka, Leningrad, p. 213–217 (in Russian) [Черняева Г.П. История озера по данным о диатомовой флоре // История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки. Л.: Наука, 1990. С. 213–217].
- Chernyaeva G.P., Lyamina N.A., Rasskazov S.V., Rezanov I.N., Savinova V.V., 2007. Biostratigraphy and deposition environments of the Middle-Late Miocene volcanosedimentary section in the Dzhilinda basin, Western Transbaikalia. *Russian Geology and Geophysics* 48 (4), 361–370. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2006.01.002>.
- Chernyaeva G.P., Moiseeva A.I., 2003. Diatom assemblages from upper cenozoic sediments of the Chara depression (Transbaikal Region). *Doklady Earth Sciences* 391 (5), 659–662.
- Chernyaeva G.P., Popova S.M., 1993. The discovery of diatoms in the lower Tankhoi suite, South Baikal basin. *Geografiya i Prirodnye Resursy (Geography and Natural Resources)* (3), 168–171 (in Russian) [Черняева Г.П., Попова С.М. О первой находке диатомовых водорослей в низах танхойской свиты (Южно-Байкальская впадина) // География и природные ресурсы. 1993. № 3. С. 168–171].
- Davydov V.I., Malyshov A.A., Spil'kov A.A., 1981. The Brief Explanatory Note to the Geological Map of the Buryatian ASSR, Scale 1:500,000. Buryatian Publishing House, Ulan-Ude, 148 p. (in Russian) [Давыдов В.И., Малышев А.А., Шпильков А.А. Краткая объяснительная записка к Геологической карте Бурятской АССР м-ба 1:500000. Улан-Удэ: Бур. кн. изд-во, 1981. 148 с.].
- Decisions of the Third Inter-Institutional Regional Stratigraphic Meeting on Mesozoic and Cenozoic of Central Siberia*, 1981. Siberian Branch, Nauka, Novosibirsk, 91 p. (in Russian) [Решения Третьего Межведомственного регионально-го стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. 91 с.].
- Filippov A.G., Sychevskaya E.K., 2000. Remains of snakehead fish in Lake Baikal. In: The Third Vereshchagin Baikal Conference, 22–27 August 2000. Abstracts. East Siberian Publishing House, Irkutsk, p. 250–251 (in Russian) [Филиппов А.Г., Сычевская Е.К. Остатки змееголовых рыб на Байкале // Третья Верещагинская байкальская конференция 22–27 августа 2000 г. Тез. докл. Иркутск: ЗАО «Вост.-Сиб. издательская компания», 2000. С. 250–251].
- Fishov N.A., 2006. Geological report on the results of work “Compilating a set of geological maps in scale 1:1000000, sheet N-49 (Chita)”. Rosgeofond, FSU “TFI RB” GFUP “Buryatgeocenter”, Ulan-Ude, 74 p. (in Russian) [Фишев Н.А. Геологический отчет о результатах работ «Составление комплекта государственной геологической карты масштаба 1:1000000 площади листа N-49 (Чита). Улан-Удэ: Росгеофонд, ФГУ «ТФИ по РБ» ГФУП «Бурятгеоцентр», 2006. 74 с.].
- Florensov N.A., 1960. Mesozoic and Cenozoic Depressions of Pribaikalie. Publishing House of the USSR Acad. Sci., Moscow–Leningrad, 257 p. (in Russian) [Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 257 с.].
- Florensov N.A., 1968. Baikal rift zone and some problems of its study. In: Baikal Rift. Nauka, Moscow, p. 40–56 (in Russian) [Флоренсов Н.А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 40–56].
- Fradkina A.F., 1988. Palinological characteristics of Oligocene and Miocene sediments in Nizhnealdan basin (Yakutia) and adjacent territories. In: Microphytobios and stratigraphy of Mesozoic and Cenozoic of Siberia. Siberian Branch, Nauka, Novosibirsk, p. 142–152 (in Russian) [Фрадкина А.Ф. Палинологическая характеристика олигоценовых и миоценовых отложений Нижнеалданской впадины (Якутия) и сопредельных территорий // Микрофитобиос и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. С. 142–152].
- Fradkina A.F., 1996. Palinocomplexes and stratigraphy of Paleogene and Neogene of the north-eastern regions of Russia. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 37 (7–12), 39–46 (in Russian) [Фрадкина А.Ф. Палинокомплексы и стратиграфия палеогена и неогена северо-востока России // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 7–12. С. 39–46].
- Il'yasova Z.N., Lysova L.A., Orlova T.M. et al., 1954. The Paleoenthologian Party Report for 1953 and 1954. Sheet N-48–XXXV, 292 p. Geofond VGF, VSNG. In: Geological Studies of the USSR. Volume 26. Buryatian Publishing House, Ulan Ude, 1962. P. 56–57 (in Russian) [Ильясова З.Н., Лысова Л.А., Орлова Т.М. и др. Отчет по результатам работ палеонтологической партии за 1953–1954 гг. Лист N-48–XXXV. 1954. 292 с. Геофонд ВГФ, ВСНГ // Геологическая изученность СССР. Т. 26. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1962. С. 56–57].
- Imetkhenov A.B., 1987. Late Cenozoic Sediments of Lake Baikal Coast. Nauka, Novosibirsk, 150 p. (in Russian) [Иметхенов А.Б. Позднекайнозойские отложения побережья озера Байкал. Новосибирск: Наука, 1987. 150 с.].

- Imetkhenov A.B., Bazarov D.-D.V., Savinova V.V., 1979. About stratigraphy of the Boyarsky reference section of Cenozoic sediments (South-Eastern Pribaikalie). In: The history of lakes in the USSR in Late Cenozoic. Irkutsk, Part 2, p. 70–74 (in Russian) [Иметхенов А.Б., Базаров Д.-Д.В., Савинова В.В. О стратиграфии Боярского опорного разреза кайнозойских отложений (Юго-Восточное Прибайкалье) // История озер СССР в позднем кайнозое. Иркутск, 1979. Часть 2. С. 70–74].
- Kashik S.A., Lomonosova T.K., 2006. Cenozoic deposits of the underwater Akademicheskii Ridge in Lake Baikal. *Lithology and Mineral Resources* 41 (4), 303–316. <http://dx.doi.org/10.1134/S0024490206040018>.
- Khlystov P.A., Dekhtyareva L.V., 1970. The main stages of the Meso-Cenozoic alignment and crust formation in West Transbaikalia. In: Materials on Geology and Mineral Resources of the Buryatian ASSR. Issue XIII. Buryatian Publishing House, Ulan-Ude, p. 50–57 (in Russian) [Хлыстов П.А., Декхтареева Л.В. Основные этапы мезо-кайнозойского выравнивания и корообразования в Западном Забайкалье // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. XIII. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1970. С. 50–57].
- Khursevich G.K., Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Williams D.F., Kuz'min M.I., Fedenyia S.A., Gvozdov A.N., Kerber E.V., 2001. Detailed diatom biostratigraphy of Baikal sediments during the Brunhes Chron and climatic factors of species formation. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 42 (1), 108–129.
- Khursevich G.K., Prokopenko A.A., Fedenyia S.A., Tkachenko L.I., Williams D.F., 2005. Diatom biostratigraphy of Lake Baikal during the past 1.25 Ma: new results from BDP-96-2 and BDP-99 drill cores. *Quaternary International* 136 (1), 95–104. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2004.11.011>.
- Kodachigov V.N., Panov V.I., Kholod Yu.M. et al., 1961. The Tankhoi GSP Report for 1959 and 1960. The South-Eastern Part, Sheet M-48-IV. Geofond BSU, Ulan-Ude (in Russian) [Кодачигов В.Н., Панов В.И., Холод Ю.М. и др. Отчет Танхойской ГСП за 1959–60 гг. Юго-восточная часть листа М-48-IV. Улан-Удэ: Геофонд БГУ, 1961].
- Kozhov M.M., 1962. Biology of Lake Baikal. Publishing House of the USSR Acad. Sci., Moscow, 315 p. (in Russian) [Кожов М.М. Биология оз. Байкал. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 315 с.].
- Kozhov M.M., 1972. Essays on Baikal. East Siberian Publishing House, Irkutsk, 254 p. (in Russian) [Кожов М.М. Очерки по байкаловедению. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1972. 254 с.].
- Krylov V.P., Belyaev I.Yu et al., 1974. Hydrogeology and Engineering Geology. Trapezoid M-48-IV. The Tankhoi GGSP Report for 1973. Geofond BSU, Ulan Ude (in Russian) [Крылов В.П., Беляев И.Ю. и др. Гидрогеология и инженерная геология. Трапеция М-48-IV. Отчет Танхойской ГГСП за 1973 г. Геофонд БГУ, Улан-Удэ, 1974].
- Kulkova N.A., Volkova V.S., 1997. Landscapes and climate of West Siberia in the paleogene and neogene. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 38 (3), 581–595 (in Russian) [Кулькова Н.А., Волкова В.С. Ландшафты и климат Западной Сибири в палеогене и неогене // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 3. С. 621–635].
- Kuz'min M.I., Khursevich G.K., Prokopenko A.A., Sedenya S.A., Karabanov E.B., 2009. Late Cenozoic Centric Diatoms of Lake Baikal. Geo, Novosibirsk, 370 p. (in Russian) [Кузьмин М.И., Хурсевич Г.К., Прокопенко А.А., Седеня С.А., Карабанов Е.Б. Центрические диатомовые водоросли позднего кайнозоя озера Байкал. Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2009. 370 с.].
- Kuznetsov V.G., Khrenov P.M. (Ed.), 1982. Geological Map of the Irkutsk Region and Adjacent Territories, 1982. Scale 1:500.000. VSEGEI, the USSR Ministry of Geology, Leningrad, 16 sheets (in Russian) [Геологическая карта Иркутской области и сопредельных территорий. М-б 1:500000 / Ред. В.Г. Кузнецова, П.М. Хренова. Л.: Картфабрика ВСЕГЕИ Мингео СССР, 1982. 16 л.].
- Litvintsev G.G., Tarakanova G.N., 1967. New data on stratigraphy and lithology of the Tertiary deposits in the southern Siberian platform. In: Mesozoic and Cenozoic Stratigraphy of Central Siberia. Siberian Division, Nauka, Novosibirsk, p. 138–144 (in Russian) [Литвинцев Г.Г., Тарakanova Г.Н. Новые данные по стратиграфии и литологии третичных отложений юга Сибирской платформы // Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1967. С. 138–144].
- Litvintsev G.G., Tarakanova G.N., 1973. Paleogenic deposits in the Irkutsk amphitheater. In: Marine and continental Paleogenic of Siberia. Siberian Division, Nauka, Novosibirsk, p. 129–135 (in Russian) [Литвинцев Г.Г., Тарakanova Г.Н. Палеогеновые отложения Иркутского амфитеатра // Морской и континентальный палеоген Сибири. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1973. С. 129–135].
- Logachev N.A., 2001. Historic core of the Baikal Rift Zone. *Doklady Earth Sciences* 376 (1), 43–46.
- Logatchev N.A., 1958. Cenozoic Continental Deposits in Basins of the Baikal type. *Izvestiya AN SSSR, seriya geologicheskaya* (4), 18–29 (in Russian) [Логачев Н.А. Кайнозойские континентальные отложения впадин Байкальского типа // Известия АН СССР, серия геологическая. 1958. № 4. С. 18–29].
- Logatchev N.A., 1968. Sedimentary and volcanogenic formations of the Baikal rift zone. In: Baikal Rift. Nauka, Novosibirsk, p. 72–101 (in Russian) [Логачев Н.А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. Новосибирск: Наука, 1968. С. 72–101].
- Logatchev N.A. (Ed.), 1972. Lithology of Tertiary sediments south-western part of the Baikal Rift Zone. Nauka, Moscow, 120 p. (in Russian) [Литология третичных отложений юго-западной части Байкальской рифтовой зоны / Под ред. Н.А. Логачева. М.: Наука, 1972. 120 с.].
- Logatchev N.A., 1974. The Sayan-Baikal and Stanovoe Highlands. In: Highlands of Pribaikalie and Transbaikalia. Nauka, Moscow, p. 7–163 (in Russian) [Логачев Н.А. Саяно-Байкальское и Становое нагорья // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. С. 7–163].

Logatchev N.A., Adamenko O.M., Aksenov D.B. et al., 1981. XI congress INQUA guidebook of excursions A–13 and C–13. Moscow, 43 p.

Logatchev N.A., Kravchenko E.V., 1955. Accommodation basalts in the Tunka basin. *Doklady AN SSSR* 104 (3), 56–60 (in Russian) [Логачев Н.А., Кравченко Е.В. Размещение базальтов в Тункинской впадине // Доклады АН СССР. 1955. Т. 104. № 3. С. 56–60].

Logatchev N.A., Lomonosova T.K., Klimanova V.M., 1964. Cenozoic Sediments in the Irkutsk Amphitheater. Nauka, Moscow, 195 p. (in Russian) [Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 195 с.].

Logatchev N.A., Popova S.M., 1963. About fossil mollusks of the Bayandai suite (Angara-Lena interfluve) and Tertiary stratigraphy of Pribaikalie. *Geologiya i geofizika (Russian Geology and Geophysics)* (8), 26–38 (in Russian) [Логачев Н.А., Попова С.М. Об ископаемых моллюсках баяндайской свиты (Ангаро-Ленское междуречье) и стратиграфии третичных отложений Прибайкалья // Геология и геофизика. 1963. № 8. С. 26–38].

Lyamina N.A., Luzina I.V., Chernyaeva G.P. et al., 2010. Pre-Quaternary Cenozoic stratigraphy of the Vitim plateau. Interregional correlations. In: Geological and geophysical methods of forecasting and exploration of minerals in East Siberia. Proceedings of the Scientific Industrial Conference dedicated to the 60th anniversary of FGUNPGP Irkutskgeofizika. Irkutsk, P. 35–40 (in Russian) [Лямина Н.А., Лузина И.В., Черняева Г.П. и др. Стратиграфия дочервертичного кайнозоя Витимского плоскогорья. Межрегиональные корреляции // Геолого-геофизические методы прогноза и поисков полезных ископаемых в Восточной Сибири: Сборник трудов научно-производственной конференции, посвященной 60-летию ФГУНПГП «Иркутскгеофизика». Иркутск, 2010. С. 35–40].

Lyamina N.A., Rasskazov S.V., Chernyaeva G.P. et al., 2005. New data on stratigraphy of Paleogenic and Neogenic formations of the North-Western Transbaikalia. In: Palynology: Theory and practice. Materials of the 11th All-Russia Conference. PIN RAS, Moscow, p. 147–148 (in Russian) [Лямина Н.А., Рассказов С.В., Черняева Г.П. и др. Новые данные по стратиграфии палеогеновых и неогеновых образований Северо-Западного Забайкалья // Палинология: теория и практика: Материалы 11-й Всероссийской конференции. М.: ПИН РАН, 2005. С. 147–148].

Lyamina N.A., Skoblo V.M., Luzina I.V. et al., 2000. Report on Topic 760 – Prepare for publication the monograph titled “Pre-Quaternary Cenozoic stratigraphy and palynocomplexes of Western Transbaikalia” (Selenga-Vitim Trough) from 1996 to 2000, Folder – 5 lists, graphics – Unified correlation stratigraphic scheme of Paleogene – Neogene for Western Transbaikalia. Republic of Buryatia. Sheets M–48, –49; N–49, –50. Geol fond, FSUE VostSibNIIGGiMS, Irkutsk (Geol fond of Russia, Dep. Reg. Geol., the RF MNR, Moscow; TGF, Ulan-Ude, Irkutsk (in Russian) [Лямина Н.А., Скобло В.М., Лузина И.В. и др. Отчет по теме 760 «Составить, подготовить к изданию монографию «Стратиграфия и палинокомплексы дочервертичного кайнозоя Западного Забайкалья» (Селенгино-Витимский прогиб) за 1996–2000 гг.» Папка 5 л., граф. прил. – унифицированная и корреляционная стратиграфическая схема палеогена – неогена Зап. Забайкалья. Республика Бурятия. Листы: М–48, –49; N–49, –50. Иркутск: Геолфонд ФГУП ВостСибНИИГГиМС, 2000. (Геолфонд России, Деп. рег. геол. МПР РФ, Москва; ТГФ г. Улан-Удэ, г. Иркутск]).

Martinson G.G., 1936. Distribution of sponge spicules in the deep well near Posolskoye village at Lake Baikal. *Doklady AN SSSR. New Series* IV (6), 15–21 (in Russian) [Мартинсон Г.Г. Распределение спикул губок в скважине глубокого бурения у с. Посольска на Байкале // Доклады АН СССР. Новая серия. 1936. Т. IV. № 6. С. 15–21].

Martinson G.G., 1940. Materials for the study of fossil micro- and sponge fauna of Pribaikalie. In: Proceedings of the Baikal Limnological Station, Vol. X, p. 425–455 (in Russian) [Мартинсон Г.Г. Материалы к исследованию ископаемой микро- и спонгиофауны Прибайкалья // Труды Байкальской лимнологической станции. 1940. Т. X. С. 425–455].

Martinson G.G., 1948. Fossil sponges from the Tunka basin in Pribaikalie. *Doklady AN SSSR, New Series* XI (5), 56–60 (in Russian) [Мартинсон Г.Г. Ископаемые губки из Тункинской котловины в Прибайкалье // Доклады АН СССР. 1948. Новая серия. Т. XI. № 5. С. 56–60].

Martinson G.G., 1951. Tertiary fauna of mollusks in Eastern Pribaikalie. In: Proceedings of the Baikal Limnological Station of the USSR Academy of Sciences. Publishing House of the USSR Academy of Sciences, Moscow, Volume XIII, p. 5–92 (in Russian) [Мартинсон Г.Г. Третичная фауна моллюсков Восточного Прибайкалья // Труды Байкальской лимнологической станции АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1951. Т. XIII. С. 5–92].

Martinson G.G., 1961. Mesozoic and Cenozoic Mollusks in Continental Deposits of the Siberian Platform, Transbaikalia and Mongolia. Publishing House of the USSR Academy of Sciences, Moscow–Leningrad, 332 p. (in Russian) [Мартинсон Г.Г. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 332 с.].

Martinson G.G., 1982. The current knowledge of the origin of Baikal limnobionts. In: New data on fauna of Lake Baikal. Siberian Branch, Nauka, Novosibirsk, Part 3, p. 4–7 (in Russian) [Мартинсон Г.Г. Современное состояние изученности проблемы происхождения лимнобионтов Байкала // Новое о фауне Байкала. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1982. Ч. 3. С. 4–7].

Mashchuk I.M., Akulov N.I., 2012. Oligocene deposits of the Baikal rift valley. *Russian Geology and Geophysics* 53 (4), 356–366. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2012.02.012>.

Mats V.D., 1985. New data on stratigraphy of the Miocene and Pliocene deposits in the Southern Baikal. In: Issues of Geology and Paleogeography of Siberia and the Far East. Publishing House of the Irkutsk University, Irkutsk, p. 36–53 (in Russian) [Мат В.Д. Новые данные по стратиграфии миоценовых и плиоценовых отложений на юге Байкала // Вопросы геологии и палеогеографии Сибири и Дальнего Востока. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1985. С. 36–53].

- Mats V.D., 2012. The sedimentary fill of the Baikal Basin: Implications for rifting age and geodynamics. *Russian Geology and Geophysics* 53 (9), 936–954 <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2012.07.009>.
- Mats V.D., 2013. Late cretaceous and cenozoic stratigraphy of the Baikal Rift sediments. *Stratigraphy and Geological Correlation* 21 (6), 637–651. <http://dx.doi.org/10.1134/S0869593813060075>.
- Mats V.D., Shcherbakov D.Y., Efimova I.M., 2011. Late Cretaceous-Cenozoic history of the Lake Baikal depression and formation of its unique biodiversity. *Stratigraphy and Geological Correlation* 19 (4), 404–423. <http://dx.doi.org/10.1134/S0869593811040058>.
- Mats V.D., Ufimtsev G.F., Mandelbaum M.M. et al., 2001. The Cenozoic Baikal Rift Basin: Its Structure and Geological History. Geo Branch, Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 252 p. (in Russian) [Мат В.Д., Уфимцев Г.Ф., Манделбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 252 с.].
- Mazilov V.N., Kashik S.A., Lomonosova T.K., 1993. Oligocene sediments in the Tunka basin (Baikal rift zone). *Geologiya i Geofizika* (Russian Geology and Geophysics) 34 (8), 81–88 (in Russian) [Мазилов В.Н., Кашик С.А., Ломоносова Т.К. Олигоценовые отложения Тункинской впадины (Байкальская рифтовая зона) // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 8. С. 81–88].
- Medvedev M.E., 1968. New data on the age of Khamar-Daban basalts. *Doklady AN SSSR* 178 (6), 1378–1381 (in Russian) [Медведев М.Е. Новые данные о возрасте базальтов Хамар-Дабана // Доклады АН СССР. 1968. Т. 178. № 6. С. 1378–1381].
- Mikhno N.P., Bazarov D.B., Skoblo V.M., 1960. On establishing the Tertiary sediments with fauna of freshwater molluscs in the Ivolginskaya basin. In: Materials on geology and mineral resources of the Buryatian ASSR. Issue 4. Ulan-Ude, p. 111–113 (in Russian) [Михно Н.П., Базаров Д.Б., Скобло В.М. Об установлении третичных отложений с фауной пресноводных моллюсков в Иволгинской впадине // Материалы по геологии и полезным ископаемым БурАССР. Вып. 4. Улан-Удэ, 1960. С. 111–113].
- Naletov P.I., 1961a. The stratigraphy of the Central Part of the Buryatian ASSR. Gosgeoltekhnizdat, Moscow, 278 p. (in Russian) [Налетов П.И. Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 278 с.].
- Naletov P.I., 1961b. The Catalogue of Deposits of Fossil Fauna, Flora, Pollen and Spores in the Central Part of the Buryatian ASSR (Map of Locations of Fossil Fauna, Flora, Pollen and Spores. Annex, 1 sheet). Gosgeoltekhnizdat, Moscow, 63 p. (in Russian) [Налетов П.И. Каталог месторождений ископаемых фауны, флоры, пыльцы и спор центральной части Бурятской АССР (Карта местонахождений ископаемой фауны, флоры, пыльцы и спор (прил.) – 1 л.). М.: Госгеолтехиздат, 1961. 63 с.].
- Naumov L.S. et al., 1964. The Report on Geological Prospecting Results for the Tunka Coal-Bearing Basins from 1962 to 1964 (Akhalik Deposit). BSU Geofond, Ulan-Ude, 240 p (in Russian) [Наумов Л.С. и др. Отчет о результатах геологоразведочных работ на площади Тункинской угленосной впадины за 1962–1964 гг. (Ахаликское месторождение). Улан-Удэ: Геофонд БГУ, 1964. 240 с.].
- Palibin I.V., 1936. Tertiary flora of the south-eastern coast of Lake Baikal and Tunka basin. *Proceedings of NIGRI, Series A*. Issue 76, 26–46 (in Russian) [Палибин И.В. Третичная флора юго-восточного побережья Байкала и Тункинской котловины // Труды НИГРИ. Сер. А. 1936. Вып. 76. С. 26–46].
- Pal'shin G.B., 1955. The Cenozoic Deposits and Landslides at the South-Eastern Coast of Lake Baikal. Publishing House of the USSR Acad. Sci., Moscow, 201 p. (in Russian) [Пальшин Г.Б. Кайнозойские отложения и оползни юго-восточного побережья Байкала. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 201 с.].
- Pal'shin G.B., 1959. On extension of terraces at Lake Baikal. In: Proceedings of the East Siberian Branch of the USSR Acad. Sci. Vost.-Sib. Geological Series. Issue 10. Publishing House the USSR Acad. Sci., Moscow, p. 3–22 (in Russian) [Пальшин Г.Б. К вопросу о распространении террас на оз. Байкал // Труды Вост.-Сиб. филиала АН СССР. Сер. геол. Вып. 10. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 3–22].
- Panova L.A., Oshurkova M.V., Romanovskaya G.M. (Eds.), 1990. Applied Palynostratigraphy. Nedra, Leningrad, 320 p. (in Russian) [Практическая палиностратиграфия / Ред. Л.А. Панова, М.В. Ошуркова, Г.М. Романовская. Л.: Недра, 1990. 320 с.].
- Popova S.M., 1964. To the knowledge of Paleogenic and Neogenic freshwater molluscs of Pribaikalia and the southern areas of the Soviet Far East. In: Stratigraphy and Paleontology of the Mesozoic and Cenozoic Deposits in East Siberia and the Far East. Nauka, Moscow–Leningrad, p. 151–271 (in Russian) [Попова С.М. К познанию палеогеновых и неогеновых пресноводных моллюсков Прибайкалья и юга Советского Дальнего Востока // Стратиграфия и палеонтология мезозойских и кайнозойских отложений Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.–Л.: Наука, 1964. С. 151–271].
- Popova S.M., 1971. Cenozoic continental molluscs of the southern Siberia and the Far East. *Geologiya i Geofizika* (Russian Geology and Geophysics) (6), 23–32 (in Russian) [Попова С.М. Кайнозойские континентальные моллюски юга Сибири и Дальнего Востока // Геология и геофизика. 1971. № 6. С. 23–32].
- Popova S.M., 1981. The Cenozoic Continental Malacofauna of the Southern Siberia and Adjacent Territories. Nauka, Moscow, 188 p. (in Russian) [Попова С.М. Кайнозойская континентальная малакофауна юга Сибири и сопредельных территорий. М.: Наука, 1981. 188 с.].
- Popova S.M., 1984. The Cenozoic continental malacofauna of the southern Siberia and adjacent territories as an indicator of the age of sediments. In: The problem of geological formations ages in East Siberia. Results and future directions of studies in preparation for Geological Map-50 Publication. Abstracts. VostSibNIIGGiMS, Irkutsk, p. 69–70 (in Russian)

[Попова С.М. Кайнозойская континентальная малакофауна юга Сибири и сопредельных территорий как индикатор возраста отложений // Проблема возраста геологических образований Восточной Сибири. Итоги и дальнейшие направления исследований с целью подготовки к изданию «Геолкарты – 50». Тез. доклада. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1984. С. 69–70].

Popova S.M., 1988. The Cenozoic continental molluscs in the southern East Siberia. In: The 100th anniversary of the State Geological Survey of East Siberia: Geology and mineral resources. Abstracts. The USSR Ministry of Geology, VostSibNIIGGiMS, Irkutsk, p. 59–60 (in Russian) [Попова С.М. Кайнозойские континентальные моллюски юга Восточной Сибири // 100 лет Государственной геологической службе Восточной Сибири: геология и минерально-сырьевая база. Тез. доклада. Иркутск: МинГео СССР, ВостСибНИИГГиМС, 1988. С. 59–60].

Popova S.M., Mats V.D., Chernyaeva G.P. et al., 1989. Paleolimnological Reconstructions (Baikal Rift Zone). Siberian Branch, Nauka, Novosibirsk, 110 p. (in Russian) [Попова С.М., Мац В.Д., Черняева Г.П. и др. Палеолимнологические реконструкции (Байкальская рифтовая зона). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. 110 с.].

Rammelmeyer E.S., 1931. On fauna of the Tertiary terraces of Lake Baikal. *Izvestiya AN SSSR. Mathematics and Natural Sciences Series* (10), 1395–1399 (in Russian) [Раммельмайер Е.С. К вопросу о фауне третичных террас Байкала // Известия АН СССР. Отделение математических и естественных наук. 1931. № 10. С. 1395–1399].

Rammelmeyer E.S., 1940. Fossil Molluscs of Freshwater Deposits of Transbaikalia. Proceedings of Baikal Limnological Station of the USSR Acad. Sci., Vol. X, 120 p. (in Russian) [Раммельмайер Е.С. Ископаемые моллюски пресноводных отложений Забайкалья. Труды Байкальской лимнологической станции АН СССР. 1940. Т. X. 120 с.].

Rasskazov S.V., 1993. Magmatism of the Baikal rift system. Nauka, Siberian Publishing House, Novosibirsk, 288 p. (in Russian) [Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: ВО Наука. Сибирская издательская фирма, 1993. 288 с.].

Rasskazov S.V., 1996. Volcanism and structure of the north-eastern flank of the Baikal rift system. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 37 (4), 60–70 (in Russian) [Рассказов С.В. Вулканизм и структура северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 4. С. 60–70].

Rasskazov S.V., Batyrmurzaev A.S., Magomedov Sh.A., 1990. K-Ar dating of basalts from Tunka basin. *Sovetskaya Geologiya (Soviet Geology)* (9), 62–67 (in Russian) [Рассказов С.В., Батырмурзаев А.С., Магомедов Ш.А. К–Ар датирование базальтов Тункинской долины // Советская геология. 1990. № 9. С 62–67].

Rasskazov S.V., Logatchev N.A., Brandt I.S., Brandt S.B., Ivanov A.V., 2000. Geochronology and Geodynamics of Late Cenozoic (South Siberia – South and East Asia). Siberian Branch, Nauka, Novosibirsk, 288 p. (in Russian) [Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 2000. 288 с.].

Rasskazov S.V., Logatchev N.A., Ivanov A.V., Misharina V.A., Chernyaeva G.P., Brandt I.S., Brandt S.B., Skoblo V.M., Lyamina N.A., 2001. Palynological and diatom analyses of sediments from the late cenozoic paleo-Amalat valley (Western Transbaikalia). *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 42 (5), 773–785.

Rasskazov S.V., Luhr J.F., Bowring S.A. et al., 2003. Late Cenozoic volcanism in the Baikal Rift system: evidence for formation of the Baikal and Khubsugul basins due to thermal impacts on the lithosphere and collision-derived tectonic stress. *Berliner palaeobiologische abhandlungen* 4, 33–48.

Rasskazov S.V., Lyamina N.A., Chernyaeva G.P. et al., 2007. Stratigraphy of Vitim Plateau in Cenozoic: Phenomenon of Long-Term Rifting in the Southern Part of East Siberia. Geo Academic Publishing House, Novosibirsk, 193 p. (in Russian) [Рассказов С.В., Лямина Н.А., Черняева Г.П. и др. Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007. 193 с.].

Rasskazov S.V., Lyamina N.A., Luzina I.V., Chernyaeva G.P., Eremina E.A., Fedoseyev A.Yu., 2010a. Tertiary sediments in Tankhoi field in the South Baikal basin: stratigraphy and correlation. In: Cenozoic continental rifting. Materials of the Symposium devoted to the 80th birthday of Academician N.A. Logatchev. Volume 2. Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, p. 63–69 (in Russian) [Рассказов С.В., Лямина Н.А., Лузина И.В., Черняева Г.П., Еремина Е.А., Федосеев А.Ю. Отложения Танхойского третичного поля в Южно-Байкальской впадине: стратиграфия и корреляции // Кайнозойский континентальный рифтогенез: Материалы симпозиума, посвященного 80-летию со дня рождения академика Н.А. Логачева. Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. С. 63–69].

Rasskazov S.V., Sankov V.A., Ruzhich V.V., Smekalin O.P., 2010b. Cenozoic Continental Rifting: Guide of Geological Excursions in Tunka rift basin. Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, 40 p. (in Russian) [Рассказов С.В., Саньков В.А., Ружич В.В., Смекалин О.П. Кайнозойский континентальный рифтогенез: Путеводитель геологической экскурсии в Тункинскую рифтовую долину. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. 40 с.].

Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Chuvashova I.S., Mikheeva E.A., Snopkov S.V., 2013. The Kultuk volcano: spatial-temporal change of magmatic sources at the western terminus of the South Baikal basin between 18 and 12 Ma. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (2), 135–168 (in Russian) [Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Михеева Е.А., Снопков С.В. Култукский вулкан: пространственно-временная смена магматических источников на западном окончании Южно-Байкальской впадины в интервале 18–12 млн лет назад // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4. № 2. С. 135–168]. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2013-4-2-0095>.

Rezanov I.N., 1988. Cenozoic Deposits and Morphologic Structure of Eastern Pribaikalie. Siberian Branch, Nauka, Novosibirsk, 128 p. (in Russian) [Резанов И.Н. Кайнозойские отложения и морфоструктура Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. 128 с.].

Ryabukhin G.E., 1935. Tertiary sediments of Pribaikalie and their petroleum potential. In: Problems of Buryat-Mongolian ASSR. Publishing House of the USSR Acad. Sci., Moscow–Leningrad, p. 59–82 (in Russian) [Рябухин Г.Е. Третичные отложения Прибайкалья и их нефтеагонность // Проблемы Бурят-Монгольской АССР. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1935. С. 59–82].

Sedova M.A., 1956. Miocene spore-pollen complexes of the south-eastern Pribaikalie. In: The Atlas of Miocene Spore-Pollen Complexes of the USSR Regions. Gosgeoltekhnizdat, Moscow, p. 86–96 (in Russian) [Седова М.А. Миоценовые споро-пыльцевые комплексы Юго-Восточного Прибайкалья // Атлас миоценовых споро-пыльцевых комплексов различных районов СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1956. С. 86–96].

Sitnikova T.Ya., 2000. Why gastropod molluscs died at the end of the Pliocene? In: The Third Vereshchagin Baikal Conference. Abstracts. East Siberian Publishing House, Irkutsk, p. 207–208 (in Russian) [Ситникова Т.Я. Почему погибли брюхоногие моллюски в конце плиоцена? // Третья Верещагинская байкальская конференция. Тез. докл. Иркутск: ЗАО «Вост.-Сиб. издательская компания», 2000. С. 207–208].

Skoblo V.M., Filippov A.G., Lyamina N.A., 1994. Continental Mesozoic and Cenozoic in Transbaikalia and Pribaikalie. In: Geology, Minerals and Geoecology of the Southern regions of East Siberia: Collection of scientific reports devoted to the 30th anniversary of VostSibNIIGGiMS. VostSibNIIGGiMS, Irkutsk, p. 21–27 (in Russian) [Скобло В.М., Филиппов А.Г., Лямина Н.А. Континентальный мезозой и кайнозой Забайкалья и Прибайкалья // Геология, полезные ископаемые и геоэкология юга Восточной Сибири: Сборник научн. докл. к XXX ВостСибНИИГГиМСа. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1994. С. 21–27].

Skoblo V.M., Lyamina N.A., 1983. Mesozoic and Cenozoic Buryatia. In: Geology and mineral resources of Buryatia. Buryatian Publishing House, Ulan-Ude, p. 127–136 (in Russian) [Скобло В.М., Лямина Н.А. Мезозой и кайнозой Бурятии // Геология и полезные ископаемые Бурятии. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1983. С. 127–136].

Skoblo V.M., Lyamina N.A., Titov V.D., 1981. Biostratigraphy and Facies of Cenozoic Ore and Coal-Bearing Formations of West Transbaikalia and East Pribaikalie as the base for Geological Prospecting and Exploration Surveys. Report on Task 284 from 1978 to 1981. East Siberian NIIGGiMS, Irkutsk; BSU, Ulan-Ude, 256 p. (in Russian) [Скобло В.М., Лямина Н.А., Титов В.Д. Биостратиграфия и фации рудоносных и угленосных кайнозойских образований Западного Забайкалья и Восточного Прибайкалья как основа геологического поиска и геологического разведочного работ. Отчет по теме 284 за 1978–1981 гг. Геолфонд Вост.-Сиб. НИИГГиМС, Иркутск, 1981; БГУ Улан-Удэ, 1981. 256 с.].

Stratigraphic Code, 1997. Second edition, with additions. Interdepartmental Stratigraphic Committee, St. Petersburg, 79 p. (in Russian) [Стратиграфический кодекс. Издание второе, дополненное. СПб.: Межведомственный стратиграфический комитет, 1997. 79 с.].

Strugov A.S., Mazilov V.N., 1975. Genetic types of Neogenic coals and the paleogeographic setting of peat accumulation in basins of the Baikal rift zone. In: Materials on Biostratigraphy and Paleogeography of East Siberia. Nauka, Moscow, p. 24–27 (in Russian) [Стругов А.С., Мазилов В.Н. Генетические типы неогеновых углей и палеогеографическая обстановка торфоакопления во впадинах Байкальской рифтовой зоны // Материалы по биостратиграфии и палеогеографии Восточной Сибири. М.: Наука, 1975. С. 24–27].

Verkhovskaya L.A., Golubeva V.A., Kogan R.I., 1972. Selection of the Informative Combination of Indicators to Distinguish Between Two Geological Objects. In: Mathematical Methods of Studies in Geology. VIEMS, Moscow, 39 p. (in Russian) [Верховская Л.А., Голубева В.А., Коган Р.И. Выбор информативной комбинации признаков для различия двух геологических объектов // Математические методы исследований в геологии. М.: ВИЭМС, 1972. 39 с.].

Vikulov G.E., Potorochenko A.N., 1962. The Survey Results Report on Aluminum Raw Material in the Southern Pribaikalie. The 1961 Report of the South Baikal PRP. BSU Geofond, Ulan-Ude (in Russian) [Викулов Г.Е., Потороченко А.Н. Отчет о результатах поисковых работ на алюминиевое сырье в Южном Прибайкалье. Отчет Южно-Байкальской ПРП за 1961 г. Улан-Удэ: Геофонд БГУ, 1962].

Volkova V.S. (Ed.), 2002. Stratigraphy of Oil- and Gas-Bearing Basins of Siberia. Cenozoic in West Siberia. Geo, Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 246 p. (in Russian) [Стратиграфия нефтеагоносных бассейнов Сибири. Кайнозой Западной Сибири / Под ред. В.С. Волковой. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2002. 246 с.].

Volkova V.S., Kul'kova I.A., 1996. The Oligocene – Early Miocene Floral Assemblages from Western Siberia. Stratigraphy and Geological Correlation 4 (5), 496–505 (in Russian) [Волкова В.С., Кулькова И.А. Флористические сообщества олигоцена – раннего миоцена Западной Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 4. № 5. С. 83–92].

Volkova V.S., Kul'kova I.A., Fradkina A.F., 1986. Stratigraphy of the continental Neogene of North Asia (according to paleontological data). Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics) (11), 42–51 (in Russian) [Волкова В.С., Кулькова И.А., Фрадкина А.Ф. Стратиграфия континентального неогена Северной Азии (по палеонтологическим данным) // Геология и геофизика. 1986. № 11. С. 42–51].

Voropinov V.S., 1961. Gravitational and disjunctive dislocations in Tertiary sediments at the bottom of Lake Baikal along the south-eastern coast. In: Materials on the geology of the Meso-Cenozoic deposits in East Siberia. Publishing House, Irkutsk, p. 26–34 (in Russian) [Воропинов В.С. Гравитационные и дизъюнктивные дислокации в третичных отложениях на дне Байкала вдоль юго-восточного побережья // Материалы по геологии мезо-кайнозойских отложений Восточной Сибири. Иркутск: Кн. изд-во, 1961. С. 26–34].

Yanshin A.L. (Ed.), 1980. Geological Map of Southern East Siberia and the Northern Mongolia. Scale 1:1,500,000. Nedra, Leningrad, 2 sheets (in Russian) [Геологическая карта юга Восточной Сибири и северной части МНР. М-6 1:1500000 / Ред. А.Л. Яншин. Л.: Недра, 1980. 2 л.].

Zamaraev S.M., Samsonov V.V., 1959. Geology and petroleum potential of the Selenga depression. In: Geology and petroleum potential of East Siberia. Gostoptekhizdat, Moscow, p. 456–474 (in Russian) [Замараев С.М., Самсонов В.В. Геологическое строение и нефтегазоносность Селенгинской депрессии // Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 456–474].

Zubakov D.Yu., 1999. The Molecular Phylogenetic Study of the Evolutionary History of Mollusks of Baicaliidae and Benedictiidae Endemic Families (Gastropoda, Pectinibranchia). Candidate of Biology Thesis. Novosibirsk, 17 p. (in Russian) [Зубаков Д.Ю. Молекулярно-филогенетическое исследование эволюционной истории байкальских моллюсков эндемичных семейств Baicaliidae и Benedictiidae (Gastropoda, Pectinibranchia): Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Новосибирск, 1999. 17 с.].



Рассказов Сергей Васильевич, докт. геол.-мин. наук, профессор, зав. лабораторией
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. (3952)511659; e-mail: rassk@crust.irk.ru
Иркутский государственный университет, геологический факультет, зав. кафедрой динамической геологии

Rasskazov, Sergey V., Doctor of Geology and Mineralogy, Professor, Head of Laboratory
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel. +7(3952)511659; e-mail: rassk@crust.irk.ru
Head of the Department of Dynamic Geology, Geological Faculty, Irkutsk State University



Лямина Нинель Абрамовна, канд. геол.-мин. наук
ФГУНПГП Иркутскгеофизика
664025, Иркутск, ул. Горького, 8, Россия

Lyamina, Ninel A., Candidate of Geology and Mineralogy
Federal State Unitarian Scientific-Industrial Geological Enterprise «Ikkutsk Geophysics»
8 Gorkiy street, Irkutsk 664025, Russia



Лузина Ирина Владимировна, инженер
ФГУНПГП Иркутскгеофизика
664025, Иркутск, ул. Горького, 8, Россия

Luzina, Irina V., Engineer
Federal State Unitarian Scientific-Industrial Geological Enterprise «Ikkutsk Geophysics»
8 Gorkiy street, Irkutsk 664025, Russia



Черняева Галина Петровна, канд. биол. наук, главный специалист подразделения
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Chernyaeva, Galina P., Candidate of Biology, Chief Specialist
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia



Чувашова Ирина Сергеевна, канд. геол.-мин. наук, н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. +7(3952)511659; e-mail: chuvashova@crust.irk.ru
Иркутский государственный университет, геологический факультет
старший преподаватель кафедры динамической геологии

Chuvashova, Irina S., Candidate of Geology and Mineralogy, Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel. +7(3952)511659; e-mail: chuvashova@crust.irk.ru
Senior Lecturer of Dynamic Geology Chair, Irkutsk State University, Geological Faculty



Усольцева Марина Владимировна, канд. биол. наук, с.н.с.
Лимнологический институт СО РАН
664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3, Россия

Usoltseva, Marina V., Candidate of Biology, Senior Researcher
Limnological Institute of SB RAS
3 Ulan-Batorskaya street, Irkutsk 664033, Russia



THERMODYNAMIC PROPERTIES OF BCC-FE TO MELTING TEMPERATURE AND PRESSURE TO 15 GPa

P. I. Dorogokupets¹, T. S. Sokolova¹, K. D. Litasov^{2,3}

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

² V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS, Novosibirsk, Russia

³ Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

Abstract: Based on Helmholtz's free energy, an equation of state of iron (bcc-Fe) is constructed with simultaneous optimization of ultrasonic, X-ray diffraction, dilatometric, and thermochemical measurements in the temperature range from 100 K to the melting points and pressures up to 15 GPa. Calculated thermodynamic functions of bcc-Fe are in good agreement with the reference data and experimental measurements at room pressure, as well as with P – V – T measurements at temperatures up to 773 K and pressures up to 16 GPa. The calculated thermodynamic properties of bcc-Fe (x , α , S , C_p , C_V , K_T , K_S , γ , K' , $G_{T,p}$) are tabulated up to 1811 K and 15 GPa. The calculated P – V – T relations for bcc-Fe can be used to calculate pressures at given temperatures and volumes.

Key words: bcc-Fe, equation of state, thermodynamics.

Recommended by E.V. Sklyarov

Citation: Dorogokupets P.I., Sokolova T.S., Litasov K.D. 2014. Thermodynamic properties of bcc-Fe to melting temperature and pressure to 15 GPa. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (4), 1033–1044. doi:10.5800/GT-2014-5-4-0166.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВСС-ФЕ ДО ТЕМПЕРАТУРЫ ПЛАВЛЕНИЯ И ДО ДАВЛЕНИЯ 15 ГПА

П. И. Дорогокупец¹, Т. С. Соколова¹, К. Д. Литасов^{2,3}

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

³ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

Аннотация: На основе свободной энергии Гельмгольца построено уравнение состояния железа с объемно-центрированной кубической решеткой (bcc-Fe) путем одновременной оптимизации ультразвуковых, рентгеновских, дилатометрических и термохимических измерений в температурном интервале от 100 К до температуры плавления и до давления 15 ГПа. Рассчитанные термодинамические функции bcc-Fe хорошо согласуются со справочными данными и экспериментальными измерениями при атмосферном давлении, а также с P – V – T измерениями в области температур до 773 К и давлений до 16 ГПа. Приведена табуляция термодинамических функций bcc-Fe (x , α , S , C_p , C_V , K_T , K_S , γ , K' , $G_{T,p}$) до температуры 1811 К и давления до 15 ГПа. Рассчитанные P – V – T соотношения bcc-Fe могут быть использованы для расчета давления при заданных температурах и объемах.

Ключевые слова: bcc-Fe, уравнение состояния, термодинамика.

1. ВВЕДЕНИЕ

Железо является главным компонентом ядра Земли, поэтому знание его P - V - T и термодинамических свойств очень важно для понимания глубинной тектонофизики и физико-химических процессов в недрах Земли [Funtikov, 2000, 2003; Bazhanova et al., 2012; Hirose et al., 2013; Medvedev, 2014]. Из-за наличия полиморфизма фазовая диаграмма железа имеет сложную структуру [Swartzendruber, 1982; Tonkov, Ponyatovsky, 2005]. При атмосферном давлении железо с объемно-центрированной кубической решеткой (bcc-Fe) является стабильной фазой в температурных интервалах 0–1185 К и 1667–1811 К, при температуре 1043 К (точка Кюри) железо переходит из ферромагнитного состояния в парамагнитное. Этот переход сопровождается λ -видным поведением теплоемкости. При температурах 1185–1667 К и высоких давлениях устойчивой фазой железа является гранецентрированная кубическая модификация железа (γ -Fe или fcc-Fe). При низких температурах и возрастании давления железо (bcc-Fe) трансформируется в фазу ϵ -Fe с объемно-центрированной кубической решеткой (hcp-Fe). Термодинамические свойства железа с объемно-центрированной кубической решеткой в зависимости от температуры и давления являются ключевыми при оценке термодинамических свойств фаз железа, ус-

тойчивых при высоких давлениях, поэтому очень важно знать аналитическую зависимость свободной энергии, энергии Гиббса, энтропии, теплоемкости, модулей сжатия и других функций от температуры и давления.

Термодинамика железа на основе энергии Гиббса хорошо изучена [Desai, 1986; Dinsdale, 1991; и др.]. Влияние давления на термодинамические функции может быть рассчитано по многочисленным моделям [Dinsdale, 1991; Brosh et al., 2007; Komabayashi, Fei, 2010; и др.], в основе которых лежат полиномиальные соотношения (см. обзор в работе [Jacobs, Schmid-Fetzer, 2010]). В настоящей работе будем использовать другой подход, основанный на полуэмпирическом представлении зависимости свободной энергии Гельмгольца от температуры и объема, который был апробирован на примере ряда металлов, алмаза и периклаза [Dorogokupets et al., 2012; Sokolova et al., 2013]. Для учета магнитного вклада в свободной энергии Гельмгольца воспользуемся формализмом из работы [Dinsdale, 1991]. Полученное уравнение состояния позволит рассчитать любые термодинамические функции железа с объемно-центрированной кубической решеткой в зависимости от температуры и объема или от температуры и давления, в том числе и сейсмический параметр, который рассчитывается как отношение адиабатического модуля сжатия к плотности.

2. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Свободную энергию Гельмгольца запишем в классическом виде [Zharkov, Kalinin, 1971]:

$$F = U_0 + E_0(V) + F_{th}(V, T) - F_{th}(V, T_0) + F_e(V, T) - F_e(V, T_0) + F_{mag}(T) - F_{mag}(T_0), \quad (1)$$

где U_0 – отсчетная энергия; $E_0(V)$ – потенциальная (холодная) часть свободной энергии на отсчетной изотерме $T_0 = 298.15$ К, которая зависит только от объема V ; $F_{th}(V, T)$ – тепловая часть свободной энергии Гельмгольца, которая зависит от объема и температуры; $F_e(V, T)$ – вклад свободных электронов в свободную энергию, который зависит от V и T ; $F_{mag}(T)$ – магнитный вклад, который зависит только от T .

В физике металлов для описания холодной энергии большое распространение получило уравнение [Vinet et al., 1987], которое определяет $E_0(V)$, $P_0(V)$, $K_{T_0}(V)$ и K' в зависимости от объема в виде:

$$E_0(V) = 9K_0V_0\eta^{-2} \{1-[1-\eta(1-y)]\exp[(1-y)\eta]\}, \quad (2.1)$$

$$P_0(V) = 3K_0y^{-2}(1-y)\exp[(1-y)\eta], \quad (2.2)$$

$$K_{T_0}(V) = K_0y^{-2}[1+(\eta y+1)(1-y)]\exp[(1-y)\eta], \quad (2.3)$$

$$K' = \frac{1}{3} \left[2 + y\eta + \frac{y(1-\eta)+2y^2\eta}{1+(1-y)(1+y\eta)} \right], \quad (2.4)$$

где $y = (V/V_0) = x^{1/3}$ и $\eta = 1.5(K'-1)$.

Как было показано ранее [Dorogokupets, Dewaele, 2007; Dorogokupets, 2010], для расчета термодинамических функций при температурах выше комнатной могут быть использованы модели Дебая или Эйнштейна. В целях более точного расчета стандартной энтропии воспользуемся моделью Эйнштейна с двумя характеристическими температурами и запишем тепловую часть свободной энергии Гельмгольца в виде:

$$F_{th}(V, T) = m_1 R T \ln\left(1 - \exp\frac{-\Theta_1}{T}\right) + m_2 R T \ln\left(1 - \exp\frac{-\Theta_2}{T}\right) - \frac{3}{2} n R e_0 x^g T^2, \quad (3)$$

где Θ_1 и Θ_2 – характеристические температуры, которые зависят только от объема; R – газовая постоянная, $x = V/V_0$; n равно числу атомов в химической формуле соединения, $m_1 + m_2 = 3n$; e_0 определяет вклад электронов в свободную энергию; g – электронный аналог параметра Грюнайзена; R – газовая постоянная.

Далее, для простоты изложения, ограничимся одной характеристической температурой, тогда дифференцируя (3) по температуре при постоянном объеме, получаем энтропию и тепловую часть свободной энергии:

$$S = -\left(\frac{\partial F}{\partial T}\right)_V = 1nR\left[-\ln\left(1 - \exp\frac{-\Theta}{T}\right) + \frac{\Theta/T}{\exp(\Theta/T)-1}\right] + 3nR e_0 x^g T, \quad (4)$$

$$E_{th} = F_{th} + TS = 3nR\left[\frac{\Theta}{\exp(\Theta/T)-1}\right] + \frac{3}{2}nR e_0 x^g T^2. \quad (5)$$

Дифференцируя (5) по объему при постоянной температуре, получаем тепловое давление:

$$P_{th} = -\left(\frac{\partial F_{th}}{\partial V}\right)_T = 3nR\frac{\gamma}{V}\left[\frac{\Theta}{\exp(\Theta/T)-1}\right] + \frac{3}{2}nR e_0 x^g T^2 \frac{g}{V}. \quad (6)$$

Дифференцируя (5) по температуре при постоянном объеме и (6) по объему при постоянной температуре, получаем изохорную теплоемкость и изотермический модуль сжатия:

$$C_V = \left(\frac{\partial E_{th}}{\partial T}\right)_V = 3nR\left[\left(\frac{\Theta}{T}\right)^2 \frac{\Theta}{[\exp(\Theta/T)-1]^2}\right] + 3nR e_0 x^g T, \quad (7)$$

$$K_{Tth} = P_{th}(1 + \gamma - q) - \gamma^2 T C_{Vth}/V + \frac{3}{2}nR e_0 x^g T^2 \frac{g}{V}(1 - g). \quad (8)$$

Дифференцируя давление (6) по температуре при постоянном объеме, получаем:

$$(\partial P / \partial T)_V = \frac{\gamma}{V} C_{Vth} + e_0 x^g T \frac{g}{V}. \quad (9)$$

Объемную зависимость температуры Эйнштейна и параметра Грюнайзена будем использовать в двух видах. Согласно работам [Zharkov, Kalinin, 1971; Burakovskiy, Preston, 2004; и др.], зависимость параметра Грюнайзена от объема на нулевой изотерме можно записать в виде:

$$\gamma = \frac{\frac{K'}{2} - \frac{1}{6} - \frac{t}{3}\left(1 - \frac{P}{2K}\right)}{1 - \frac{2tP}{3K}} + \delta. \quad (10)$$

В этом случае объемная зависимость температуры Эйнштейна имеет вид:

$$\Theta = \Theta_0 x^{1/6-\delta} K_0^{-1/2} (K - 2tP/3)^{1/2}. \quad (11)$$

Также будут использоваться эмпирические уравнения из работы [Al'tschuler et al., 1987]:

$$\gamma = \gamma_\infty + (\gamma_0 - \gamma_\infty)x^\beta, \quad (12)$$

$$\Theta = \Theta_0 x^{-\gamma_\infty} \exp\left[\frac{\gamma_0 - \gamma_\infty}{\beta}(1 - x^\beta)\right]. \quad (13)$$

Для расчета магнитного вклада в энергию Гельмгольца воспользуемся формализмом из работы [Dinsdale, 1991], который был модифицирован в работе [Jacobs, Schmid-Fetzer, 2010] с целью получения корректного предела энтропии при 0 К, поэтому магнитный вклад имеет вид:

$$F_{mag}(T) = RT \ln(B_0 + 1)(g(\tau) - 1), \quad (14)$$

где $B_0 = 2.22$ – средний магнитный момент на атом; $\tau = T/T_C$; $T_C = 1043$ К – температура Кюри. Функция $g(\tau)$ имеет вид:

$$g(\tau) = 1 - \left[\frac{79\tau^{-1}}{140p} + \frac{474}{497} \left(\frac{1}{p} - 1 \right) \left(\frac{\tau^3}{6} + \frac{\tau^9}{135} + \frac{\tau^{15}}{600} \right) \right] / D, \text{ при } \tau \leq 1;$$

$$g(\tau) = - \left[\frac{\tau^{-5}}{10} + \frac{\tau^{-15}}{315} + \frac{\tau^{-25}}{1500} \right] / D, \text{ при } \tau > 1;$$

$$D = \frac{518}{1125} + \frac{11692}{15975} \left(\frac{1}{p} - 1 \right).$$

Магнитный вклад для железа не зависит от давления, поэтому он одинаков для свободной энергии Гельмгольца и энергии Гиббса. Уравнения для магнитного вклада в энтропию, энталпию и теплоемкость можно найти в работе [Dinsdale, 1991].

Суммируя соответствующие функции, получаем полное термодинамическое описание уравнения состояния. Теперь можно рассчитать коэффициент термического расширения $\alpha = (\partial P / \partial T)_V / K_T$, теплоемкость при постоянном давлении $C_P = C_V + \alpha^2 TV K_T$ и адиабатический модуль сжатия $K_S = K_T + VT(\alpha K_T)^2 / C_V$, которые могут быть получены путем прямых экспериментальных измерений. Энталпия и энергия Гиббса рассчитываются из соотношений $H = E + PV$, $G = F + PV$.

3. УРАВНЕНИЕ СОСТОЯНИЯ ЖЕЛЕЗА (bcc-Fe)

Подгоночные параметры уравнения состояния bcc-Fe были получены путем одновременной оптимизации экспериментальных измерений теплоемкости, объема, теплового расширения, адиабатического модуля сжатия при атмосферном давлении и экспериментальных измерений P – V – T соотношений на комнатной изотерме и при повышенных температурах. Фиксированные параметры: $m_1 = m_2 = 1.5$, $n = 1$, $V_0 = 7.092 \text{ cm}^3 \cdot \text{mol}^{-1}$, $e_0 = 198 \cdot 10^{-6} \text{ K}^{-1}$ (рассчитан по измерениям низкотемпературной теплоемкости из работы [Desai, 1986]), $K_0 = 163 \text{ GPa}$ (рассчитан из измерений адиабатического модуля сжатия из работы [Adams et al., 2006]), $K' = 5.70$ (рассчитан по V – P данным, на комнатной изотерме из работы [Dewaele et al., 2006]).

Мы построили два варианта уравнения состояния bcc-Fe. В первом варианте температура Эйнштейна и параметр Грюнейзена были приняты в виде уравнений (11) и (10). Однако эта форма уравнений состояния является довольно сложной для численной реализации, поэтому полученная зависимость параметра Грюнейзена от объема была аппроксимирована уравнением (12), и получены следующие параметры: $\gamma_0 = 1.821$, $\beta = 3.445$, $\gamma_\infty = 1.013$. При этом были получены следующие значения температур Эйнштейна: $\Theta_{10} = 457 \text{ K}$, $\Theta_{20} = 207 \text{ K}$. Для электронного аналога параметра Грюнейзена было получено значение $g = 0.094$. Небольшая величина этого параметра означает (см. уравнения (3)–(9)), что электронная составляющая существенна в тепловых функциях и оказывает малое влияние на функции, зависящие от объема. Параметр U_0 был рассчитан из следующих соображений. Железо при стан-

дартных условиях (298.15 К и 1 бар) является термохимически простым веществом, поэтому для него $\Delta H_{298}^0 = 0$. Рассчитанная стандартная энтропия (табл. 1) имеет значения $S_{298}^0 = 27.18 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Из этих величин рассчитываем энергию Гиббса, которая равна $G_{f,298}^0 = -8104 \text{ J mol}^{-1} = U_0$. Таким образом, мы определили все параметры уравнения состояния bcc-Fe, что позволяет рассчитать необходимые термодинамические функции.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В табл. 1 приведена табуляция основных термодинамических функций в зависимости от температуры при давлениях 0.0001, 5, 10 и 15 ГПа, выполненная по предлагаемому уравнению состояния bcc-Fe. В таблице представлены $x = V/V_0$, объемный коэффициент термического расширения, энтропия, теплоемкость при постоянном объеме и при постоянном давлении, изотермический и адиабатический модули сжатия, параметр Грюнейзена, производная изотермического модуля сжатия по давлению и энергия Гиббса. Зависимость термодинамического параметра Грюнейзена от температуры $\gamma_{th} = \frac{\alpha K_S V}{c_p} = \frac{\alpha K_T V}{c_V}$ может быть рассчитана по данным из табл. 1.

Как можно видеть на рисунках 1–4, рассчитанные термодинамические функции bcc-Fe при атмосферном давлении в зависимости от температуры хорошо согласуются с имеющимися справочными данными и прямыми экспериментальными измерениями. На рис. 3 сильно отклоняющиеся величины относятся к фазе fcc-

Т а б л и ц а 1. Рассчитанные термодинамические функции bcc-Fe при разных давлениях и температурах

Table 1. Calculated thermodynamic functions of bcc-Fe for various pressures and temperatures

| P, GPa | T, K | x=V/V ₀ | α E-6, K ⁻¹ | S J mol ⁻¹ K ⁻¹ | C _V | C _P | K _T | K _S | γ | K' | G _{T,P} , kJ mol ⁻¹ |
|--------|--------|--------------------|------------------------|--|----------------|----------------|----------------|----------------|-------|------|--|
| | | | | | | | | | | | |
| 0.0001 | 298.15 | 1.00000 | 35.21 | 27.180 | 24.164 | 24.592 | 163.001 | 165.883 | 1.821 | 5.70 | -8.103 |
| 0.0001 | 500 | 1.00768 | 40.06 | 41.041 | 28.407 | 29.296 | 155.044 | 159.896 | 1.843 | 5.78 | -15.068 |
| 0.0001 | 1043 | 1.03245 | 49.62 | 69.014 | 57.272 | 59.748 | 131.678 | 137.371 | 1.915 | 6.07 | -45.018 |
| 0.0001 | 1185 | 1.03997 | 52.65 | 74.737 | 37.965 | 40.996 | 125.088 | 135.075 | 1.938 | 6.16 | -55.248 |
| 0.0001 | 1500 | 1.05870 | 61.16 | 83.989 | 34.345 | 38.960 | 109.565 | 124.289 | 1.996 | 6.42 | -80.316 |
| 0.0001 | 1667 | 1.07009 | 67.19 | 88.155 | 34.357 | 40.109 | 100.707 | 117.566 | 2.033 | 6.58 | -94.694 |
| 0.0001 | 1811 | 1.08098 | 73.72 | 91.538 | 34.686 | 41.676 | 92.620 | 111.283 | 2.070 | 6.76 | -107.634 |
| 5 | 298.15 | 0.97209 | 29.34 | 26.058 | 23.906 | 24.244 | 190.781 | 193.474 | 1.746 | 5.43 | 26.846 |
| 5 | 500 | 0.97830 | 33.21 | 39.759 | 28.293 | 28.995 | 183.425 | 187.976 | 1.762 | 5.48 | 20.125 |
| 5 | 1043 | 0.99783 | 39.50 | 67.425 | 57.227 | 59.094 | 162.115 | 167.405 | 1.815 | 5.68 | -9.047 |
| 5 | 1185 | 1.00356 | 41.27 | 73.055 | 37.923 | 40.167 | 156.214 | 165.459 | 1.831 | 5.74 | -19.044 |
| 5 | 1500 | 1.01740 | 45.84 | 82.052 | 34.302 | 37.543 | 142.563 | 156.036 | 1.870 | 5.89 | -43.544 |
| 5 | 1667 | 1.02546 | 48.76 | 86.043 | 34.311 | 38.201 | 134.964 | 150.266 | 1.894 | 5.98 | -57.585 |
| 5 | 1811 | 1.03290 | 51.66 | 89.246 | 34.636 | 39.175 | 128.176 | 144.971 | 1.916 | 6.07 | -70.208 |
| 10 | 298.15 | 0.94854 | 25.23 | 25.133 | 23.675 | 23.952 | 217.378 | 219.926 | 1.687 | 5.22 | 60.888 |
| 10 | 500 | 0.95375 | 28.52 | 38.707 | 28.192 | 28.771 | 210.469 | 214.793 | 1.699 | 5.26 | 54.368 |
| 10 | 1043 | 0.96990 | 33.12 | 66.166 | 57.188 | 58.688 | 190.613 | 195.614 | 1.740 | 5.41 | 25.825 |
| 10 | 1185 | 0.97455 | 34.30 | 71.738 | 37.887 | 39.671 | 185.172 | 193.894 | 1.752 | 5.45 | 16.010 |
| 10 | 1500 | 0.98558 | 37.21 | 80.589 | 34.266 | 36.773 | 172.705 | 185.340 | 1.782 | 5.55 | -8.052 |
| 10 | 1667 | 0.99186 | 38.97 | 84.490 | 34.274 | 37.227 | 165.850 | 180.141 | 1.799 | 5.62 | -21.841 |
| 10 | 1811 | 0.99756 | 40.65 | 87.603 | 34.597 | 37.979 | 159.786 | 175.407 | 1.814 | 5.67 | -34.234 |
| 15 | 298.15 | 0.92815 | 22.18 | 24.347 | 23.464 | 23.699 | 243.060 | 245.492 | 1.638 | 5.06 | 94.153 |
| 15 | 500 | 0.93263 | 25.09 | 37.813 | 28.098 | 28.591 | 236.502 | 240.647 | 1.648 | 5.09 | 87.805 |
| 15 | 1043 | 0.94641 | 28.69 | 65.120 | 57.153 | 58.408 | 217.745 | 222.526 | 1.681 | 5.20 | 59.791 |
| 15 | 1185 | 0.95033 | 29.55 | 70.653 | 37.855 | 39.338 | 212.640 | 220.971 | 1.691 | 5.24 | 50.127 |
| 15 | 1500 | 0.95952 | 31.59 | 79.409 | 34.236 | 36.283 | 201.012 | 213.035 | 1.714 | 5.31 | 26.421 |
| 15 | 1667 | 0.96469 | 32.78 | 83.252 | 34.242 | 36.629 | 194.665 | 208.230 | 1.727 | 5.36 | 12.833 |
| 15 | 1811 | 0.96933 | 33.89 | 86.312 | 34.564 | 37.269 | 189.081 | 203.874 | 1.739 | 5.40 | 0.622 |

Fe. Из рис. 4 видно, что нам удалось описать температурную зависимость адиабатического модуля сжатия с такой же точностью, как и в работе [Jacobs, Schmid-Fetzer, 2010]. На рис. 5 показаны два параметра Грюнейзена в зависимости от температуры при атмосферном давлении и при давлении 10 ГПа. Линии синего цвета соответствуют объемной зависимости параметра Грюнейзена $\gamma = -\left(\frac{\partial \ln \Theta}{\partial \ln V}\right)_T$, которую можно рассчитать по уравнению (12). Красные линии соответствуют термодинамическому параметру Грюнейзена, который рассчитывается из соотношений $\gamma_{th} = \frac{\alpha K_S V}{C_p} = \frac{\alpha K_T V}{C_V}$ и имеет минимум при температуре Кюри. Температурные зависимости объемного и термодинамического параметров Грюнейзена сильно отличаются друг от друга, что связано с влиянием вклада электронов и λ-видным поведением теплоемкости вблизи температуры Кюри.

Из табл. 1 следует, что рассчитанная стандартная энтропия S_{298}^0 , а также энтропия в критических точках ($T_{bcc-fcc}=1043$ К, $T_C=1185$ К, $T_{fcc-bcc}=1667$ К, $T_m=1811$ К) близки к справочным данным [Desai, 1986; Robie et al., 1978; Bergman et al., 2004; и др.]. Следует заметить, что энтропия в уравнении состояния является первой производной свободной энергии Гельмгольца по тем-

пературе при постоянном объеме. В то же время энтропия – это термодинамическая функция, которую можно рассчитать из экспериментальных измерений теплоемкости. На рис. 6 сопоставлены справочные (экспериментальные) приращения энтропии в зависимости от температуры с нашим расчетом. Приращения рассматриваются из тех соображений, что величины стандартной энтропии меняются по разным данным от $S_{298}^0=27.085\pm 0.08$ J mol⁻¹K⁻¹ [Desai, 1986] до $S_{298}^0=27.28\pm 0.13$ J mol⁻¹K⁻¹ [Robie et al., 1978]. Таким образом, если рассчитанная энтропия и экспериментальная близки, то можно говорить о корректности нашего уравнения в тепловой части.

Теперь необходимо оценить корректность нашего уравнения состояния при высоких давлениях. Давление, как и энтропия, есть первая производная свободной энергии Гельмгольца по объему при постоянной температуре. Из рис. 7 следует, что рассчитанная комнатная изотерма bcc-Fe хорошо согласуется с измерениями [Dewaele et al., 2006; Liu et al., 2014], которые были выполнены в квазигидростатических условиях в гелиевой или неоновой среде. Давление в этих работах было рассчитано по рубиновой шкале [Dorogokupets, Oganov, 2007; Sokolova et al., 2013] и по уравнению состояния золота [Fei et al., 2007], которые в целом

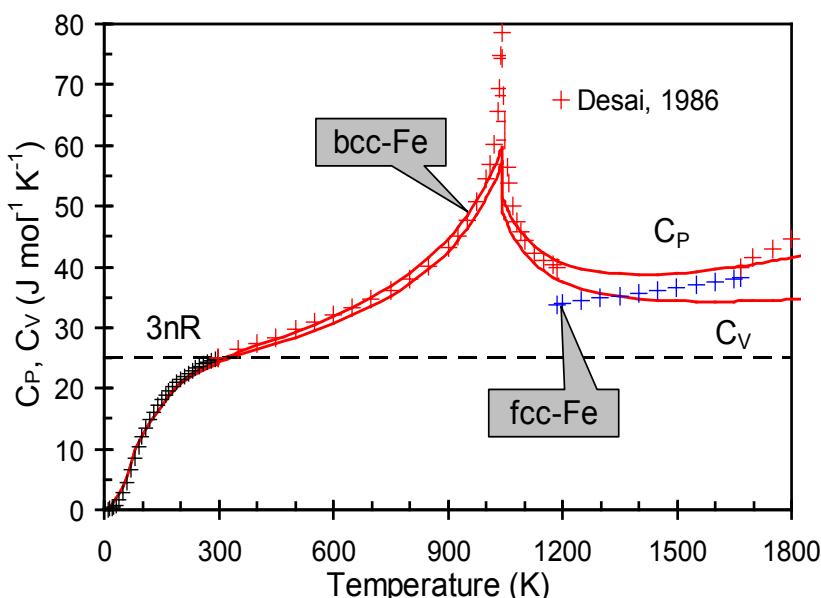


Рис. 1. Рассчитанная теплоемкость (C_P , C_V) в сравнении с данными [Desai, 1986].

Fig. 1. Comparison of calculated heat capacities (C_P , C_V) with data from [Desai, 1986].

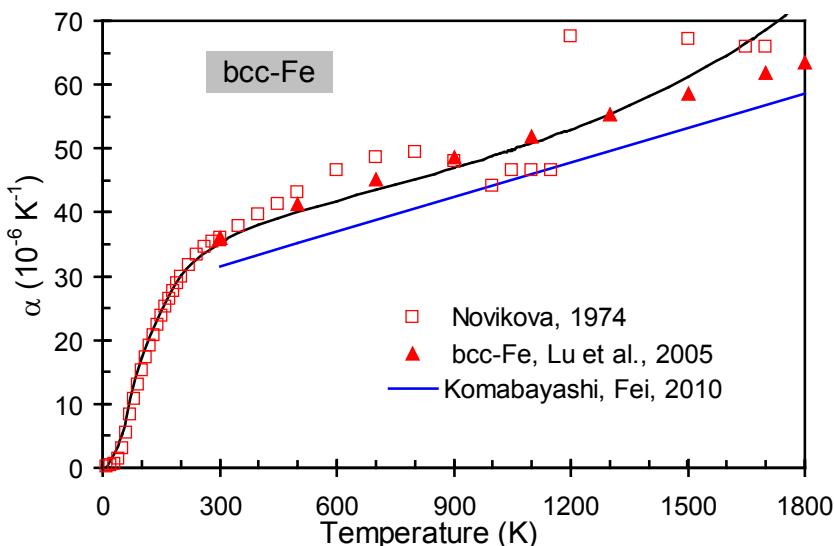


Рис. 2. Рассчитанный коэффициент термического расширения ($\alpha = 1/V(\partial V/\partial T)_P$) в сравнении с данными [Novikova, 1974; Lu et al., 2005; Komabayashi, Fei, 2010].

Fig. 2. Comparison of calculated thermal expansion coefficient, $\alpha = 1/V(\partial V/\partial T)_P$ with data from [Novikova, 1974; Lu et al., 2005; Komabayashi, Fei, 2010].

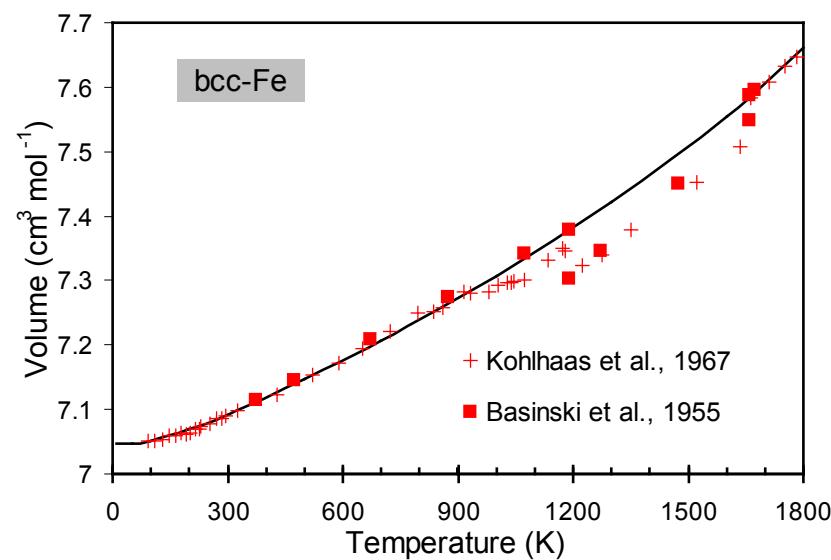


Рис. 3. Рассчитанный объем железа в сравнении с измерениями [Kohlhaas et al., 1967; Basinski et al., 1955].

Fig. 3. Comparison of the calculated volume of iron with measurements from [Kohlhaas et al., 1967; Basinski et al., 1955].

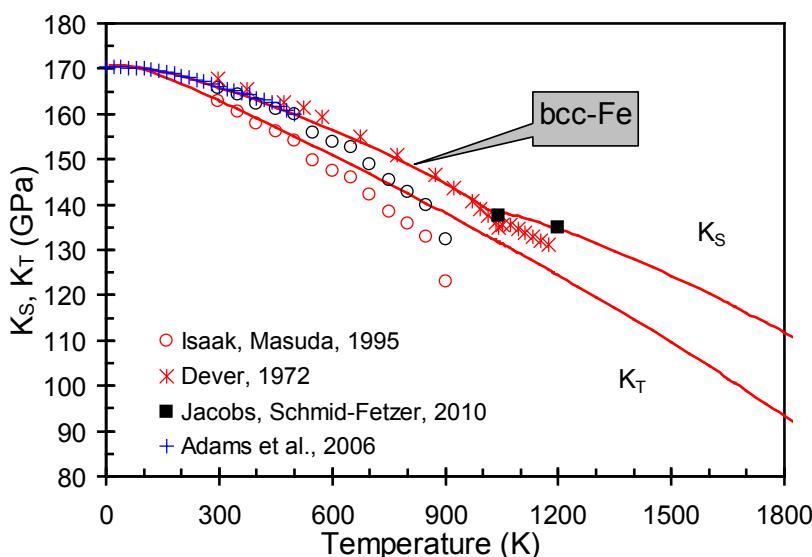


Рис. 4. Рассчитанные модули сжатия (K_s , K_t) в сравнении с данными [Isaak, Masuda, 1995; Dever, 1972; Jacobs, Schmid-Fetzer, 2010; Adams et al., 2006].

Fig. 4. Comparison of calculated compression moduli (K_s , K_t) and data from [Isaak, Masuda, 1995; Dever, 1972; Jacobs, Schmid-Fetzer, 2010; Adams et al., 2006].

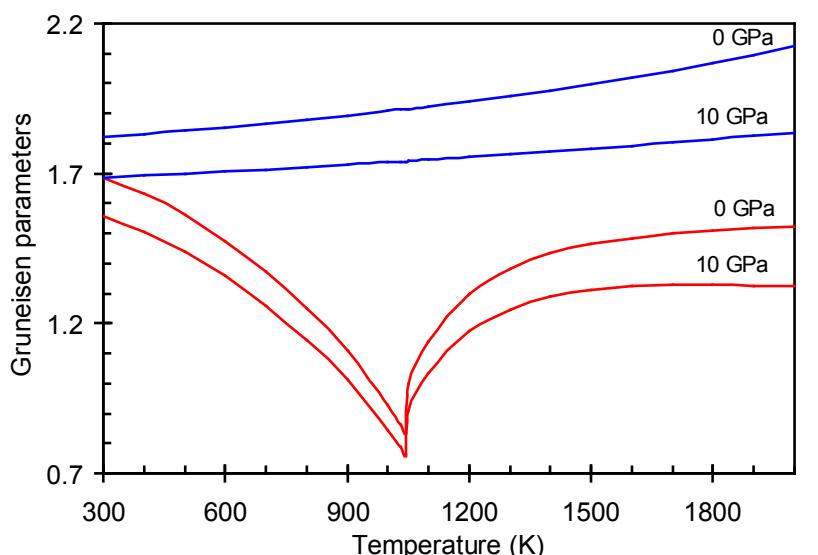


Рис. 5. Температурная зависимость параметров Грюнейзена при давлениях 0 и 10 ГПа. Синим цветом обозначен параметр Грюнейзена, рассчитанный из соотношения $\gamma = -(\partial \ln \Theta / \partial \ln V)_T$, красным цветом обозначен термодинамический параметр Грюнейзена $\gamma_{th} = \alpha K_s V / C_P = \alpha K_t V / C_V$.

Fig. 5. Temperature dependence of Grüneisen parameters at pressures of 0 and 10 GPa. Blue lines show Grüneisen parameters calculated from equation $\gamma = -(\partial \ln \Theta / \partial \ln V)_T$; red lines show thermodynamic Grüneisen parameters, $\gamma_{th} = \alpha K_s V / C_P = \alpha K_t V / C_V$.

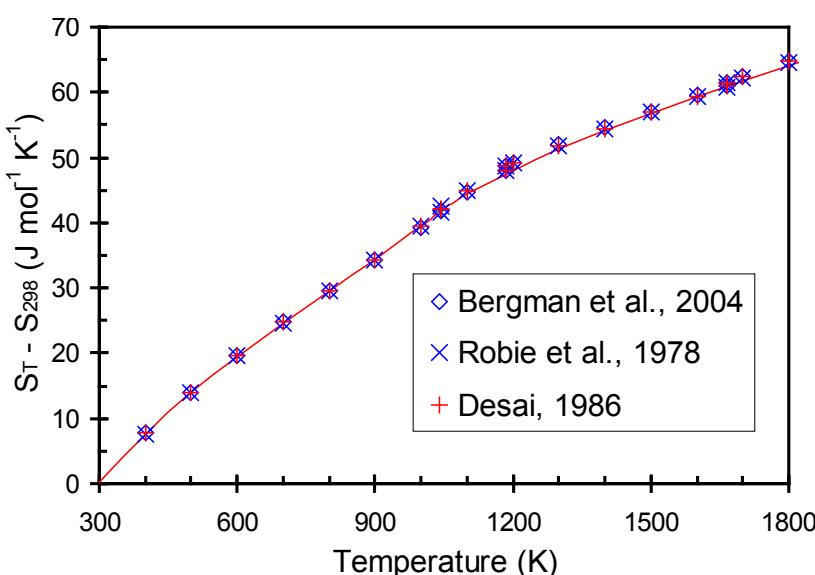


Рис. 6. Энтропия $S_T^0 - S_{298,15}^0$ в зависимости от температуры при атмосферном давлении в сравнении со справочными данными [Bergman et al., 2004; Robie et al., 1978; Desai, 1986].

Fig. 6. Temperature dependence of entropy $S_T^0 - S_{298,15}^0$ at room pressure in comparison with reference data from [Bergman et al., 2004; Robie et al., 1978; Desai, 1986].

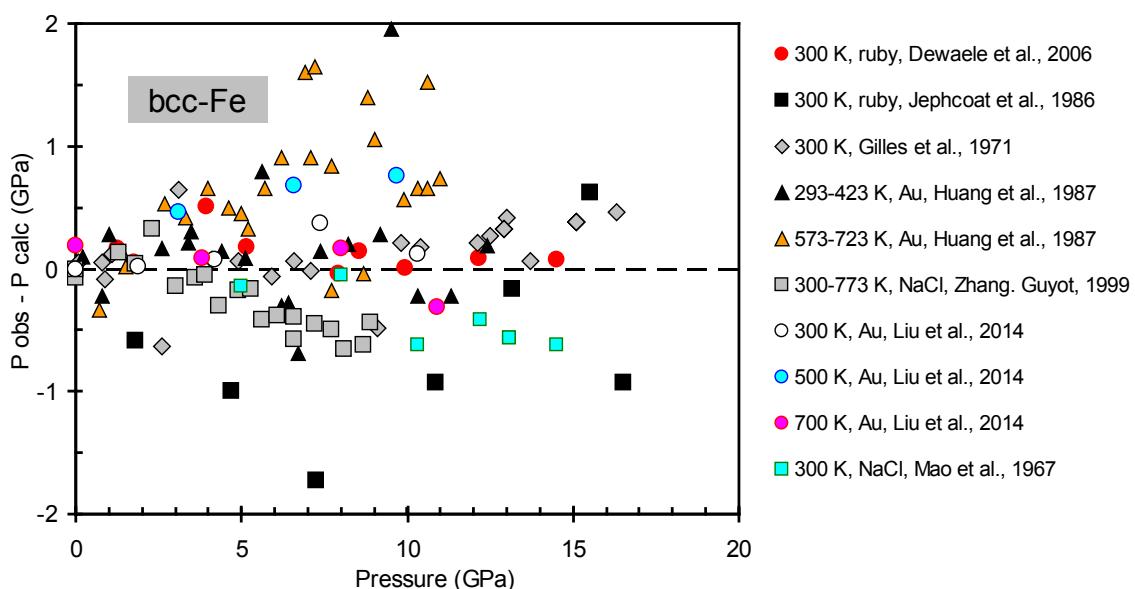


Рис. 7. Разница между измеренным давлением [Dewaele et al., 2006; Jephcoat et al., 1986; Giles et al., 1971; Huang et al., 1987; Zhang, Guyot, 1999; Liu et al., 2014; Mao et al., 1967] и рассчитанным давлением по предлагаемому уравнению состояния bcc-Fe.

Fig. 7. Difference between measured pressures [Dewaele et al., 2006; Jephcoat et al., 1986; Giles et al., 1971; Huang et al., 1987; Zhang, Guyot, 1999; Liu et al., 2014; Mao et al., 1967] and pressures calculated by the proposed equation of state for bcc-Fe.

согласуются друг с другом. Измерения в работе [Jephcoat et al., 1986] были проведены в неоновой и аргоно-вой средах и показывают знакопеременное отклонение от наших данных. В работе [Huang et al., 1987] измерения были проведены в негидростатических условиях, поэтому они получили более высокое давление по сравнению с измерениями в квазигидростатических условиях и нашим расчетом. Следует заметить, что в измерениях [Mao et al., 1967; Zhang, Guyot, 1999] давление было рассчитано по уравнению состояния NaCl из работ [Decker, 1965, 1971]. Как было показано в работе [Strässle et al., 2014], эти шкалы занижают давление примерно на 0.5 ГПа по сравнению с уравнением состояния NaCl из работы [Brown, 1999]. Как видно из рис. 6, если пересчитать данные [Mao et al., 1967; Zhang, Guyot, 1999] по NaCl шкале [Brown, 1999], то получим хорошее согласие с предлагаемым уравнением состояния bcc-Fe.

Таким образом, мы получили уравнение состояния bcc-Fe на основе свободной энергии Гельмгольца, которое обеспечивает корректный расчет термодинамических функций в зависимости от температуры при разных давлениях. В частности, рассчитанное давление при повышенных температурах и давлениях хорошо согласуется с измерениями, в которых для оценки давления были использованы рубиновая шкала давлений [Dorogokupets, Oganov, 2007; Sokolova et al., 2013], уравнения состояния золота [Fei et al., 2007] и NaCl [Brown, 1999]. Следовательно, построенное уравнение состояния bcc-Fe может быть использовано в

качестве вторичной шкалы давления. С этой целью в табл. 2 приведено рассчитанное давление при температурах от комнатной до $T=1800$ К и при сжатиях от $x=1$ до $x=0.94$. На рис. 8 рассчитанное давление показано в виде изобар от 0 до 14 ГПа в зависимости от температуры в диапазоне сжатия от $x=1.08$ до $x=0.94$.

5. СРАВНЕНИЕ С ДРУГИМИ УРАВНЕНИЯМИ СОСТОЯНИЯ BCC-Fe

В работе [Komabayashi, Fei, 2010] разработана внутренне согласованная база термодинамических данных для железа до условий ядра Земли, которая недавно была использована для термодинамического обоснования плавления в системе Fe-FeO при высоких давлениях [Komabayashi, 2014]. При конструировании этой базы данных были использованы фундаментальные термодинамические соотношения для энергии Гиббса, которая была разделена на термохимическую и теплофизическую части. Энергия Гиббса была принята в виде полинома с параметрами из работы [Saxena, Dubrovinsky, 1998], магнитный вклад учитывался в виде уравнения (14), поэтому можно ожидать, что энергия Гиббса при комнатном давлении в зависимости от температуры из нашего уравнения состояния и энергии Гиббса из формулировки [Komabayashi, Fei, 2010] будут близки. Энергия Гиббса при повышенных давлениях была рассчитана интегрированием объема в зависимости от давления, поэтому довольно трудно

Т а б л и ц а 2. Давление (ГПа) в зависимости от температуры и сжатия $x = V/V_0$ Table 2. Pressure (GPa) as function of temperature and compression, $x = V/V_0$

| T, K | $x = 1$ | $x = 0.99$ | $x = 0.98$ | $x = 0.97$ | $x = 0.96$ | $x = 0.95$ | $x = 0.94$ |
|--------|---------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|
| 298.15 | 0.000 | 1.686 | 3.488 | 5.413 | 7.470 | 9.667 | 12.013 |
| 300 | 0.011 | 1.696 | 3.498 | 5.424 | 7.480 | 9.677 | 12.023 |
| 400 | 0.601 | 2.282 | 4.080 | 6.000 | 8.053 | 10.246 | 12.587 |
| 500 | 1.213 | 2.889 | 4.682 | 6.599 | 8.648 | 10.837 | 13.175 |
| 600 | 1.835 | 3.508 | 5.297 | 7.210 | 9.256 | 11.441 | 13.776 |
| 700 | 2.464 | 4.133 | 5.919 | 7.829 | 9.871 | 12.053 | 14.385 |
| 800 | 3.098 | 4.763 | 6.545 | 8.452 | 10.491 | 12.670 | 15.000 |
| 900 | 3.735 | 5.396 | 7.175 | 9.079 | 11.115 | 13.291 | 15.618 |
| 1000 | 4.374 | 6.032 | 7.808 | 9.708 | 11.741 | 13.915 | 16.239 |
| 1100 | 5.015 | 6.670 | 8.442 | 10.340 | 12.370 | 14.541 | 16.862 |
| 1200 | 5.658 | 7.310 | 9.079 | 10.973 | 13.000 | 15.168 | 17.487 |
| 1300 | 6.302 | 7.951 | 9.717 | 11.608 | 13.632 | 15.798 | 18.114 |
| 1400 | 6.948 | 8.593 | 10.356 | 12.244 | 14.265 | 16.428 | 18.742 |
| 1500 | 7.595 | 9.236 | 10.996 | 12.881 | 14.900 | 17.060 | 19.372 |
| 1600 | 8.243 | 9.881 | 11.637 | 13.520 | 15.535 | 17.693 | 20.003 |
| 1700 | 8.892 | 10.526 | 12.280 | 14.159 | 16.172 | 18.328 | 20.634 |
| 1800 | 9.541 | 11.173 | 12.923 | 14.800 | 16.810 | 18.963 | 21.267 |

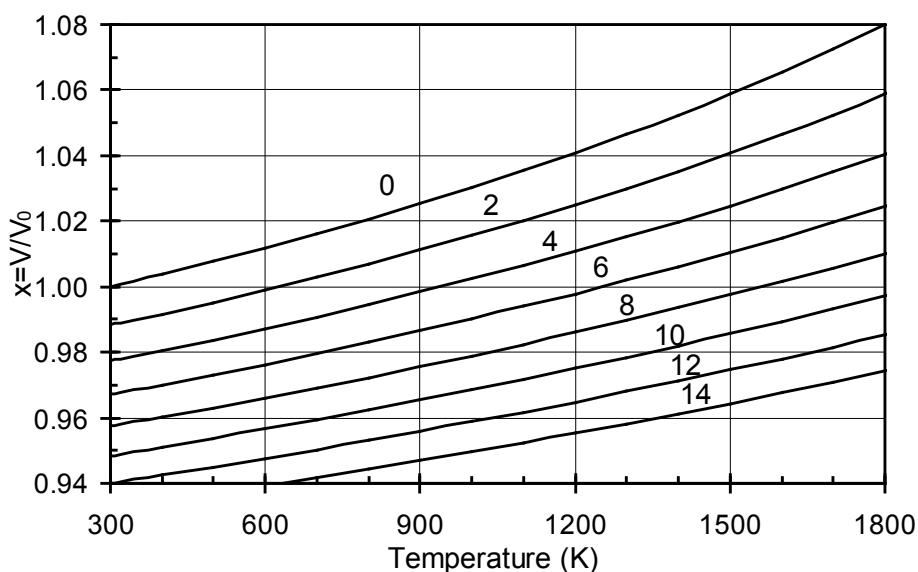


Рис. 8. Изобары bcc-Fe от 0 до 14 ГПа в зависимости от температуры и сжатия.

Fig. 8. bcc-Fe isobars from 0 to 14 GPa as function of temperature and compression.

оценить различие в энергии Гиббса при повышенных температурах и давлениях между нашим уравнением состояния bcc-Fe и данными [Komabayashi, Fei, 2010]. Они будут различаться по следующим соображениям. Коэффициент объемного термического расширения, по данным [Komabayashi, Fei, 2010], ниже, чем по нашим и справочным данным (см. рис. 2), поэтому объем железа при высоких температурах и комнатном давлении будет слегка занижен. Параметр $K'=5.29$ в работе [Komabayashi, Fei, 2010] существенно ниже,

чем по нашим данным, что также приводит к различию в расчете энергии Гиббса в зависимости от давления.

В работе [Jacobs, Schmid-Fetzer, 2010] построено уравнение состояния bcc-Fe по формализму, который близок нашему. Одним из достоинств этой работы является то, что в ней приведены литературные источники многочисленных измерений термохимических и теплофизических свойств железа. Они показали, что приближения Ми-Грюнейзена-Дебая и Ми-Грюнейзе-

на-Киффер дают почти одинаковые результаты, но последнее приближение лучше работает при низких температурах. К сожалению, в работе [Jacobs, Schmid-Fetzer, 2010] численные результаты для bcc-Fe не приводятся, однако практическое совпадение рассчитанных модулей сжатия при температурах 1000–1200 К (см. рис. 4) является косвенным свидетельством того, что они дадут близкие к нашим результаты в расчете энергии Гиббса при повышенных температурах и давлениях.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе свободной энергии Гельмгольца мы построили полуэмпирическое уравнение состояния железа с объемно-центрированной кубической решеткой (bcc-Fe) путем одновременной оптимизации ультразвуковых, рентгеновских, дилатометрических и термохимических измерений. Термовая часть свободной энергии Гельмгольца аппроксимирована моделью Эйнштейна с двумя характеристическими температурами, которые имеют одинаковую зависимость от объема. Вклад свободных электронов оценен из низкотемпературных измерений теплоемкости. Электронный аналог параметра Грюнайзена был получен в процессе оптимизации. Небольшая величина этого параметра ($g=0.094$) означает, что электронная составляющая существенно влияет на тепловые функции и оказывает малое влияние на функции, зависящие от объема. Рассчитанное давление при повышенных темпера-

турах и давлениях хорошо согласуется с измерениями, в которых для оценки давления были использованы рубиновая шкала давлений [Dorogokupets, Oganov, 2007; Sokolova et al., 2013], уравнения состояния золота [Fei et al., 2007] и NaCl [Brown, 1999]. Построенное уравнение состояния bcc-Fe может быть использовано в качестве вторичной шкалы давления. Рассчитанные термодинамические функции bcc-Fe ($x, \alpha, S, C_p, C_v, K_T, K_S, \gamma, K', G_{T,p}$) до температуры 1811 К и до давления 15 ГПа хорошо согласуются со справочными данными и экспериментальными измерениями при атмосферном давлении, а также с P – V – T измерениями в области температур до 773 К и давлений до 16 ГПа. Рассчитанные P – V – T соотношения bcc-Fe могут быть использованы для расчета давления при заданных температурах и объемах. Рассчитанные термодинамические функции могут быть непосредственно использованы для расчета градиента плотности и адиабатического градиента температуры по глубине в недрах Земли (см., например [Pankov et al., 1998]). Таким образом, мы показали, что термодинамические функции bcc-Fe могут быть аккуратно рассчитаны по уравнению состояния на основе свободной энергии Гельмгольца и будут использованы для расчета фазовой диаграммы железа в широком интервале температур и давлений.

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 12-05-00758, РНФ, грант № 14-17-00601.

8. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Adams J.J., Agosta D.S., Leisure R.G., Ledbetter H., 2006. Elastic constants of monocrystal iron from 3 to 500 K. *Journal of Applied Physics* 100 (11), 113530. <http://dx.doi.org/10.1063/1.2365714>.
- Al'tshuler L.V., Brusnikin S.E., Kuz'menkov E.A., 1987. Isotherms and Grüneisen functions for 25 metals. *Journal of Applied Mechanics and Technical Physics* 28 (1), 129–141. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00918785>.
- Basinski Z.S., Hume-Rothery W., Sutton A.L., 1955. The lattice expansion of iron. *Proceeding of the Royal Society A* 229 (1179), 459–467. <http://dx.doi.org/10.1098/rspa.1955.0102>.
- Bazhanova Z.G., Oganov A.R., Gianola O., 2012. Fe-C and Fe-H systems at pressures of the Earth's inner core. *Physics-Uspekhi* 55 (5), 489–497. <http://dx.doi.org/10.3367/UFNe.0182.201205c.0521>.
- Bergman G.A., Handamirova N.E., Gusalov A.V., 2004. Thermodynamics properties of iron. http://www.chem.msu.su/Zn/Fe/Fe_c.html.
- Brosh E., Makov G., Shneck R.Z., 2007. Application of CALPHAD to high pressures. *CALPHAD* 31 (2), 173–185. <http://dx.doi.org/10.1016/j.calphad.2006.12.008>.
- Brown J.M., 1999. The NaCl pressure standard. *Journal of Applied Physics* 86 (10), 5801–5808. <http://dx.doi.org/10.1063/1.371596>.
- Burakovskiy L., Preston D.L., 2004. Analytic model of the Grüneisen parameter all densities. *Journal of Physics and Chemistry of Solids* 65 (8–9), 1581–1587. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jpcs.2003.10.076>.
- Decker D.L., 1965. Equation of state of NaCl and its use as a pressure gauge in high-pPressure research. *Journal of Applied Physics* 36 (1), 157–161. <http://dx.doi.org/10.1063/1.1713864>.
- Decker D.L., 1971. High-pressure equation of state for NaCl, KCl, and CsCl. *Journal of Applied Physics* 42 (8), 3239–3244. <http://dx.doi.org/10.1063/1.1660714>.
- Desai P.D., 1986. Thermodynamic properties of iron and silicon. *Journal of Physical and Chemical Reference Data* 15 (3), 967–983. <http://dx.doi.org/10.1063/1.555761>.

- Dever D.J., 1972. Temperature dependence of the elastic constants in α -iron single crystals: relationship to spin order and diffusion anomalies. *Journal of Applied Physics* 43 (8), 3293–3301. <http://dx.doi.org/10.1063/1.1661710>.
- Dewaele A., Loubeyre P., Occelli F., Mezouar M., Dorogokupets P.I., Torrent M., 2006. Quasihydrostatic equation of state of iron above 2 Mbar. *Physical Review Letters* 97, 215504. <http://dx.doi.org/10.1103/PhysRevLett.97.215504>.
- Dinsdale A.T., 1991. SGTE data for pure elements. *CALPHAD* 15 (4), 317–425. [http://dx.doi.org/10.1016/0364-5916\(91\)90030-N](http://dx.doi.org/10.1016/0364-5916(91)90030-N).
- Dorogokupets P.I., 2010. P–V–T equations of state of MgO and thermodynamics. *Physics and Chemistry of Minerals* 37 (9), 677–684. <http://dx.doi.org/10.1007/s00269-010-0367-2>.
- Dorogokupets P.I., Dewaele A., 2007. Equations of state of MgO, Au, Pt, NaCl-B1, and NaCl-B2: Internally consistent high-temperature pressure scales. *High Pressure Research* 27 (4), 431–446. <http://dx.doi.org/10.1080/08957950701659700>.
- Dorogokupets P.I., Oganov A.R., 2007. Ruby, metals, and MgO as alternative pressure scales: A semiempirical description of shockwave, ultrasonic, X-ray, and thermochemical data at high temperatures and pressures. *Physical Review B* 75, 024115. <http://dx.doi.org/10.1103/PhysRevB.75.024115>.
- Dorogokupets P.I., Sokolova T.S., Danilov B.S., Litasov K.D., 2012. Near-absolute equations of state of diamond, Ag, Al, Au, Cu, Mo, Nb, Pt, Ta, and W for quasi-hydrostatic conditions. *Geodynamics & Tectonophysics* 3 (2), 129–166. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-2-0067>.
- Fei Y., Ricolleau A., Frank M., Mibe K., Shen G., Prakapenka V., 2007. Toward an internally consistent pressure scale. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 104 (22), 9182–9186. <http://dx.doi.org/10.1073/pnas.0609013104>.
- Funtikov A., 2000. Phase diagram of iron: Implications for the state of the Earth's core. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 36 (11), 958–964.
- Funtikov A., 2003. Phase diagram and melting curve of iron obtained using the data of static and shock-wave measurements. *High temperature* 41 (6), 850–864. <http://dx.doi.org/10.1023/B:HITE.0000008344.89730.69>.
- Giles P.M., Longenbach M.H., Marder A.R., 1971. High-pressure $\alpha \rightleftharpoons \epsilon$ martensitic transformation in iron. *Journal of Applied Physics* 42 (11), 4290–4295. <http://dx.doi.org/10.1063/1.1659768>.
- Hirose K., Labrosse S., Hernlund J., 2013. Composition and state of the core. *Annual Reviews Earth and Planetary Sciences* 41, 657–691. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-124007>.
- Huang E., Bassett W.A., Tao P., 1987. Pressure-temperature-volume relationship for hexagonal close packed iron determined by synchrotron radiation. *Journal of Geophysical Research* 92 (B8), 8129–8135. <http://dx.doi.org/10.1029/JB092iB08p08129>.
- Isaak D.G., Masuda K., 1995. Elastic and viscoelastic properties of iron at high temperatures. *Journal of Geophysical Research* 100 (B9), 17689–17698. <http://dx.doi.org/10.1029/95JB01235>.
- Jacobs M.H., Schmid-Fetzer R., 2010. Thermodynamic properties and equation of state of fcc aluminum and bcc iron, derived from a lattice vibrational method. *Physics and Chemistry of Minerals* 37 (10), 721–739. <http://dx.doi.org/10.1007/s00269-010-0371-6>.
- Jephcoat A.P., Mao H.K., Bell P.M., 1986. Static compression of iron to 78 GPa with rare gas solids as pressure-transmitting media. *Journal of Geophysical Research* 91 (B5), 4677–4684. <http://dx.doi.org/10.1029/JB091iB05p04677>.
- Kohlhaas R., Dünner P., Schmitz-Pranghe N., 1967. Über die temperaturabhängigkeit der gitterparameter von eisen, kobalt und nickel im bereich hoher temperature. *Zeitschrift für angewandte Physik* 23, 245–249.
- Komabayashi T., 2014. Thermodynamics of melting relations in the system Fe–FeO at high pressure: Implications for oxygen in the Earth's core. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119 (5), 4164–4177. <http://dx.doi.org/10.1002/2014JB010980>.
- Komabayashi T., Fei Y., 2010. Internally consistent thermodynamic database for iron to the Earth's core conditions. *Journal of Geophysical Research* 115 (B3), B03202. <http://dx.doi.org/10.1029/2009JB006442>.
- Liu J.L., Lin J.-F., Alatas A., Bi W., 2014. Sound velocities of bcc-Fe and Fe_{0.85}Si_{0.15} alloy at high pressure and temperature. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 233, 24–32. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2014.05.008>.
- Lu X.-G., Selleby M., Sundman B., 2005. Assessments of molar volume and thermal expansion for selected bcc, fcc and hcp metallic elements. *CALPHAD* 29 (1), 68–89. <http://dx.doi.org/10.1016/j.calphad.2005.05.001>.
- Mao H.K., Bassett W.A., Takahashi T., 1967. Effect of pressure on crystal structure and lattice parameters of iron up to 300 kbar. *Journal of Applied Physics* 38 (1), 272–276. <http://dx.doi.org/10.1063/1.1708965>.
- Medvedev A.B., 2014. Wide-range multiphase equation of state for iron. *Combustion, Explosion, and Shock Waves* 50 (5), 582–598. <http://dx.doi.org/10.1134/S0010508214050141>.
- Novikova S.I., 1974. Thermal Expansion of Solids. Nauka, Moscow, 294 p. (in Russian) [Новикова С.И. Термическое расширение твердых тел. М.: Наука, 1974. 294 с.]
- Pankov V.L., Ullmann W., Heinrich R., Kracke D., 1998. Thermodynamics of deep geophysical media. *Russian Journal of Earth Sciences* 1 (1), 11–49. <http://dx.doi.org/10.2205/1998ES000002>.
- Robie R.A., Hemingway B.S., Fisher J.R., 1978. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar (105 Pascals) pressure and at high temperatures. *U.S. Geological Survey Bulletin* 1452, 1–456.

- Saxena S.K., Dubrovinsky L.S., 1998. Thermodynamics of iron phases at high pressures and temperatures. In: M.H. Manghnani, T. Yagi (Eds.), Properties of Earth and Planetary Materials. AGU, Washington D.C., p. 271–279.
- Sokolova T.S., Dorogokupets P.I., Litasov K.D., 2013. Self-consistent pressure scales based on the equations of state for ruby, diamond, MgO, B₂-NaCl, as well as Au, Pt, and other metals to 4 Mbars and 3000 K. *Russian Geology and Geophysics* 54 (2), 181–199. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2013.01.005>.
- Strässle Th., Klotz S., Kunc K., Pomjakushin V., White J.S., 2014. Equation of state of lead from high-pressure neutron diffraction up to 8.9 GPa and its implication for the NaCl pressure scale. *Physical Review B* 90, 014101. <http://dx.doi.org/10.1103/PhysRevB.90.014101>.
- Swartzendruber, L., 1982. The Fe (Iron) System. *Journal of Phase Equilibria* 3 (2), 161–165. <http://dx.doi.org/10.1007/BF02892374>.
- Tonkov E.Y., Ponyatovsky E.G., 2005. Phase transformations of elements under high pressure. CRC Press Boca Raton, Florida, 377 p.
- Vinet P., Ferrante J., Rose J.H., Smith J.R., 1987. Compressibility of solids. *Journal of Geophysical Research* 92 (B9), 9319–9325. <http://dx.doi.org/10.1029/JB092iB09p09319>.
- Zhang J., Guyot F., 1999. Experimental study of the bcc-fcc phase transformations in the Fe-rich system Fe–Si at high pressures. *Physics and Chemistry of Minerals* 26 (6), 419–424. <http://dx.doi.org/10.1007/s002690050203>.
- Zharkov V.N., Kalinin V.A., 1971. Equations of State of Solids at High Pressures and Temperatures. Consultants Bureau, New York, 257 p.



Дорогокупец Петр Иванович, докт. геол.-мин. наук, зав. лабораторией петрологии, геохимии и рудогенеза
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
✉ e-mail: dor@crust.irk.ru

Dorogokupets, Peter I., Doctor of Geology and Mineralogy, Head of Laboratory of Petrology, Geochemistry and Ore Genesis
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
✉ e-mail: dor@crust.irk.ru



Соколова Татьяна Сергеевна, канд. геол.-мин. наук, м.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
✉ e-mail: sokolovats@crust.irk.ru

Sokolova, Tatiana, S., Candidate of Geology and Mineralogy, Junior Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
✉ e-mail: sokolovats@crust.irk.ru



Литасов Константин Дмитриевич, докт. геол.-мин. наук, г.н.с.
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
630090, Новосибирск, просп. академика Коптюга, 3, Россия
✉ e-mail: klitasov@yahoo.com

Litasov, Konstantin D., Doctor of Geology and Mineralogy, Chief Researcher
V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS
3 Koptyuga Ave., Novosibirsk 630090, Russia
✉ e-mail: klitasov@yahoo.com



NEW PALEOMAGNETIC DATA ON THE SILURIAN AND DEVONIAN SEDIMENTARY ROCKS FROM PODOLIA, SW UKRAINE, AND KINEMATICS OF THE EAST EUROPEAN PLATFORM IN THE MIDDLE PALEOZOIC

V. G. Bakhmutov, I. B. Poliachenko*Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev, Ukraine*

Abstract: Paleomagnetic data are the priority source of information for global paleotectonic reconstructions representing horizontal movements of the crustal blocks. Upon receipt of new paleomagnetic data, kinematic models of the East European platform in the Paleozoic are regularly revised and improved. The article presents results of the paleomagnetic study of sedimentary gray-colored and red beds of the Silurian and Lower Devonian sequences located in the Dniester river basin, Podolia region, SW Ukraine. The study covered 17 outcrops that are stratigraphically correlated with the Wenlock, Ludlow, Pridoli states of the Silurian and the Lochkovian stage of the Devon. Over 400 samples of grey limestone, argillite, dolomite, red limestone and sandstone were analyzed, and two components of natural remnant magnetization (NRM) were revealed. The first component with SSW declination and negative inclination is revealed in the majority of the samples during AF- and T-magnetic cleaning. Its pole positions, that are calculated separately for each series, are trending to the Permian segment of the apparent polar wander path (APWP) published by Torsvik et al. [2012] for Baltica / Stable Europe. Considering its chemical origin, this NRM component is related to formation of authigenic minerals due to rock remagnetization. The second component is revealed only in some samples taken from the red beds (during thermal demagnetization in the range of unblocking temperatures from 590 to 690 °C) and in few samples of grey limestone (in AF fields from 30 to 70 mT or in the range of unblocking temperatures from 300 to 460 °C). This component has SW declination and positive inclination, goes to the origin of coordinates of the diagrams, and has all the indicators of primary magnetization of sediments. Calculated positions of the poles (0 °S and 329 °E for grey limestone of the Tiverskaya series, 2.3 °S and 338.4 °E for red beds of the Dniesetrovskaya series, etc.) are well correlated with the Devonian segments of APWP for Baltica / Stable Europe. The same is true for the Silurian poles. The new results suggest that in the Ludlow, the East European platform was located at the near-equatorial latitudes of the Southern Hemisphere, and in the Pridoli, it moved to the north towards the equatorial latitudes of the Southern Hemisphere. Later on, the drifting mode was changed, and the platform moved to the south. In the Lochkovian, its position was stabilized at the equatorial latitudes of the Southern Hemisphere. Drifting of the platform can be described by counterclockwise rotation by 16° around the Euler pole ($\Phi=34$ °S, $\Lambda=247$ °E).

Key words: paleomagnetism, Middle Paleozoic, East European platform, apparent polar wander path (APWP), paleotectonic reconstruction.

Recommended by D.P. Gladkochub

Citation: Bakhmutov V.G., Poliachenko I.B. 2014. New paleomagnetic data on the Silurian and Devonian sedimentary rocks from Podolia, SW Ukraine, and kinematics of the East European platform in the Middle Paleozoic. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (4), 1045–1058. doi:10.5800/GT-2014-5-4-0167.

НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО СИЛУРИЙСКИМ И ДЕВОНСКИМ ОСАДОЧНЫМ ПОРОДАМ ПОДОЛИИ (ЮГО-ЗАПАДНАЯ УКРАИНА) И КИНЕМАТИКА ВОСТОЧНО- ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В СРЕДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

В. Г. Бахмутов, Е. Б. Поляченко*Институт геофизики им. С.И. Субботина Национальной академии наук Украины, Киев, Украина*

Аннотация: Палеомагнитным данным отводится приоритетная роль при глобальных палеотектонических реконструкциях, которые отображают горизонтальные перемещения отдельных блоков земной коры. Построенные на их основе кинематические модели миграции Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в палеозое по мере поступления нового фактического материала постоянно уточняются. В работе приводятся результаты палеомагнитных исследований осадочных сероцветных и красноцветных отложений силура и нижнего девона юго-запада Украины (район Подолии, бассейн реки Днестр). Для палеомагнитных исследований были выбраны 17 обнажений, которые стратиграфически сопоставимы с венлокским, лудловским, пржидольским отделами силура и лохковским ярусом девона и представлены сероцветными известняками, аргиллитами, доломитами и красноцветными известняками и песчаниками. В результате исследований коллекции более 400 образцов были выделены две компоненты естественной остаточной намагниченности (ЕОН). Первая выделяется на большинстве образцов при Н- и Т-чистках, имеет юг-юго-западное склонение и отрицательное наклонение. Соответствующие ей палеомагнитные полюсы, рассчитанные для каждой серии отдельно, тяготеют к пермскому сегменту сегмента траектории кажущейся миграции полюса (ТКМП) для Балтики / стабильной Европы [Torsvik *et al.*, 2012]. Эта компонента химической природы связана с образованием аутигенных минералов при перемагничивании пород. Другая компонента, выделяемая в только в отдельных образцах красноцветов (при температурной чистке в диапазоне деблокирующих температур 590–690 °C) и в единичных образцах сероцветов (в переменных полях 30–70 мТл либо в диапазоне деблокирующих температур 300–460 °C), имеет юго-западное склонение и положительное наклонение, идет к началу координат диаграмм и характеризуется всеми признаками первичной намагниченности. Рассчитанные палеомагнитные полюса (0 °S, 329 °E для сероцветов тиверской серии, 2,3 °S, 338,4 °E для красноцветов днестровской серии и др.) хорошо согласуются с нижнедевонским фрагментом ТКМП для Балтики / стабильной Европы. Это же справедливо и для силурийских полюсов. Согласно новым результатам, в лудлове ВЕП располагалась в приэкваториальных широтах Южного полушария, в пржидольское время перемещалась к северу в экваториальные широты Южного полушария. Далее характер дрейфа изменяется – происходит перемещение уже в южном направлении, и в лохковское время положение ВЕП стабилизируется в приэкваториальных широтах Южного полушария. Характер дрейфа платформы можно описать поворотом против часовой стрелки на 16° вокруг полюса Эйлера, с координатами $\Phi=34^{\circ}\text{S}$, $\Lambda=247^{\circ}\text{E}$.

Ключевые слова: палеомагнетизм, средний палеозой, Восточно-Европейская платформа, траектория кажущейся миграции полюса, палеотектонические реконструкции.

1. ВВЕДЕНИЕ

Палеомагнитным данным отводится приоритетная роль при глобальных палеотектонических реконструкциях, которые отображают горизонтальные и ротационные перемещения отдельных блоков земной коры. При этом решается ряд геологических задач, среди которых можно выделить синхронизацию и корреляцию магматических проявлений на консолидированных платформенных участках, определение условий тепловой истории метаморфизма горных пород, исследование динамических аспектов тектоники жестких блоков земной коры, палеотектонические реконструкции и др.

В работе группы авторов [Torsvik *et al.*, 2012] были пересмотрены геодинамические модели многих блоков земной коры в фанерозое. В ряде случаев результаты существенно отличаются от данных, представленных в более ранних работах (см., например [Torsvik *et al.*, 1996]), в том числе для среднепалеозойского сегмента ТКМП для Балтики [Lubnina *et al.*, 2007]. Для их тестиирования необходимо привлечение новых палеомагнитных определений.

Нужно отметить, что этот палеозойский сегмент ТКМП для Балтики был построен на основе небольшого количества надежных палеомагнитных определе-

ний, и для его уточнения необходимо привлечение новых данных. Особенно мало определений имеется для его девонской и карбоновой частей (рис. 1). Здесь палеомагнитные полюсы получены по результатам исследований на Британских островах и Скандинавии, а также по девонским отложениям Подолии [Torsvik *et al.*, 2012]. Несколько лучше ситуация с силурийским фрагментом, построенным по результатам четырех определений в Шотландии, четырех – на Скандинавском полуострове и двух – в Подолии. Представленные на рис. 1 палеомагнитные полюсы располагаются близко друг к другу, образуя своего рода «облака».

Таким образом, малое количество (либо вовсе отсутствие) надежных палеомагнитных определений вносит неоднозначность в модель дрейфа ВЕП в палеозое и требует привлечения новых данных. Нами были выполнены исследования опорных разрезов сероцветных и красноцветных отложений силура – нижнего девона Подолии (Юго-Западная Украина, долина реки Днестр). Они хорошо обнажены, имеют надежные стратиграфические привязки, характеризуются обилием ископаемой флоры и фауны, практически не затронуты процессами метаморфизма и, как показывают результаты предыдущих палеомагнитных исследований, являются палеомагнитно-информационными [Smethurst, Khratov, 1992; Lubnina *et al.*, 2007].

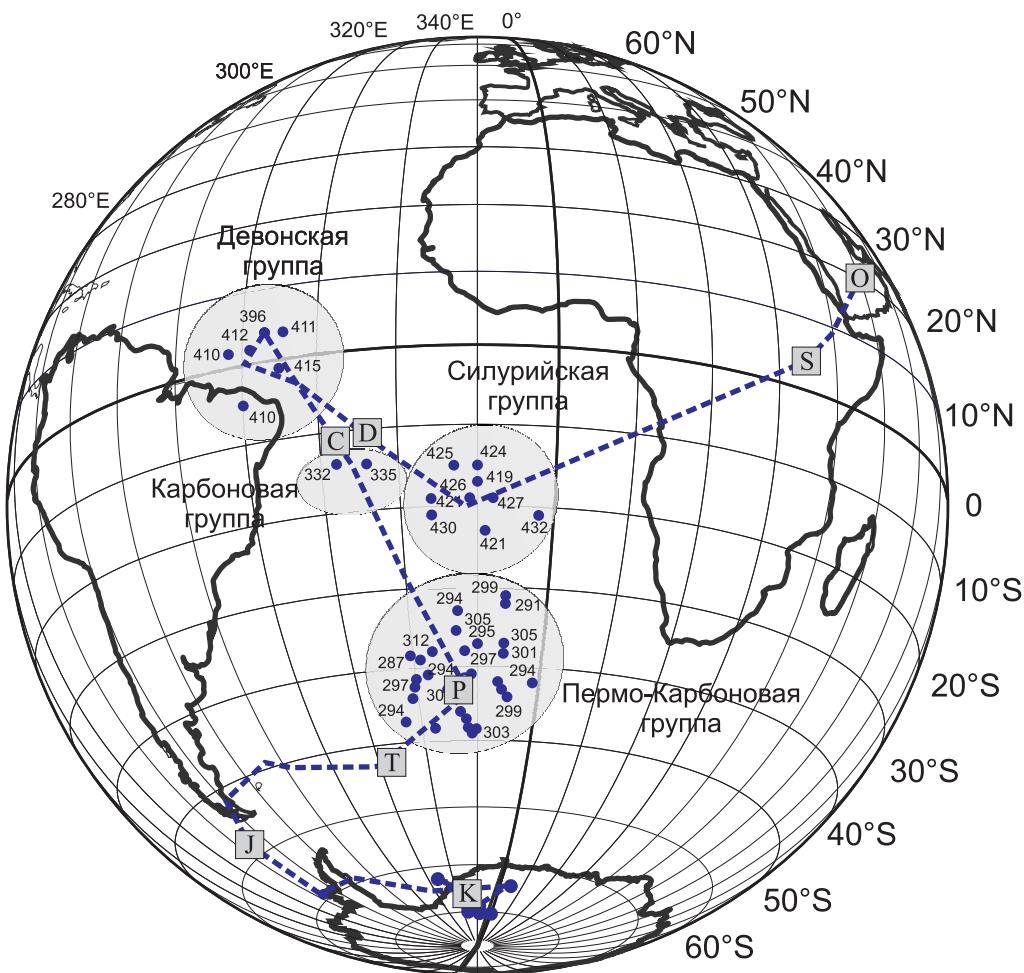


Рис. 1. Силурийские, девонские, карбоновые и пермские полюсы, оцениваемые как наиболее надежные (серые овалы), и один из вариантов траектории ТКМП (пунктирная линия) для Балтики / стабильной Европы в соответствии с [Torsvik *et al.*, 2012]. Возраст полюсов приведен в млн лет назад.

Fig. 1. The Silurian, Devonian, Carbonian and Permian poles estimated with high reliability (gray ellipses), and a trend of APWP (dotted line) for Baltica / Stable Europe, according to [Torsvik *et al.*, 2012]. Ages of poles in Ma.

2. ГЕОЛОГИЯ И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Палеозойские отложения широко распространены на юго-западе ВЕП. Они представлены терригенно-карбонатными породами, мощность которых увеличивается в западном направлении, и на территории Подолии соответствуют наиболее полным седиментационным циклам [Nikiforova, Predtechenskiy, 1972; Tsegelyuk *et al.*, 1983]. В геологическом плане палеозой здесь разделяется на два структурных этажа. Нижний слагают отложения верхнего протерозоя (венд) и палеозоя (нижний кембрий, верхний ордовик, силур и нижний девон). Они вскрываются в долине реки Днестр и по ее левым притокам (рис. 2). Здесь силурийские отложения с размывом залегают на отложениях ордовика, кембия, иногда венда, а выше согласно перекрываются красноцветными породами нижнего девона. Палеозойский разрез Подолии является крупным циклом морского седиментогенеза, начало кото-

рого можно связать с ордовик-силурийской трансгрессией, а конец – с установлением континентальных условий осадконакопления в нижнем девоне. Верхний этаж представлен отложениями мела (сеноман) и неогена (тортон и сармат).

Разрез силура Подолии представлен мощной толщей (более 400 м) терригенно-карбонатных пород, разделенных седиментационными циклами в ранге серий. Яругская серия представлена отложениями глубоководного шельфа, выше по разрезу глубоководные фации сменяются мелководными, отражая постепенную регрессию моря. Малиновецкая серия представлена отложениями мелководно-шельфового бассейна с характерными породами волноприбойных зон (по составу это комковатые и плитчатые известняки). Скальская серия отражает конечную стадию карбонатного осадконакопления, представлена в основном лагунными отложениями (доломитами, домеритами и доломитизированными известняками) и



Рис. 2. Геологическая схема палеозоя среднего Приднестровья (со снятым мезо-кайнозойским чехлом).

Исследованные разрезы сероцветных (красноцветных) пород приведены белыми (черными) звездами. Номера разрезов сероцветных пород нижнего девона приведены в белых квадратах в соответствии с их геологическим описанием в [Nikiforova, Predtechenskiy, 1972]. Буквами латинского алфавита обозначены разрезы сероцветных пород силура в соответствии с [Jeleńska et al., 2005]. Цифрами 1 и 2 пронумерованы разрезы красноцветов нижнего девона, цифрами 3 и 4 – разрезы красноцветов верхнего силура. Буквенные обозначения серий: D₁dn – днестровская, D₁tv – тверская, S₂sk – скальская, S₂ml – малиновецкая, S₁₋₂jr – яругская, O₂₋₃mld – молодовская.

Fig. 2. The Paleozoic of the Middle Pridnestrovie (without Meso-Cenozoic cover).

In the geological scheme, white (black) stars show studied cross-sections of grey (red beds) rocks. Numbers of the Low Devonian rock cross-sections are shown in white boxes according to their geological descriptions in [Nikiforova, Predtechenskiy, 1972]. Cross-sections of Silurian grey rocks are marked by Latin letters according to [Jeleńska et al., 2005]. Cross-sections of red beds: 1 and 2 – Low Devonian; 3 and 4 – Upper Silurian. Series: D₁dn – Dnestrorskaya, D₁tv – Tiverskaya, S₂sk – Skalskaya, S₂ml – Malinovetskaya, S₁₋₂jr – Yarugskaya, O₂₋₃mld – Molodovskaya.

реже мелководными, шельфовыми (комковатые глинистые известняки, реже биогермные) [Nikiforova, Predtechenskiy, 1972]. Красноцветные отложения верхнего силура (в составе верхнеконовской подсвиты малиновецкой серии) представлены переслаиванием доломитов, домеритов и известняков.

Разрез нижнего девона Подолии слагают две серии: тверская и днестровская. Первая является продолжением силурийского цикла осадконакопления и представлена известняками и аргиллитами, вторая – результатом установления континентального режима осадконакопления в условиях засушливого климата.

Днестровская серия подразделяется на четыре свиты: устечковская, хмелевская, стрыпская и смерклевская. Условия седиментации осадков днестровской серии характерны для структуры предгорной впадины и представлены чередованием красноцветных аргиллитов и песчаников мощностью до 1100 м в Львовском палеозойском прогибе [Tsegelyuk *et al.*, 1983]. Красноцветная формация устечковской свиты исследована нами на двух разрезах, где отложения представлены переслаиванием красно-бурых песчаников и алевроаргиллитов мощностью около 50 м.

Таким образом сероцветные и красноцветные отложения силура – нижнего девона Подолии формируют непрерывный разрез фациально разных осадочных толщ, который и является объектом наших палеомагнитных исследований.

По отношению к геологической (геохронологической) шкале яругская серия верхнего силура сопоставима с венлоком (возраст нижней части оценивается в 428 млн лет), а устечковская свита нижнего девона сопоставляется с верхней частью лохковского яруса (возраст около 412–411 млн лет [Gradstein *et al.*, 2012]).

3. МЕТОДИКА РАБОТ

Ориентированные образцы из 17 обнажений отбирались вручную штуками либо выбуривались минибуром; из них выпиливались стандартные кубики (либо цилиндры) с ребром 20 мм (либо диаметром 24 мм). Полный цикл магнитных чисток был выполнен на более чем 400 образцах. Лабораторные палеомагнитные исследования проводились по стандартной методике [Khratov, 1982; Pecherskiy, Didenko, 1995] и включали ступенчатое размагничивание образцов температурой и переменным магнитным полем, определение компонент остаточной намагниченности, оценку их стабильности и палеомагнитной информативности. Отдельно выполнялись комплексные магнитно-минералогические исследования. На последнем этапе проводились расчеты палеомагнитных полюсов для каждой стратиграфической серии. Более подробно результаты исследований изложены в работах [Jeleńska *et al.*, 2005, 2010; Bakhmutov *et al.*, 2012; Poliachenko *et al.*, 2014], и ниже мы остановимся только на отдельных ключевых моментах.

Вопрос о пригодности осадочных пород Подолии для получения надежных палеомагнитных определений весьма непростой. Выполнение полевых тестов (складки, конгломератов) в этом районе проблематично ввиду отсутствия (по крайней мере авторам они не известны) подходящих для тестов геологических объектов. К тому же величины ЕОН сероцветных пород Подолии настолько малы, что возникают трудности даже при измерениях на высокочувствительном SQUID-магнитометре. Ситуация с красноцветными породами значительно лучше, величины намагничен-

ности образцов на порядок выше, и проблем с надежным выделением информативного «сигнала» при магнитных чистках не возникает.

Измерения коллекции выполнялись на аппаратуре Института геофизики Польской академии наук, г. Варшава (2G SQUID DC магнитометр с приставкой для размагничивания переменным магнитным полем), и Института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины (спин-магнитометр JR-6). Для температурной чистки в обеих лабораториях использовались экранированные печи MMLTD. И магнитометры, и печки помещены в немагнитные комнаты MMLFC. Измерение магнитной восприимчивости (МВ) выполнялось на каппа-метрах KLY-2 и MFK-1 при комнатной температуре после каждой ступени термомагнитной чистки для мониторинга минералогических изменений в образцах при нагревах. Параметры анизотропии магнитной восприимчивости (AMB) вычислялись и анализировались по программам ANISO [Jelinek, 1977]. Результаты размагничивания анализировались методом главных компонент [Kirshvink, 1980] по программе Remasoft 3.0 [Chadima, Hrouda, 2006].

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Вся коллекция образцов была подвергнута серии последовательных нагревов при 10–12 ступенях размагничивания – для сероцветов до температур 420–460 °C, при которых величина намагниченности падала почти до нуля и/или происходили минералогические изменения в образцах (на что указывает резкое возрастание МВ). Образцы-дубли размагничивались переменным магнитным полем (15–20 ступеней размагничивания) при максимальных значениях поля 100–140 мТл. Для образцов красноцветов размагничивание переменным магнитным полем, как и следовало ожидать, оказалось неэффективным. Образцы отличались повышенной магнитной «жесткостью», при полях 100 мТл они теряли около 10 % ЕОН. Для красноцветов эффективным было 15–20-ступенчатое размагничивание до температур 680–690 °C. При этом в диапазоне температур от 590–610 до 690 °C выделялась прямолинейная, спадающая в начале координат компонента намагниченности (характеристическая компонента намагниченности ChRM).

В образцах сероцветов было выделено три компоненты намагниченности [Bakhmutov *et al.*, 2012]. При низких температурах (до 200–250 °C) и переменных магнитных полях (до 15–20 мТл) выделяется низкостабильная компонента (V-компоненты) прямой полярности, направление которой близко к направлению современного магнитного поля. Ее природа, вероятно, вязкая, и далее она не рассматривается. Другая, более стабильная, компонента юг-юго-западного склонения и отрицательного наклонения четко выделяется различными методами магнитной чистки, как при размагни-

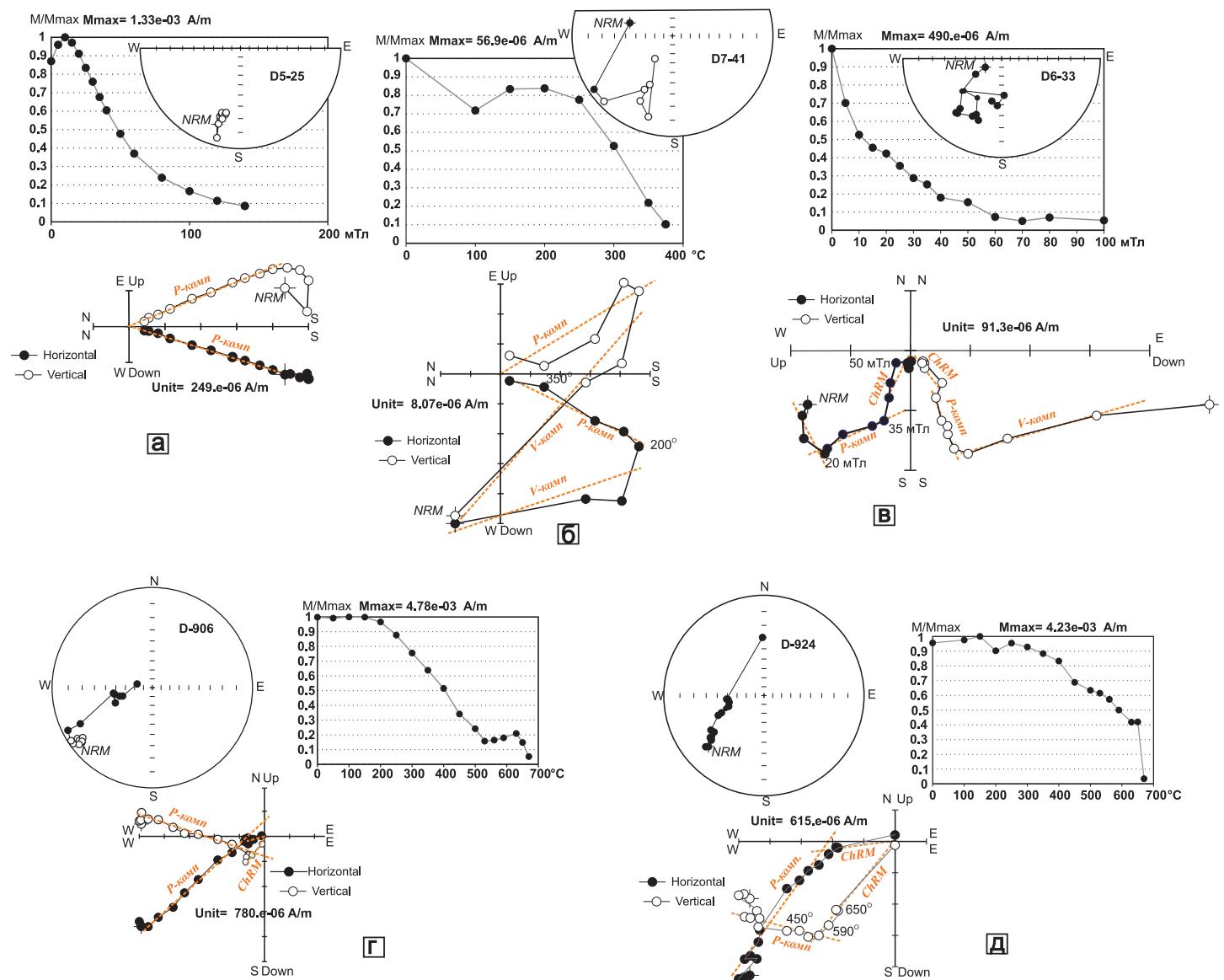


Рис. 3. Примеры ступенчатого размагничивания образцов сероцветных (а, б, в) и красноцветных (г, д) пород переменным магнитным полем (а, в) и температурой (б, г, д); на образцах выделены вязкая (V-комп), «пермская» (P-комп) и наиболее стабильная характеристическая (ChRM) компоненты намагниченности.

Приведены стереограммы (полые/заливные круги – проекции векторов на верхнюю/нижнюю полусферу) и диаграммы Зийдервельда измеренных направлений намагниченности и выделенных компонент, а также нормированные кривые размагничивания ЕОН. Заливными (полыми) кругами на диаграммах Зийдервельда обозначены проекции на горизонтальную (вертикальную) плоскость, пунктирными линиями приведены выделенные компоненты намагниченности.

Fig. 3. Examples of staged demagnetization of grey (a, б, в) and red (г, д) rock by impacts of alternating magnetic fields (a, в) temperature (б, г, д) with viscous (V-comp), 'Pemian' (P-comp) and the most stable (ChRM) magnetization components.

Stereograms (open/solid circles) show projects of vectors to the upper/lower hemisphere and Zijderveld diagrams of measured magnetization directions and revealed components, and normalized NRM demagnetization curves. In Zijderveld diagrams, open/closed circles show projections to horizontal/vertical planes; dotted lines show revealed magnetization components.

чивании переменным полем (рис. 3, а), так и температурой (рис. 3, б). Ее направление близко к направлению «I» (или «Р-С») компоненты, которая выделяется на многих верхнепалеозойских разрезах осадочных пород ВЕП [Smethurst, Khranov, 1992; Lubnina *et al.*, 2007], и ее связывают с перемагничиванием пород в верхнем палеозое (в ранней перми). В отдельных об-

разцах при размагничивании переменным магнитным полем в диапазоне 30–70 мТл и выше (рис. 3, в) либо в диапазоне температур 300–460 °С, наряду с «пермской» компонентой, выделяется третья компонента ЮЗ склонения и положительного наклонения, которая идет к началу координат (ChRM). Ее направление близко к ранее выделенному в этом районе [Smethurst,

Khratov, 1992; Lubnina et al., 2007] «девонскому» направлению.

По результатам магнитной чистки образцов красноцветов также выделяются три компоненты намагниченности. Низкотемпературная компонента выделяется практически во всех образцах в диапазоне 100–350 °C, ее направление близко к направлению современного магнитного поля, природа, вероятно, вязкая (V-компоненты), и далее она не рассматривается. Среднетемпературная компонента выделяется в подавляющем большинстве образцов при температурах до 600 °C (рис. 3, г, д), имеет юг-юго-западное склонение и отрицательное наклонение, которое очень близко к направлению, выделенному по сероцветам. Третья из компонент (ChRM) наиболее стабильна, выделяется примерно в 20 % образцов при температурах >600 °C (рис. 3, г, д), идет к началу координат и характеризуется как прямой, так и обратной полярностью.

Расчет средних палеомагнитных направлений для компонент выполнялся отдельно для каждой серии либо свиты (таблица), а координаты палеомагнитных полюсов сравнивались с палеозойским фрагментом ТКМП для Балтики / стабильной Европы [Torsvik et al., 2012] (рис. 4). Анализ этих результатов позволяет сделать вывод, что выделенная как по сероцветам, так и по красноцветам ChRM попадает на силурийско-девонский фрагмент ТКМП, а менее стабильная компонента – на пермский (или близкий к карбоновому) сегмент. Возникает вопрос, является ли ChRM первичной намагниченностью и с какими магнитными минералами она связана.

Для определения носителей остаточной намагниченности выполнялись исследования шлифов под микроскопом, микроаналитические исследования методами электронно-микрозондового анализа, а также применялась стандартная методика магнитно-минералогических исследований, включающая разные методы как термомагнитного анализа, так и безнагревные методы (измерение параметров петли гистерезиса). Результаты этих исследований приведены в работах [Jeleńska et al., 2005, 2010; Bakhtutov et al., 2012; Poliachenko et al., 2014].

Результаты по сероцветам согласуются с ранее полученными для этого района данными [Jeleńska et al., 2005, Lubnina et al., 2007] и указывают на магнетит как на основной носитель намагниченности. При этом в образцах преобладает аутигенный магнетит, который вносит основной вклад в ЕОН, и с ним связана «пермская» компонента намагниченности. Но в отдельных образцах также присутствует аллотигенный магнетит, с которым связана характеристическая компонента намагниченности, выделяемая нами как силурийская (девонская). В пользу последнего свидетельствует: а) ее выделение исключительно в слоях с сохраненной осадочной структурой (по результатам анализа АМВ образцов); б) ее направление, совпадающее с силурийскими – нижнедевонскими полюсами

для Балтики [Torsvik et al., 2012]; в) биполярность (в том числе с учетом других данных, приведенных в [Lubnina et al., 2007; Poliachenko et al., 2014]). Таким образом, мы считаем, что эта компонента имеет все признаки первичной и обусловлена зернами дегритового магнетита.

Для красноцветов, характеризующихся высокой магнитной «жесткостью» и более высокими деблокирующими температурами, при которых выделяется ChRM, очевидно, что носители намагниченности здесь другие и, в первую очередь, можно ожидать присутствия гематита (как наиболее вероятного магнитного минерала красноцветов). Здесь относительно «высокотемпературная» компонента выделяется только в отдельных образцах на хвостах кривых размагничивания в диапазоне деблокирующих температур 590–690 °C (см. рис. 3, г, д), и температура деблокирования около 680 °C указывает на гематит. Другая, относительно «низкотемпературная», компонента выделяется почти во всех образцах, вносит основной вклад в ЕОН и характеризуется деблокирующими температурами около 600 °C. Такая температура характерна для нестехиометрического магнетита, слегка окисленного до маггемита, однако крайняя жесткость ЕОН к размагничиванию переменным магнитным полем исключает данную интерпретацию. Ответ на вопрос, какой магнитный носитель у этой компоненты и каково его происхождение, дают результаты электронной микроскопии [Jeleńska et al., 2010]. Они показывают, что гематит здесь присутствует как минимум в трех генерациях: 1) аллотигенные дегритовые зерна (до 100 мкм) со сростками ильменита типа «tiger striped», с незначительным содержанием Ti (до 3 %); 2) аутигенные кристаллы (размер 1–2 мкм), слагающие цемент; 3) неидентифицированные зерна оксидов железа (возможно титаногематита), сформировавшиеся при распаде дегритовых зерен хлорита и биотита. Гематит со сростками ильменита является наиболее подходящим кандидатом в носители дегритовой намагниченности [Butler, 1992; Kodama, 2012]. Такие зерна-проростки образуются в ходе высокотемпературных процессов в изверженных породах и далее переотлагаются в осадочных бассейнах, формируя стабильную первичную компоненту намагниченности в породах.

Таким образом, ChRM-компоненты красноцветов имеют следующие признаки первичной намагниченности: а) ее носителем являются зерна дегритового гематита (с незначительной примесью титана), природа намагниченности – ориентационная, о чем косвенно свидетельствуют результаты анализа АМВ, типичной для осадочных структур; б) соответствие ее направления нижнедевонским полюсам для Балтики / стабильной Европы [Torsvik et al., 2012]. Отметим, что полученный нами нижнедевонский полюс ($\Phi=2.3^{\circ}\text{S}$, $\Lambda=338.4^{\circ}\text{E}$) несколько отличается от палеомагнитного полюса, рассчитанного по высокостабильной компоненте 25 образцов девонских красноцветов Подолии

Палеомагнитные направления и полюсы для компонент намагниченности силурийских – нижнедевонских осадочных толщ Подолии
Paleomagnetic directions and poles for magnetization components of the Silurian – Low Devonian sedimentary beds of Podolia

| Индекс | Стратиграфия | Возраст в соответствии с ТКМП [Torsvik <i>et al.</i> , 2012] | N/n | D | I | α_{95}° | k | $\Phi(S^{\circ})$ | $\Lambda(E^{\circ})$ | dp° | dm° | Φ_m° |
|--------|----------------------------------|--|---------|-------|-----|-----------------------|-----|-------------------|----------------------|--------------|--------------|------------------|
| YP | Яругская серия ($S_{1-2}jr$) | Пермь | 15/11 | 206 | -19 | 9 | 27 | 45 | 348 | 4.9 | 9.4 | -9.8 |
| MP | Малиновецкая свита (S_{2ml}) | Пермь | 14/13 | 208 | -16 | 4.2 | 99 | 43 | 347 | 2.2 | 4.3 | -8.2 |
| KP | Коновская свита (S_{2k}) | Пермь | 33/10 | 192 | -26 | 5.9 | 67 | 53.4 | 5.9 | 3.4 | 6.4 | -13.7 |
| SP | Скальская серия (S_{2sk}) | Пермь | 15/15 | 198 | -26 | 4.0 | 91 | 52 | 356 | 2.3 | 4.3 | -13.7 |
| TP | Тиверская серия (D_{1tv}) | Пермь | 74/38 | 211 | -22 | 4.2 | 32 | 45 | 340 | 2.3 | 4.4 | -11.4 |
| DP | Днестровская серия (D_{1dn}) | Пермь | 201/174 | 202.7 | -19 | 1.4 | 56 | 47 | 351.5 | 0.8 | 1.5 | -9.8 |
| SC | Скальская серия (S_{2sk}) | Карбон? | 15/4 | 207 | 21 | 6.3 | 211 | 26 | 356 | 3.5 | 6.6 | 10.9 |
| YS | Яругская серия ($S_{1-2}jr$) | Сибирь | 15/8 | 219 | 32 | 9.2 | 37 | 16 | 348 | 5.8 | 10.4 | 17.4 |
| MS | Малиновецкая серия (S_{2ml}) | Сибирь | 14/11 | 215 | 30 | 8.1 | 33 | 18 | 350 | 5.0 | 9.0 | 16.1 |
| KS | Коновская свита (S_{2k}) | Сибирь | 33/22 | 44.1 | -19 | 5.4 | 34 | 19.9 | 339.8 | 2.9 | 5.6 | 9.8 |
| SS | Скальская серия (S_{2sk}) | Сибирь | 15/2 | 219 | 42 | | | | | | | |
| TD | Тиверская серия (D_{1tv}) | Девон | 74/14 | 244 | 37 | 14.8 | 8 | 0 | 329 | 10.2 | 17.3 | 20.6 |
| DD | Днестровская серия (D_{1dn}) | Девон | 201/49 | 233.7 | 43 | 7.6 | 8 | 2.3 | 338.4 | 5.8 | 9.4 | 25 |

П р и м е ч а н и е: индекс – в соответствии с рис. 4; N – количество независимо ориентированных образцов (соответствует количеству стратиграфических уровней); n – количество образцов, по которым выделена компонента намагниченности; D/I – склонение/наклонение средних палеомагнитных направлений (в градусах); k – кучность распределения векторов; α_{95}° – радиус круга доверия при 95%-ной вероятности для среднего направления (в градусах); Φ/Λ – широта/долгота палеомагнитного полюса (в градусах); dp° , dm° – полуоси овала доверия; Φ_m° – палеомагнитная широта.

N o t e: Index – see Fig. 4; N – number of independently oriented samples (corresponds to the number for stratigraphic levels); n – number of samples with identified magnetization components; D/I – declination/inclination of mean paleomagnetic directions (UoM – degree); k – clusters of vectors; α_{95}° – radius of 95% confidence cone around mean direction (UoM – degree); Φ/Λ – latitude/longitude of paleomagnetic pole (UoM – degree); dp° , dm° – semi-axes of the confidence oval; Φ_m° – paleomagnetic latitude.

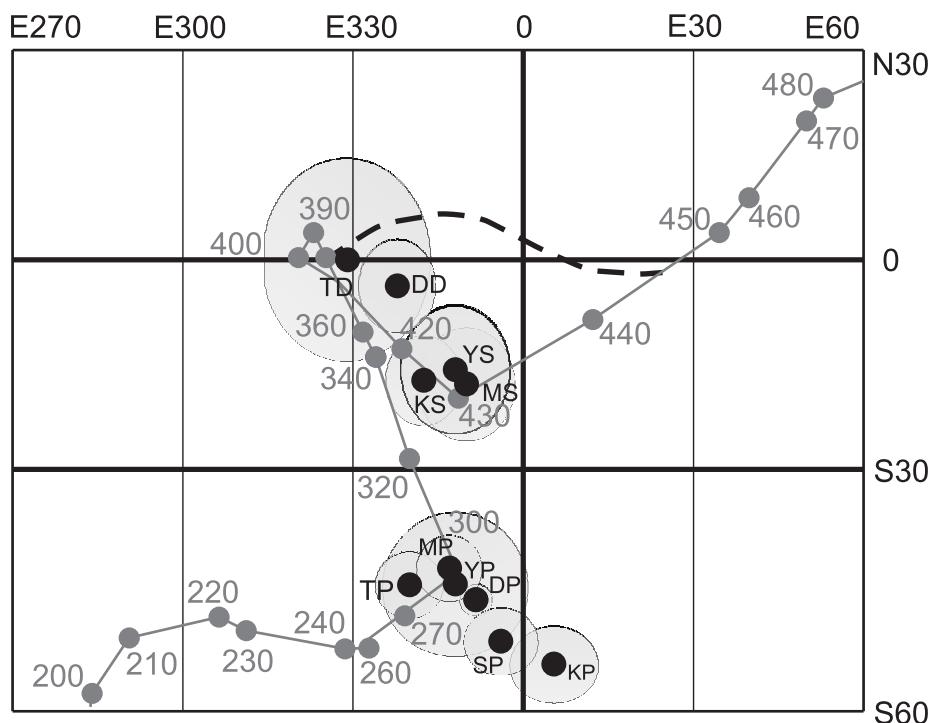


Рис. 4. Референтная палеозойская кривая ТКМП для Балтики / стабильной Европы [Torsvik *et al.*, 2012]; цифрами указаны возрастные оценки (в млн лет назад).

Новые определения палеомагнитных полюсов представлены заливыми кругами (с овалами доверия α_{95}) и маркировкой в соответствии с таблицей, приведенной в тексте. Пунктирной линией приведена предлагаемая траектория по [Lubnina *et al.*, 2007].

Fig. 4. The Paleozoic reference curve APWP for Baltica / Stable Europe [Torsvik *et al.*, 2012].

Numbers show ages (Ma). New determinations of paleomagnetic poles are shown by solid circles (with confidentiality ovals, α_{95}) and marked according to the table. The dotted line shows the proposed trajectory according to [Lubnina *et al.*, 2007].

[Smethurst *et al.*, 1992], $\Phi=3.7^{\circ}$ N, $\Lambda=325.5^{\circ}$ E, $dp/dm=5.2^{\circ}/8.7^{\circ}$.

5. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ И ДИСКУССИЯ

На рис. 4 новые результаты представлены в соответствии с палеозойско-мезозойским фрагментом ТКМП для Балтики / стабильной Европы [Torsvik *et al.*, 2012]. Пунктирной линией показан предложенный в работе [Lubnina *et al.*, 2007] альтернативный палеозойский сегмент ТКМП, который не предусматривает наличие силурийского «каспа», приближенного к «карбоновым» полюсам.

Анализ наших результатов по сероцветным и красноцветным породам силура и нижнего девона, которые представлены в таблице, позволяет сделать вывод, что рассчитанные палеомагнитные полюсы по ChRM-компоненте, с учетом овалов доверия, хорошо согласуются с силурийским и девонским фрагментами ТКМП, представленными в [Torsvik *et al.*, 2012].

Палеомагнитные полюсы по сероцветным породам яругской, малиновецкой и скальской серий силура [Jeleńska *et al.*, 2005] тяготеют к силурийскому фраг-

менту ТКМП в интервале между 428 и 420 млн лет [Torsvik *et al.*, 1992, 1996, 2012].

Направление ChRM-компоненты по красноцветам силура (коновская свита KS, $D=44.1^{\circ}$, $I=-19.0^{\circ}$) является антиполярным по отношению к направлениям, полученным нами ранее по одновозрастным силурийским сероцветам ($D=215^{\circ}$, $I=30^{\circ}$) [Jeleńska *et al.*, 2005]. При этом носителями ChRM-компоненты являются разные магнитные минералы. Это косвенно свидетельствует в пользу первичности ChRM-компоненты как для красноцветных, так и для сероцветных пород малиновецкой серии верхнего силура.

Направление ChRM-компоненты для сероцветов нижнего девона ($D=244^{\circ}$, $I=37^{\circ}$) условно можно назвать биполярным – только в одном образце была выделена обратная полярность. Рассчитанный палеомагнитный полюс ($\Phi=0^{\circ}$ S, $\Lambda=329^{\circ}$ E) хорошо согласуется с нижнедевонским фрагментом ТКМП. Новый полюс получен на породах верхней части тиверской серии (возраст около 413 млн лет назад), но на ТКМП он попадает в интервал 407–405 млн лет назад, что несколько моложе.

Результаты по красноцветным отложениям нижнего девона Подолии (днестровская серия) показывают

направление ChRM-компоненты ($D=233.7^\circ$, $I=43^\circ$), близкое к направлению по сероцветным породам [Bakhmutov *et al.*, 2012]. Эта высокостабильная компонента, носителем которой являются зерна аллотигенного гематита, дает положение палеомагнитного полюса, близкое к девонскому сегменту ТКМП, и интерпретируется нами как девонский палеомагнитный полюс.

Вопрос, является ли ChRM первичной, можно рассмотреть в двух аспектах.

Первый – в образцах красноцветов и сероцветов ChRM является первичной компонентой намагниченности. В пользу этого свидетельствует следующее. Ее направление было получено на сероцветных и красноцветных породах, которые формировались в разных условиях и существенно отличаются по составу. Соответственно носителями наиболее стабильной (характеристической) компоненты ЕОН в этих породах являются разные магнитные минералы: в сероцветных породах – магнетит, в красноцветах – гематит. Кроме того, полученные результаты согласуются с ТКМП для Балтики / стабильной Европы.

Второй аспект – мы имеем дело с полностью перемагнченными породами, и ChRM не является первичной намагниченностью. Изучая палеозойские комплексы Подолии, мы вплотную столкнулись с проблемой перемагничивания. Все изученные нами стратиграфические комплексы Подолии были перемагнечены в перми, на что указывают «пермские» полюсы, полученные на различных по условиям формирования и фациальном составу горных породах. Эта компонента выделяется в подавляющем большинстве образцов как сероцветов, так и красноцветов силура и девона при размагничивании температурой, а в сероцветах – также и при размагничивании переменным магнитным полем и вносит основной вклад в ЕОН. Ее направление (и рассчитанные палеомагнитные полюсы) согласуются с ранее полученными результатами в этом районе [Smethurst, Khratov, 1992; Lubnina *et al.*, 2007]. В этих же работах отмечалось перемагничивание палеозойских осадочных пород ВЕП в результате тектонических событий, сопровождающих позднепалеозойскую – раннемезозойскую эволюцию Восточно-Европейского кратона. В работе [Lubnina, 2009] указывается на вероятную термовязкую природу этой намагниченности, а также на широкое распространение данного типа перемагничивания в пределах ВЕП.

Расположение района исследований в южной части Волыно-Подольской плиты, с учетом ее геологической истории, подразумевает один и тот же источник перемагничивания пород. В течение перми регион мог быть подвергнут поствариссийскому воздействию флюидов. Это объясняет расположение полюсов, рассчитанных по менее стабильной компоненте, на пермской части ТКМП. Формирование этой намагниченности в сероцветных известняках и песчаниках силурий-

ского и нижнедевонского возраста можно объяснить образованием аутигенного магнетита, и в образцах в основном выделяется одна компонента намагниченности «пермского» направления. Только в отдельных образцах нами была выделена другая, «силурийско-девонская», компонента, что объясняется сохранностью зерен дегритового магнетита. Таким образом здесь можно говорить о двух (или более) генетических типах магнетита, отвечающих за разные компоненты намагниченности [Jeleńska *et al.*, 2005; Bakhmutov *et al.*, 2012].

В большинстве образцов красноцветов также уверенно выделяется «пермская» компонента, и обусловлена она формированием мелкозернистого гематита и ультратонкого пигмента, вероятно также образовавшихся под воздействием флюидов. С другой стороны, в красноцветах процессы окисления и формирования «поздней» CRM могли продолжаться достаточно длительное время. Они могли регулироваться воздействием окисляющих флюидов, что в итоге приводило к продолжительному формированию вторичных мелких зерен гематита (и пигмента). Тем не менее здесь в некоторых образцах сохраняется первичная намагниченность, обусловленная либо терригенным гематитом, либо новообразованными в процессе литогенеза и мартитизации магнитными минералами. Последние (например, аутигенный гематит) являются носителями второй «ранней» химической намагниченности (CRM), сформировавшейся ненамного позднее (в геологическом масштабе времени) первичной седиментационной намагниченности (DRM) и имеющей такое же палеомагнитное направление, как и DRM. Дальнейшие процессы окисления и формирования «поздней» CRM, как отмечено выше, могли продолжаться достаточно длительное время.

Если обратиться к геологической истории и к глубинным процессам в тектоносфере региона (см. например [Gordienko *et al.*, 2012]), то начиная с перми эта территория подвергалась воздействию глубинных процессов тектономагматической активизации. Происходили локальные магматические внедрения в нижнюю и среднюю часть коры с образованием магматических куполов на глубинах порядка 5–10 км, над которыми располагались гидротермальные системы. Активизация флюидных процессов способствовала термальному и химическому преобразованию осадочных толщ и, как результат, образованию вторичных минералов железа – носителей ЕОН, с которыми связана вторичная «пермская» компонента намагниченности. Такая последовательность перемагничивания согласуется с термальной историей нижнепалеозойских пород Подолии, описываемой в работе [Środoń *et al.*, 2013]. Здесь авторы пришли к выводу, что отложения силура – нижнего девона при захоронении подвергались диагенезу с максимальными температурами до 200 °C (были подняты с глубины 5–10 км до поверхности между 300 и 100 млн лет назад, в предположении о

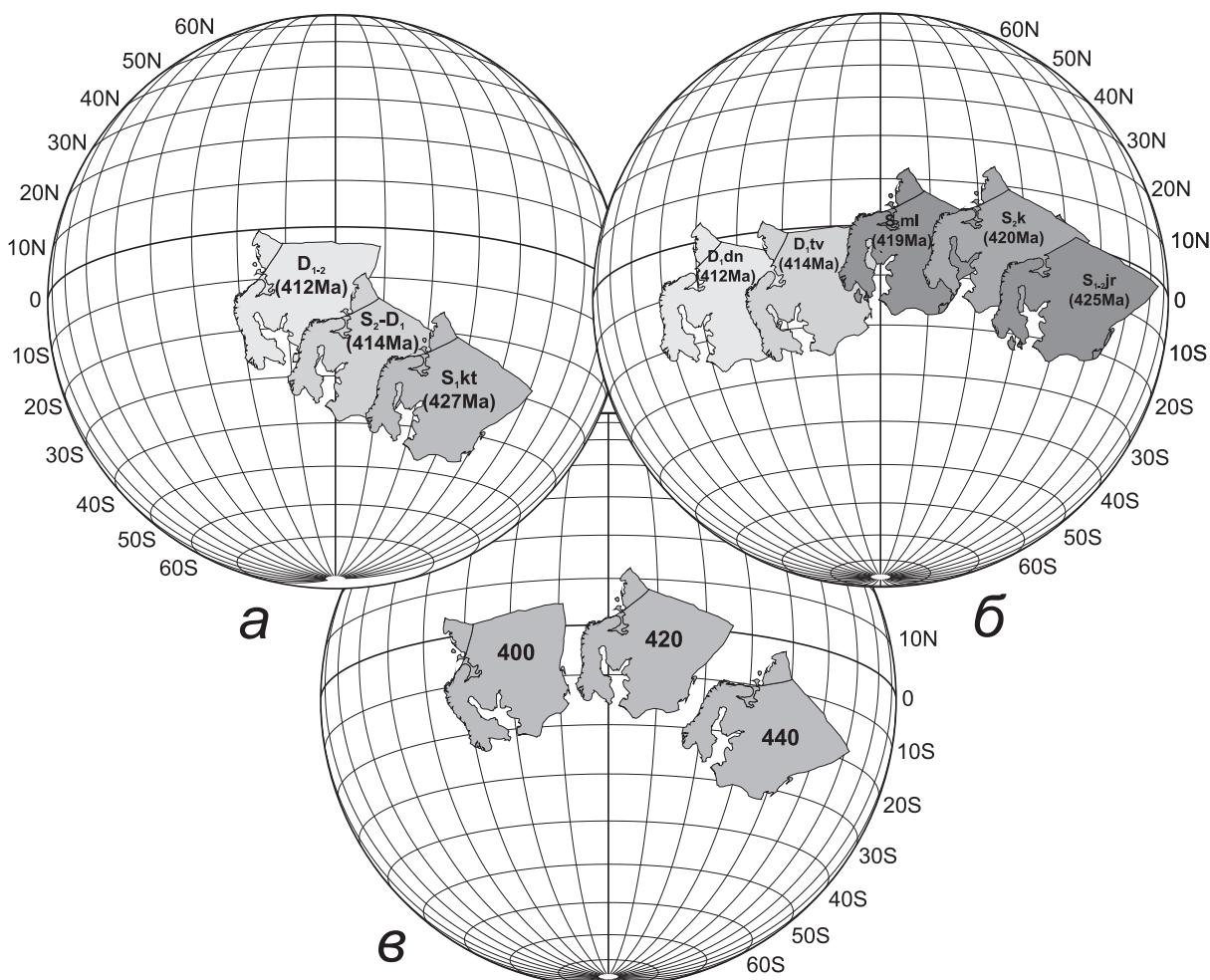


Рис. 5. Положение ВЕП в силуре – нижнем девоне: *а* – по данным [Lubnina et al., 2007]; *б* – по материалам данной публикации (обозначении серий – см. подпись к рис. 2); *в* – в соответствии с [Torsvik et al., 2012].

Цифрами приведен возраст в млн лет назад. Полюс Эйлера $\Phi=34^{\circ}\text{S}$, $\Lambda=247^{\circ}\text{E}$ рассчитан по палеомагнитным полюсам YS и DD (в соответствии с таблицей).

Fig. 5. Position of the East European platform in the Silurian-Devonian according to data from [Lubnina et al., 2007] (*a*), this article (series are shown as in Fig. 2) (*b*), and [Torsvik et al., 2012] (*c*).

Ages in Ma. Euler pole coordinates ($\Phi=34^{\circ}\text{S}$, $\Lambda=247^{\circ}\text{E}$) are calculated by paleomagnetic poles YS and DD (according to the table).

возможном диапазоне геотермальных градиентов от 40 до $20^{\circ}\text{C}/\text{км}$). При этом возраст максимальных палеотемператур относится к 300 млн лет назад, что хорошо согласуется с положением наших «пермских» полюсов вблизи фрагмента ТКМП этого же возраста.

Следует отметить, что полюсы на «пермской» части ТКМП несколько смещены к востоку от референтной кривой и такая же тенденция прослеживается по более ранним определениям на Подолии [Smethurst, Khratov, 1992; Lubnina et al., 2007], которые также смещены к востоку относительно референтной кривой. В работе [Yuan et al., 2011] по трахитовому дайковому комплексу в западной части Украинского щита (возраст 282 млн лет) был определен пермский полюс ($\Phi=49.4^{\circ}\text{S}$, $\Lambda=0.3^{\circ}\text{E}$), что близко к нашим полюсам перемагничивания.

Таким образом, у нас есть достаточно оснований утверждать, что выделенная ChRM-компоненты является первичной, и на основе этого можно выполнить палеотектонические реконструкции с учетом новых данных.

Как следует из анализа среднепалеозойского фрагмента ТКМП, широтное положение ВЕП в среднепалеозойское время было относительно стабильным (рис. 5). В раннем силуре ВЕП перемещалась с южных широт к экватору, к началу девона дрейфовала в приэкваториальные широты Южного полушария и находилась вблизи экватора до конца карбона (рис. 5, *в*).

Согласно [Lubnina et al., 2007], дрейф ВЕП в силурское – раннедевонское время имел несколько иной характер: с начала лланвирна происходило перемещение из умеренных широт Южного полушария в север-

ном направлении с одновременным разворотом против часовой стрелки, в венлоке – лудлове ВЕП находилась в тропических широтах, а в раннем девоне переместилась в приэкваториальные широты Южного полушария. Это движение в течение силура – раннего девона можно представить как поворот на 30° против часовой стрелки вокруг полюса Эйлера с координатами $\Phi = 82^{\circ}\text{S}$, $\Lambda = 27^{\circ}\text{E}$ (рис. 5, а).

Согласно нашим результатам, в лудлове ВЕП располагалась в приэкваториальных широтах Южного полушария и перемещалась к северу в экваториальные широты Южного полушария в пржидольское время. Далее характер дрейфа изменяется – происходит перемещение уже в южном направлении, и в лохковское время ее положение стабилизируется в приэкваториальных широтах Южного полушария (рис. 5, б). Характер дрейфа платформы можно описать поворотом против часовой стрелки на 16° вокруг полюса Эйлера с координатами $\Phi = 34^{\circ}\text{S}$, $\Lambda = 247^{\circ}\text{E}$. Скорость широтного перемещения (минимальная, поскольку долготное перемещение остается неизвестным) составляла не менее 3 см/год, что близко к оценкам, которые можно получить по данным [Torsvik *et al.*, 2012].

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Стратотипические разрезы среднего палеозоя юго-запада Украины (Подолия, долина р. Днестр) являются палеомагнитно-информационными для выполнения палеотектонических реконструкций ВЕП в палеозое.

В силурийских – нижнедевонских сероцветных и красноцветных осадочных толщах Подолии, помимо вязкой, выделяются две компоненты ЕОН. Первая выделяется на большинстве образцов при Н- и Т-чистках, имеет юг-юго-западное склонение и отрицательное наклонение. Соответствующий ей палеомагнитный полюс ложится на пермский сегмент ТКМП для Балтики / стабильной Европы [Torsvik *et al.*, 2012].

Другая, выделяемая как характеристическая, компонента намагниченности (ChRM) в некоторых образцах красноцветов (при температурной чистке в диапазоне деблокирующих температур $590\text{--}690^{\circ}\text{C}$) и в отдельных образцах сероцветов (в переменных полях $30\text{--}70\text{ мТл}$ либо в диапазоне деблокирующих температур $300\text{--}460^{\circ}\text{C}$) имеет юго-западное склонение и положительное наклонение.

2. В сероцветных породах первая из компонент, указывающая на «пермское» направление, обусловлена аутигенным магнетитом, образовавшимся в резуль-

тате перемагничивания осадочных толщ в ходе тектонических событий (вероятно глубинных процессов тектономагматической активизации), которые сопровождали позднепалеозойскую – раннемезозойскую эволюцию окраины ВЕП. В то же время в красноцветных породах эта компонента обусловлена образованием аутигенного мелкозернистого гематита, с которым связано формирование «поздней» CRM.

Другую (ChRM) компоненту мы связываем с присутствием в сероцветных породах дегритовых зерен магнетита. В то же время в красноцветах ее носителем являются зерна дегритового гематита, хотя здесь мы не исключаем также «раннюю» химическую намагниченность, сформировавшуюся в это же время (в геологическом масштабе) и имеющую такое же палеомагнитное направление. Эта компонента имеет все признаки первичной, поскольку: а) ее носителем являются аллотигенные зерна, то есть природа намагниченности, вероятнее всего, седиментационная; об этом же косвенно свидетельствуют результаты анализа АМВ, типичной для осадочных структур; б) она выделена на породах разного фациального состава с разными носителями намагниченности; в) ее направление совпадает с силурийскими / нижнедевонскими полюсами палеозойского сегмента ТКМП для Балтики / стабильной Европы.

3. Анализ моделей дрейфа ВЕП в среднем палеозое указывает на соответствие наших результатов кинематической модели Балтики / стабильной Европы по [Torsvik *et al.*, 2012]. Согласно нашим результатам, в лудлове ВЕП располагалась в приэкваториальных широтах Южного полушария, в пржидольское время перемещалась к северу в экваториальные широты Южного полушария. Далее характер дрейфа изменяется – происходит перемещение уже в южном направлении, и в лохковское время положение ВЕП стабилизируется в приэкваториальных широтах Южного полушария. Характер дрейфа платформы можно описать поворотом против часовой стрелки на 16° вокруг полюса Эйлера, с координатами $\Phi = 34^{\circ}\text{S}$, $\Lambda = 247^{\circ}\text{E}$. Скорость широтного перемещения составляла не менее 3 см/год.

4. Осадочные толщи палеозоя Подолии являются перспективным объектом для проведения более детальных палеомагнитных исследований. Широкое распространение и обнаженность этих толщ на территории Юго-Западной Украины в возрастном диапазоне от венда до среднего девона позволяют рассчитывать, что соответствующий фрагмент ТКМП для Балтики / стабильной Европы может быть уточнен и детализирован.

7. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Bakhmutov V., Teisseyre-Jeleńska M., Kądziałko-Hofmokl M., Konstantinenko L., Poliachenko I., 2012. Paleomagnetic study of Lower Devonian gray-colored deposits of Podolia. *Geofizicheskiy Zhurnal* 34 (6), 57–67 (in Russian) [Бахмутов В.,

- Тейсер-Еленська М., Кадзялко-Хофмокль М., Константиненко Л., Поляченко Е. Палеомагнитные исследования нижнедевонских сероцветных отложений Подолии // Геофизический журнал. 2012. Т. 34. № 6. С. 57–67].
- Butler R.F., 1992. Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. Boston: Blackwell Scientific Publications, 319 p.
- Chadima M., Hrouda F., 2006. Remasoft 3.0 a user friendly paleomagnetic data browser and analyser. *Travaux Géophysiques* 27, 20–21.
- Gordienko V.V., Gordienko I.V., Zavgorodniaya O.V., Kovachikova S., Logvinov I.M., Tarasov V.N., Usenko O.V., 2012. Volyn'-Podilla Plate: Geophysics, Deep-seated Processes. Publishing house of Naukova Dumka, Kiev, 198 p. (in Russian) [Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Ковачикова С., Логгинов И.М., Тарасов В.Н., Усенко О.В. Вольно-Подольская плита: геофизика, глубинные процессы. Киев: Наукова Думка, 2012. 198 с].
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M., 2012. The Geological Time Scale 2012. Elsevier, Boston, USA, 2-volumes set, 1176 p.
- Jelenska M., Bakhmutov V., Konstantinenko L., 2005. Paleomagnetic and rock magnetic data from the Silurian succession of the Dniester basin, Ukraine. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 149 (3–4), 307–320. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2004.10.005>.
- Jeleńska M., Kądziałko-Hofmokl M., Bakhmutov V., Poliachenko I., Ziolkowski P., 2010. Identification of magnetic carriers of original and secondary NRM components recorded in Devonian sediments from Podolia, SW Ukraine. *Geophysical Journal* 32 (4), 59–60.
- Jelinek V., 1977. The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility and its application. *Geofyzika Brno*, 5–88.
- Kirschvink J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society* 62, 699–718. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365246X.1980.tb02601.x>.
- Kodama K.P., 2012. Paleomagnetism of Sedimentary Rocks: Process and Interpretation. Wiley-Blackwell, John Wiley & Sons, Ltd. Publication, 157 p.
- Khramov A.N. (Ed.), 1982. Paleomagnetology. Nedra, Leningrad, 312 p. (in Russian) [Палеомагнитология / Ред. А.Н. Храмов. Л.: Недра, 1982. 312 с.].
- Lubnina N.V., 2009. East-European Craton from Neoarchean to Paleozoic by Palaeomagnetic Data. Manuscript of Dissertation for a scientific degree of Doctor of Geology-Mineralogy Sciences. Moscow State University, Moscow, 40 p. (in Russian) [Лубнина Н.В. Восточно-Европейский кратон от неоархея до палеозоя по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: Изд-во МГУ, 2009. 40 с.].
- Lubnina N.V., Iosifidi A.G., Khramov A.N., Popov V.V., Lewandowski M., 2007. Paleomagnetism of the Silurian and Devonian sedimentary formations of Podolia, Ukraine. In: Paleomagnetism of the Northern Eurasia sedimentary basins. VNIIGRI Publishing House, S.-Petersburg, p. 105–125 (in Russian) [Лубнина Н.В., Иосифиди А.Г., Храмов А.Н., Попов В.В., Левандовский М. Палеомагнитные исследования силурских и девонских отложений Подолии // Палеомагнетизм осадочных бассейнов Северной Евразии. СПб.: Издательство ВНИГРИ, 2007. С. 105–125].
- Nikiforova O.I., Predtechenskiy N.N., 1972. Stratigraphy. In: Silurian and Lower Devonian reference section of Podolia. Publishing House Nauka, Leningrad, p. 26–127 (in Russian) [Никифорова О.И., Предтеченский Н.Н. Стратиграфия // Опорный разрез силура и нижнего девона Подолии. Л.: Наука, 1972. С. 26–127].
- Pecherskiy D.M., Didenko A.N., 1995. Paleoasian ocean: petromagnetic and paleomagnetic information about its lithosphere. UIPE RAS, Moscow, 294 p. (in Russian) [Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 294 с.].
- Poliachenko I., Bakhmutov V., Konstantinenko L., Teisseyre-Jelenska M., Kądziałko-Hofmokl M., Scarbovychuk T., Yakhno V., 2014. New results of paleomagnetic studies of red-colored Silurian of Podolia. *Geofizicheskiy Zhurnal* 36 (3), 34–47 (in Russian) [Поляченко Е., Бахмутов В., Константиненко Л., Тейсер-Еленська М., Кадзялко-Хофмокль М., Скарбовицьчук Т., Яхно В. Нові результати палеомагнітних досліджень красноцветних силурських отложений Подолії // Геофізичний журнал. 2014. Т. 36. № 3. С. 34–47].
- Smethurst M.A., Khramov A.N., 1992. A new Devonian palaeomagnetic pole for the Russian platform and Baltica, and related apparent polar wander. *Geophysics Journal International* 108 (1), 179–192. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb00848.x>.
- Środoń J., Paszkowski M., Drygant D., Añczkiewicz A., Banaś M., 2013. Thermal history of Lower Paleozoic rocks on the Peri-Tornquist Margin of the East European Craton (Podolia, Ukraine) inferred from combined XRD, K-Ar, and AFT data. *Clays and Clay Minerals* 61, 107–132. <http://dx.doi.org/10.1346/CCMN.2013.0610209>.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G., Van der Voo R., McKerrow W.S., Sturt B.A., Brasier M.D., Walderhaug H.J., 1996. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic – a tale of Baltica and Laurentia. *Earth-Science Reviews* 40 (3), 229–258. [http://dx.doi.org/doi:10.1016/0012-8252\(96\)00008-6](http://dx.doi.org/doi:10.1016/0012-8252(96)00008-6).
- Torsvik T.H., Smethurst M.A., Van der Voo R., Trench A., Abrahamsen N., Halvorsen E., 1992. Baltica – synopsis of Vendian-Permian palaeomagnetic data and their palaeotectonic implications. *Earth Science Reviews* 33 (2), 133–152. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252\(92\)90023-M](http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252(92)90023-M).
- Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U., McNiocaill C., Steinberger B., Doubrovine P., van Hinsbergen D.J.J., Domeier M., Gaina C., Tohver E., Meert J.G., McCausland P.J.A., Cocks L.R.M., 2012. Phanerozoic polar wander, paleogeography and dynamics. *Earth Sciences Review* 114 (3), 325–368. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.007>.

Tsegelnyuk P.D., Gritsenko V.P., Konstantinienko L.I., Ishchenko A.A., Abushik A.F., Bogoyavlenskaya O.V., Drygant D.M., Zaika-Novatsky V.S., Kadlets N.M., Kiselev, G.N., Sytova V.A., 1983. The Silurian of Podolia, the Guide to the Excursion. Publishing House of Naukova Dumka, Kiev, 224 p. (in Russian) [Цегельнюк П.Д., Гриценко В.П., Константиненко Л.И., Ищенко А.А., Абушик А.Ф., Богоявлensкая О.В., Дригант Д.М., Заика-Новацкий В.С., Кадлец Н.М., Киселев Г.Н., Сытова В.А. Силур Подолии: Путеводитель экскурсии. Киев: Наукова Думка, 1983. 224 с.].

Yuan K., Van der Voo R., Bazhenov M.L., Bakhmutov V., Alekhin V., Hendriks B.W.H., 2011. Permian and Triassic paleolatitudes of the Ukrainian shield with implications for Pangea reconstructions. *Geophysical Journal International* 184 (2), 595–610. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04889.x>.



Бахмутов Владимир Георгиевич, докт. геол. наук, зав. отделом петромагнетизма и морской геофизики
Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины
03680, Киев-142, пр. Палладина, 32, Украина
✉ e-mail: bakhmutovvg@gmail.com

Bakhmutov, Vladimir G., Doctor of geology, Head of petromagnetism and marine geology sector
S.I. Subbotin Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine
32 Palladin av., Kiev-142 03680, Ukraine
✉ e-mail: bakhmutovvg@gmail.com



Поляченко Евгений Брониславович, м.н.с.
Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины
03680, Киев-142, пр. Палладина, 32, Украина
✉ e-mail: lithos@bk.ru

Poliachenko, Ievgen B., Junior Researcher
S.I. Subbotin Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine
32 Palladin av., Kiev-142 03680, Ukraine
✉ e-mail: lithos@bk.ru



TECTONIC ZONING OF THE SEDIMENTARY COVER OF THE SEA OF OKHOTSK BASED ON LITHOPHYSICAL, STRUCTURAL AND STRUCTURAL-LITHOPHYSICAL INDICATORS

V. P. Semakin, A. V. Kochergin, T. I. Pitina

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

Abstract: In terms of tectonics, the Sea of Okhotsk (Fig. 1) is the epi-Mesozoic Okhotsk plate comprising the heterogeneous basement that is mainly pre-Cenozoic (the lower structural stage) and the sedimentary cover that is mainly represented by the Paleogenetic-Neogenetic-Quaternary deposits with the Upper Cretaceous sedimentary rocks observed locally without a visible hiatus (the upper structural stage).

Results of *tectonic zoning of the sedimentary cover based on lithophysical indicators* (Fig. 2) are represented in the format of maps showing lithophysical complexes (LC) within the limits of four regional seismo-stratigraphic complexes/structural layers (RSSC I–IV) corresponding to the following time intervals: the pre-Oligocene K_2-P_{1-2} (RSSC I), the Oligocene – Lower Miocene $P_3-N_1^1$ (RSSC II), the Lower-Mid Miocene N_1^{1-2} (RSSC III), and the Upper Miocene – Pliocene $N_1^3-N_2$ (RSSC IV). Diverse lithological-facies associations composing the RSSCs are grouped into the following lithophysical complexes (LC): 1 – coal-bearing silty-clayey-sandy terrigenous, 2 – sandy-silty-clayey terrigenous, 3 – silty-clayey-siliceous, and 4 – sandy-silty-clayey volcanic [Sergeyev, 2006].

Tectonic zoning of the sedimentary cover based on structural indicators is carried out with reference to the sediment-thickness map [Sergeyev, 2006], including a significantly revised segment showing the area of the Deryugin basin [Semakin, Kochergin, 2013]. Results of such zoning are represented in the format of a structural-tectonic map (Fig. 3) showing orientations and morphology of the structural elements of the sedimentary cover, the thickness of the sedimentary cover, and amplitudes of relative uplifts and troughs.

With reference to the structural-tectonic map (see Fig 3), the structural elements of different orders are grouped by their sizes, spatial positions and orientations and thus comprise tectonic systems (Fig. 4), structural zones (Fig. 5) that include relative uplifts and troughs that are considered as structural elements of smaller sizes (Fig. 6).

Tectonic zoning of the sedimentary cover based on the structural-lithophysical indicators (Fig. 7–10) is carried out with reference to the maps of the lithophysical complexes of the four regional seismo-stratigraphic complexes/structural layers (see Fig. 2) and the map of high-order structural elements in the sedimentary cover (see Fig. 6).

Key words: sedimentary cover, tectonic system, structural zone, structural element, uplift, trough, the Sea of Okhotsk.

Recommended by E.V. Sklyarov

Citation: Semakin V.P., Kochergin A.V., Pitina T.I. 2014. Tectonic zoning of the sedimentary cover of the Sea of Okhotsk based on the lithophysical, structural and structural-lithophysical indicators. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (4), 1059–1075. doi:10.5800/GT-2014-5-4-0168.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ОХОТСКОГО МОРЯ ПО ЛИТОФИЗИЧЕСКИМ, СТРУКТУРНЫМ И СТРУКТУРНО-ЛИТОФИЗИЧЕСКИМ ПРИЗНАКАМ

В. П. Семакин, А. В. Кочергин, Т. И. Питина

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

Аннотация: Охотское море (рис. 1) в тектоническом отношении рассматривается как Охотоморская эпимезозойская плита, в строении которой выделяются гетерогенный фундамент, преимущественно докайнозойского возраста (нижний структурный этаж), и осадочный чехол, представленный в основном палеоген-неоген-четвертичными отложениями и на отдельных участках без видимого перерыва – нормально-осадочными образованиями верхнего мела (верхний структурный этаж).

Тектоническое районирование осадочного чехла по литофизическим признакам (рис. 2) выполнено в форме карт литофизических комплексов в рамках четырех региональных сейсмостратиграфических комплексов (РССК I–IV – структурных ярусов), соответствующих следующим временными интервалам: доолигоценовый K_2 – P_{1-2} (РССК I), олигоцен-нижнемиоценовый P_3 – N_1^1 (РССК II), нижне-среднемиоценовый N_1^{1-2} (РССК III) и верхнемиоцен-плиоценовый N_1^3 – N_2 (РССК IV). Поскольку РССК включают в себя разные вещественно-фаунистические ассоциации, то для их дифференциации введены следующие литофизические комплексы (ЛК): 1 – алеврито-глинисто-песчаный терригенный с углами, 2 – песчано-алеврито-глинистый терригенный, 3 – алеврито-глинисто-кремнистый и 4 – песчано-алеврито-глинистый вулканогенный [Sergeyev, 2006].

Тектоническое районирование осадочного чехла по структурным признакам проведено на базе карты мощности осадочного чехла [Sergeyev, 2006] существенно уточненной для района впадины Дерюгина [Semakin, Kochergin, 2013], в результате чего составлена структурно-тектоническая карта (рис. 3, 3а), которая отражает ориентировку структурных элементов осадочного чехла, их морфологию, мощность осадков и амплитуды относительных поднятий и прогибов.

На основе структурно-тектонической карты (рис. 3), в зависимости от размеров, пространственного положения и ориентировки структурных элементов разных порядков, проведено их объединение в тектонические системы (рис. 4) и структурные зоны (рис. 5), включающие более мелкие по размерам структурные элементы в форме относительных поднятий и прогибов (рис. 6).

Тектоническое районирование осадочного чехла по структурно-литофизическим признакам (рис. 7–10) выполнено на основании карт литофизических комплексов четырех региональных сейсмостратиграфических комплексов (структурных ярусов) (рис. 2) и карты высокопорядковых структурных элементов осадочного чехла (рис. 6).

Ключевые слова: осадочный чехол, тектоническая система, структурная зона, структурный элемент, поднятие, прогиб, Охотское море.

1. ВВЕДЕНИЕ

Результатами ранее проведенных исследований установлено, что Охотское море (рис. 1) характеризуется высоким уровнем содержания метана [Kulinich, Obzhirov, 2003; Obzhirov et al., 1999; Obzhirov et al., 2012], интенсивной барит-карбонатной минерализацией [Astakhova, Sorochinskaya, 2001; Kulinich, Obzhirov, 2003; Obzhirov et al., 1999], наличием железо-марганцевых образований [Astakhova, Sattarova, 2005], ртуты [Astakhov et al., 2007] и других рудных элементов [Astakhov et al., 2005]. В Охотском море выявлены газовые гидраты [Obzhirov et al., 2007; Telegin, 2011; Veselov et al., 2000], а с целью оценки углеводородного потенциала в Охотоморском регионе выделены и описаны в рамках четырех региональных сейсмостратиграфических комплексов (РССК I–IV) десять осадочно-породных бассейнов (ОПБ) [Sergeyev, 2006]. Однако ОПБ охарактеризованы без привлечения картографических материалов. Выделение и характеристика осадочно-породных бассейнов на акватории находятся в тесной зависимости от детальности геолого-геофизической изученности. С учетом вышеприведенного, нами впервые для всей территории Охотского моря выполнено комплексное тектоническое районирование осадочного чехла по литофизическим, структурным и

структурно-литофизическим признакам. Районирование осадочного чехла по структурным признакам проведено также для островного склона Курильского желоба. Подобный принцип тектонического районирования осадочного чехла предложен и апробирован нами ранее на примере района впадины Дерюгина (Охотское море) [Semakin, Kochergin, 2013].

2. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ОХОТСКОГО МОРЯ ПО ЛИТОФИЗИЧЕСКИМ ПРИЗНАКАМ

Указанное тектоническое районирование базируется в основном на материалах палеогеографических схем литофизических комплексов, опубликованных в [Sergeyev, 2006], при этом черно-белые палеогеографические схемы путем компьютерной обработки преобразованы в цветные карты литофизических комплексов, которые использованы для тектонического районирования осадочного чехла как по литофизическим, так и по структурно-литофизическим признакам (см. раздел 4).

В осадочном чехле Охотского моря выделено четыре региональных сейсмостратиграфических комплекса (РССК I–IV), соответствующих следующим времен-

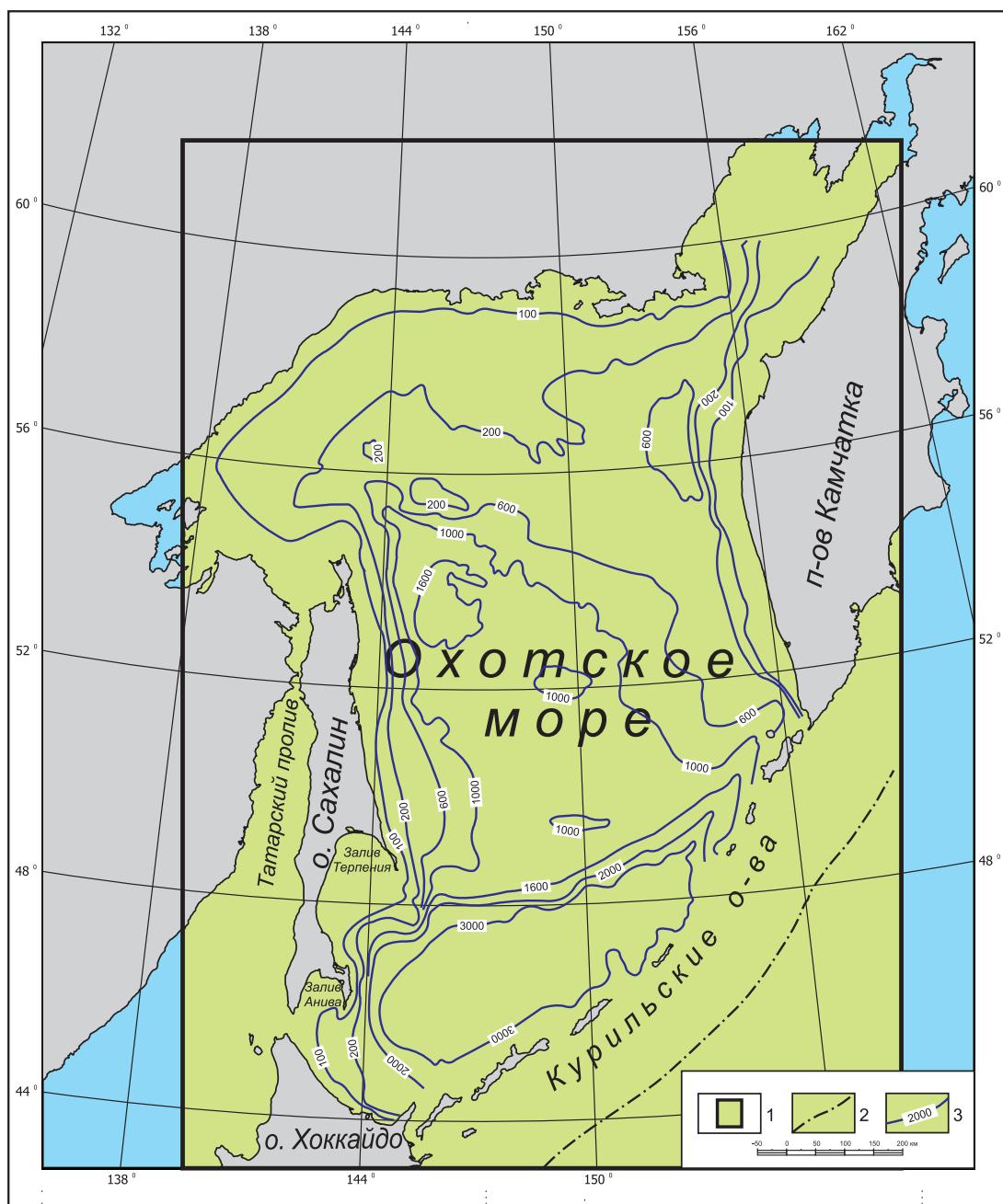


Рис. 1. Схема расположения района исследований.

1 – район исследований; 2 – ось Курильского желоба; 3 – изобаты.

Fig. 1. The location scheme of the area under study.

1 – the location of the area under study; 2 – axis of the Kuril trench; 3 – isobaths.

ным интервалам: доолигоценовый K_2 – P_{1-2} (РССК I), олигоцен-нижнемиоценовый – P_3 – N_1^1 (РССК II), нижне-среднемиоценовый – N_1^{1-2} (РССК III) и верхнемиоцен-плиоценовый – N_1^3 – N_2 (РССК IV), которые в тектоническом отношении рассматриваются нами как структурные ярусы. Поскольку РССК включают в себя разные вещественно-фацальные ассоциации, для их дифференциации введены следующие литофизические комплексы (ЛК): 1 – алеврито-глинисто-песчаный тер-

ригенный с углами, 2 – песчано-алеврито-глинистый терригенный, 3 – алеврито-глинисто-кремнистый и 4 – песчано-алеврито-глинистый вулканогенный [Sergeyev, 2006].

Тектоническое районирование осадочного чехла Охотского моря по литофизическим признакам выполнено в форме карт литофизических комплексов в рамках четырех региональных сейсмостратиграфических комплексов (структурных ярусов) (рис. 2).

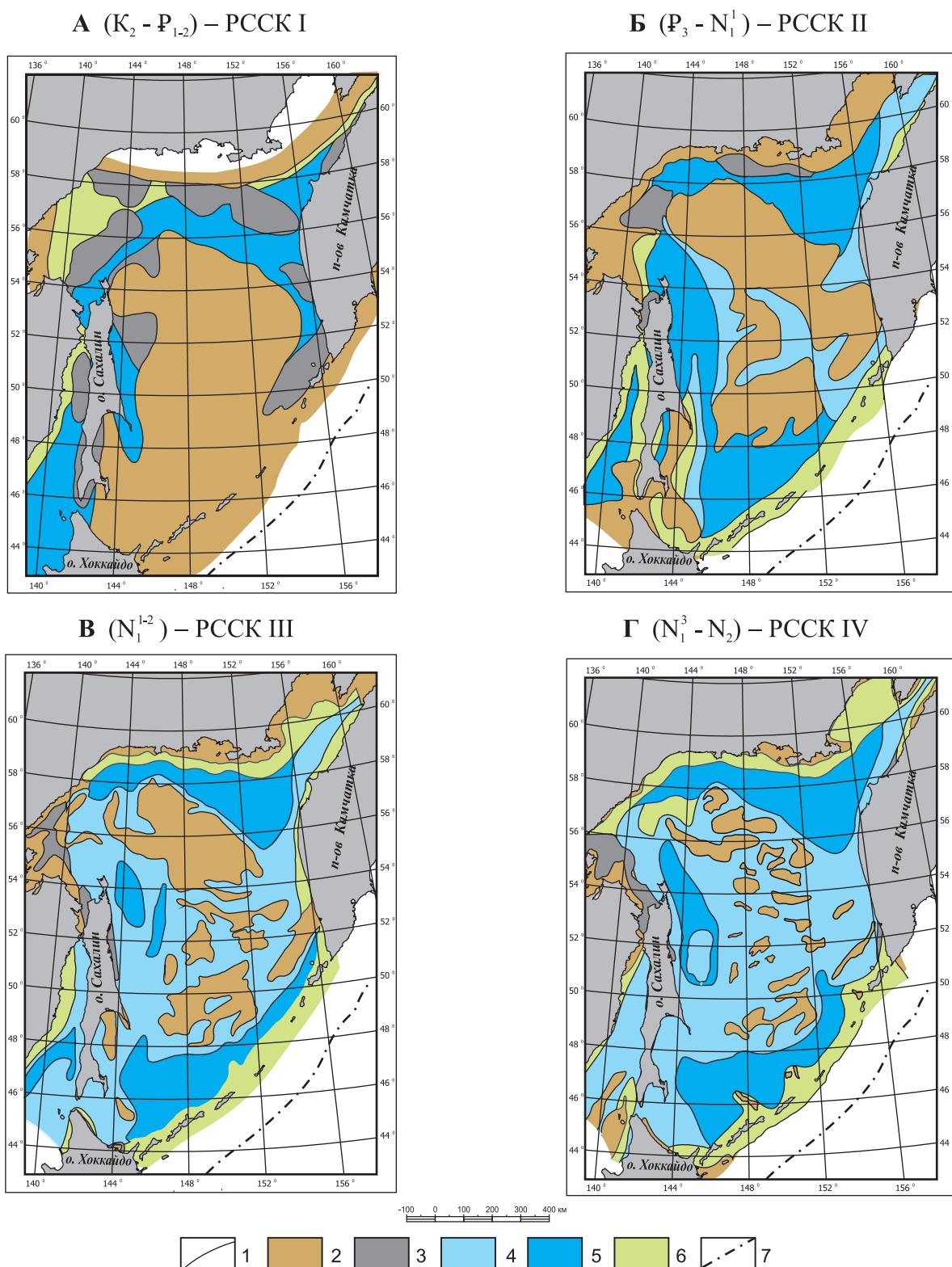


Рис. 2. Тектоническое районирование осадочного чехла Охотского моря по литофизическим признакам.

А, Б, В, Г – карты литофизических комплексов в рамках региональных сейсмостратиграфических комплексов (структурных ярусов) четырёх временных интервалов. 1 – границы литофизических комплексов; 2 – области отсутствия отложений; 3–6 – литофизические комплексы: 3 – алеврито-глинисто-песчаный терригенный с углами, 4 – песчано-алеврито-глинистый терригенный, 5 – алеврито-глинисто-кремнистый, 6 – песчано-алеврито-глинистый вулканогеный; 7 – ось Курильского желоба.

Fig 2. Tectonic zoning of the sedimentary cover of the Sea of Okhotsk based on lithophysical indicator.

А, Б, В, Г – maps of lithophysical complexes within the limits of regional seismo-stratigraphical complexes / structural layers of the four time intervals. 1 – boundaries of lithophysical complexes; 2 – areas barren of sediments; 3–6 – lithophysical complexes: 3 – silty-clayey-sandy terrigenous with coals, 4 – sandy-silty-clayey terrigenous, 5 – silty-clayey-siliceous, 6 – sandy-silty volcanic; 7 – axis of the Kurile trench.

3. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ОХОТСКОГО МОРЯ И ОСТРОВНОГО СКЛОНА КУРИЛЬСКОГО ЖЕЛОБА ПО СТРУКТУРНЫМ ПРИЗНАКАМ

3.1. СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Тектоническое районирование осадочного чехла по структурным признакам проведено на базе карты мощности осадочного чехла Охотского моря и островного склона Курильского желоба [Sergeyev, 2006]. В результате составлена структурно-тектоническая карта (рис. 3), которая, в отличие от ранее опубликованной подобной карты [Sergeyev, 2006], существенно уточнена для района впадины Дерюгина [Semakin, Kochergin, 2013], а также на прилегающих участках. Для района заливов Терпения и Анива приведена врезка в увеличенном масштабе (см. рис. 3а), границы которой показаны на рис. 3.

При построении карты (см. рис. 3) в качестве исходной («структурной») поверхности принята поверхность акустического фундамента. На карте оконтурены выходы акустического фундамента на поверхность дна, проведены оси относительных поднятий и прогибов, выделены подножья флексур и тектонических уступов акустического фундамента. Карта отражает ориентировку структурных элементов осадочного чехла, их морфологию, мощность осадков и амплитуды относительных поднятий и прогибов.

На основе структурно-тектонической карты (см. рис. 3) в зависимости от размеров, пространственного положения и ориентировки структурных элементов разных порядков проведено их объединение в тектонические системы (рис. 4), в пределах которых выделены структурные зоны (рис. 5), включающие более мелкие по размерам структурные элементы в форме относительных поднятий и прогибов (рис. 6).

3.2. СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКИХ СИСТЕМ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

На территории Охотского моря и островного склона Курильского желоба в осадочном чехле нами выделяются следующие шесть тектонических систем: I – Прибрежно-Материковая, II – Прикамчатская, III – Присахалинская, IV – Центрально-Охотская, V – Курило-Южно-Охотская и VI – Восточно-Курильская (см. рис. 4).

В рамках тектонических систем выделено 29 структурных зон (см. рис. 5).

3.3. СХЕМА СТРУКТУРНЫХ ЗОН ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

В Прибрежно-Материковой системе (I на рис. 4) выделено 5 структурных зон (см. рис. 5), из которых Шантарская зона (1 на рис. 5) вытянута в северо-восточном направлении, тогда как формы остальных зон (2–5 на рис. 5) близки к изометричным. Прикам-

чатская тектоническая система (II на рис. 4) включает три зоны (6, 7 и 8 на рис. 5), из которых ориентировка первых двух зон в общем соответствует направлению западной береговой линии Камчатки, а Южно-Камчатская зона (8 на рис. 5) в большей своей части имеет юго-западное направление. В Присахалинской системе (III на рис. 4) выделено 8 зон (9–16 на рис. 5), из которых узкая Восточно-Сахалинская зона (10 на рис. 5) имеет довольно сложные очертания, но в целом вытянута в северо-северо-западном направлении. Северо-Сахалинская зона (9 на рис. 5) ориентирована в северо-северо-западном направлении и с юго-востока ограничивается Южно-Дерюгинской зоной (11 на рис. 5), которая вытянута в северо-восточном направлении. Центрально-Сахалинская зона (12 на рис. 5) по аналогии с Северо-Сахалинскими зонами (9 на рис. 5) с юго-востока также ограничивается поперечной Присклоновой зоной (13 на рис. 5), отчетливо ориентированной в северо-восточном направлении. Очертания структурных зон 14, 15, 16 (см. рис. 5) близки к изометричным.

Центрально-Охотская система (IV на рис. 4) насчитывает 7 структурных зон (17–23 на рис. 5), которые условно можно разделить на две группы. В первую группу входят зоны Центрально-Охотская (17 на рис. 5), Кашеваровская (18), ТИНРО (19) и Срединно-Охотская (20). Зоны Центрально-Охотская (17) и Кашеваровская (18) отчетливо ориентированы в северо-западном направлении, зона ТИНРО (19) – в субмеридиональном, а Срединно-Охотская (20) – в субширотном направлении. Во вторую группу входят зоны Института Океанологии (21 на рис. 5) и Академии Наук СССР (23 на рис. 5), имеющие очертания, близкие к изометричным, которые разделены относительно узкой Макаровской зоной (22 на рис. 5), ориентированной в северо-восточном направлении. В состав Курило-Южно-Охотской системы (V на рис. 4) входят три зоны – Охотско-Северо-Курильская (см. 24 на рис. 5), Охотско-Центрально-Курильская (25) и Хоккайдо-Южно-Курильская (26), из которых зоны 24 и 26 в целом совпадают с направлением островов Большой Курильской гряды, а ориентация зоны 25 в общем близка к широтной. Восточно-Курильская система (VI на рис. 4) включает две протяженные зоны – Северо-Курильскую (27 на рис. 5) и Южно-Курильскую (29), ориентированные в соответствии с направлениями желоба и островов Большой Курильской гряды, разделенных узкой Поперечной зоной (28 на рис. 5), которая является своеобразной границей, несколько изменяющей простиранье зон 27 и 29.

3.4. КАРТА СТРУКТУРНЫХ ЗОН И ВЫСОКОПОРЯДКОВЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Указанная карта (рис. 6) составлена на базе структурно-тектонической карты (см. рис. 3) и схемы структурных зон (см. рис. 5). На карте проведены границы структурных зон (условные границы второго типа

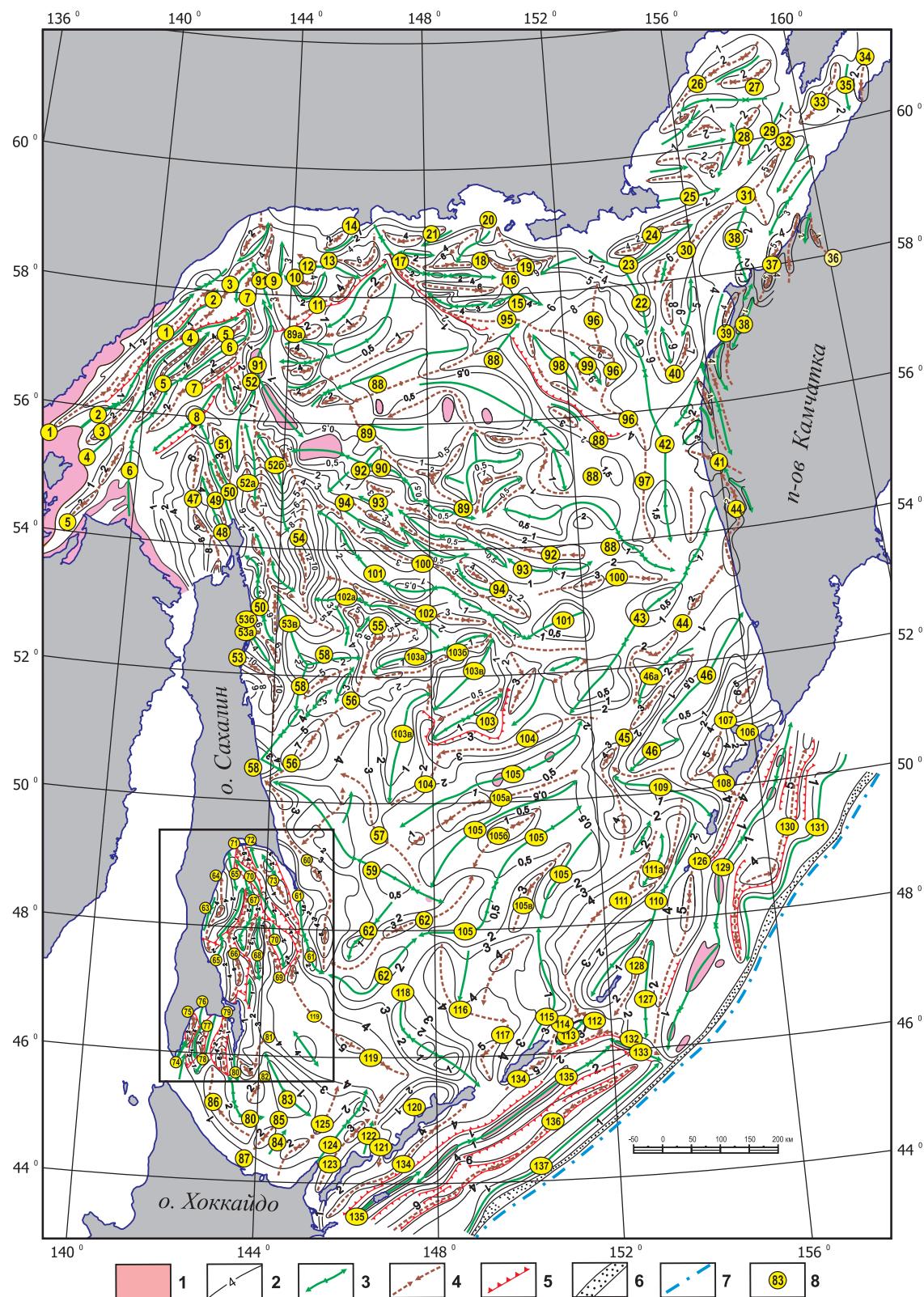


Рис. 3. Структурно-тектоническая карта осадочного чехла Охотского моря и островного склона Курильского желоба.

1 – выходы акустического фундамента на дно моря; 2 – изопахиты (в км); 3 – оси относительных поднятий; 4 – оси относительных прогибов; 5 – подножья флексур и тектонических уступов фундамента; 6 – Курильская аккреционная призма; 7 – ось Курильского желоба; 8 – номера высокопорядковых структурных элементов (соответствуют номерам на рис. 3а, 5–10).

Fig. 3. The structural-tectonic map of the sedimentary cover of the Sea of Okhotsk and the island slope of the Kuril trench.

1 – seafloor exposures of the acoustic basement; 2 – isopachs (km); 3 – axes of relative uplifts; 4 – axes of relative troughs; 5 – foot of flexures and tectonic scarps of the basement; 6 – Kuril accretion prism; 7 – axis of the Kuril trench; 8 – numbers of high-order structural elements (same as in Figures 3a, 5–10).

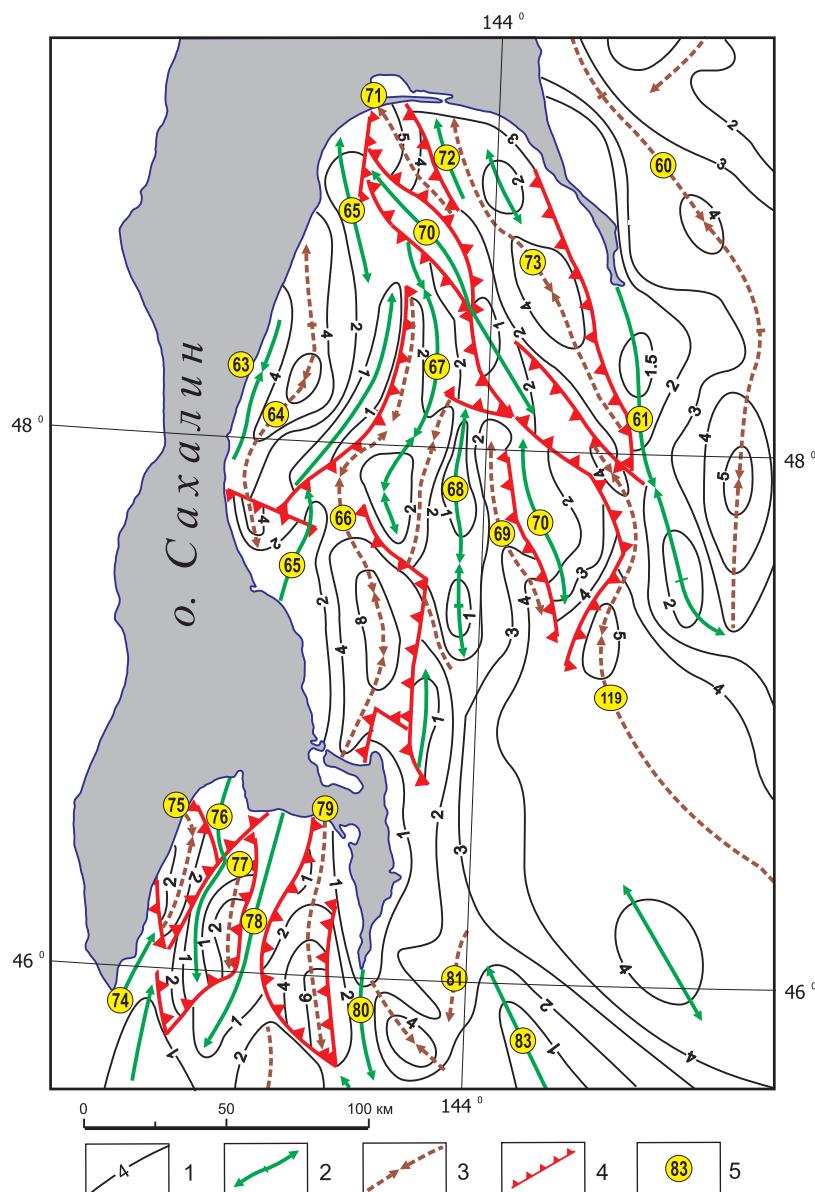


Рис. 3а. Врезка к рисунку 3.

1 – изопахиты (в км); 2 – оси относительных поднятий; 3 – оси относительных прогибов; 4 – подножья флексур и тектонических уступов фундамента; 5 – номера высокопорядковых структурных элементов (соответствуют номерам на рис. 3, 5–10).

Fig. 3a. Inset to Fig. 3.

1 – isopachs (km); 2 – axes of relative uplifts; 3 – axes of relative troughs; 4 – foot of flexures and tectonic scarps of the basement; 5 – numbers of high-order structural elements (same as in Figures 3, 5–10).

[Kosygin, 1974]), западная граница высокопорядковых структурных элементов в Кашеваровской зоне (см. 89а на рис. 6), оси относительных поднятий и прогибов, а также показаны подножья флексур и тектонических уступов фундамента.

В северной части Северо-Сахалинской зоны (9 на рис. 6) субмеридионально ориентированные высокопорядковые структурные элементы 47, 50, 51 и другие почти под прямым углом контактируют со структурными элементами 7 и 8, ориентированными в северо-восточном направлении и входящими в состав Шан-

тарской зоны (1 на рис. 6), т.е. здесь устанавливается система разломов северо-восточного простирания (см. рис. 3 и 6).

На юге Северо-Сахалинской зоны (9 на рис. 6) структурные элементы 53–53в под углами подходят к структурным элементам 58, входящим в состав Южно-Дерюгинской зоны – 11. Аналогичная картина наблюдается также в районе сочленения структурных элементов 59 и 61 (Центрально-Сахалинская зона – 12) со структурными элементами 62 (Прислоновая зона – 13).

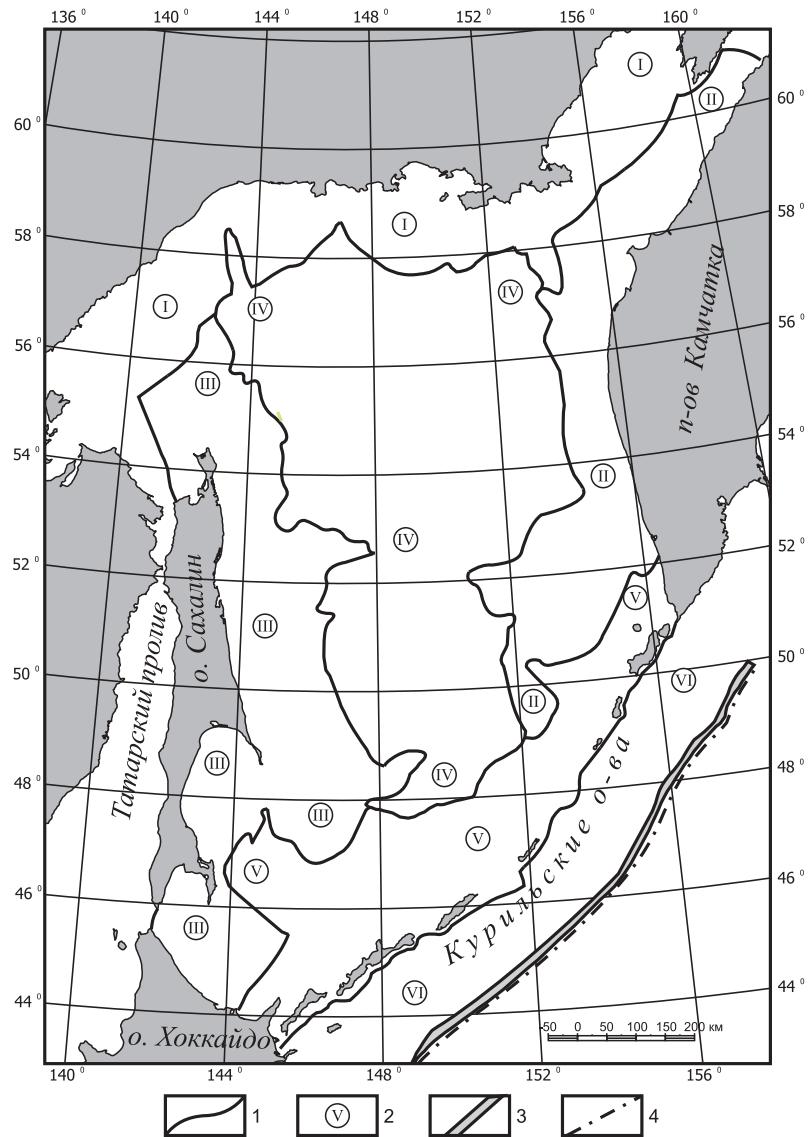


Рис. 4. Схема тектонических систем осадочного чехла Охотского моря и островного склона Курильского желоба.

1 – границы тектонических систем (условные границы второго типа [Kosygin, 1974]); 2 – номера тектонических систем; 3 – Курильская аккреционная призма; 4 – ось Курильского желоба. *Тектонические системы:* I – Прибрежно-Материковая, II – Прикамчатская, III – Присахалинская, IV – Центрально-Охотская, V – Курило-Южно-Охотская, VI – Восточно-Курильская.

Fig. 4. The scheme showing tectonic systems of the sedimentary cover of the Sea of Okhotsk and the island slope of the Kuril trench.

1 – boundaries of tectonic systems (arbitrary boundaries of type 2 [Kosygin, 1974]); 2 – numbers of tectonic systems; 3 – Kuril accretion prism; 4 – axis of the Kuril trench. *Tectonic systems:* I – Coastal-Continental, II – Near-Kamchatka, III – Near-Sakhalin, IV – Central Okhotsk, V – Kuril-South Okhotsk, VI – East Kuril.

В Кашеваровской зоне – 18 – высокопорядковые структурные элементы 92, 93 и 94 на их северо-западных окончаниях теряют свое морфологическое выражение и переходят в расширенную северо-западную часть поднятия – 90 (см. рис. 3 и 6). Высокопорядковые структурные элементы 100, 101, 102 и 102а, входящие в Срединно-Охотскую зону (20 на рис. 6), на западе почти под прямым углом ограничиваются Восточно-Сахалинской зоной (10 на рис. 6) и соответ-

ствственно прогибом 54, имеющим здесь меридиональное простирание.

Для всех относительно протяженных (удлиненных) структурных зон характерна конформная ориентация с высокопорядковыми структурными элементами, расположенными в их пределах (см. рис. 6). К таким зонам, ориентированным в северо-восточном направлении, относятся следующие: Шантарская – 1 с высокопорядковыми структурными элементами – 1–8

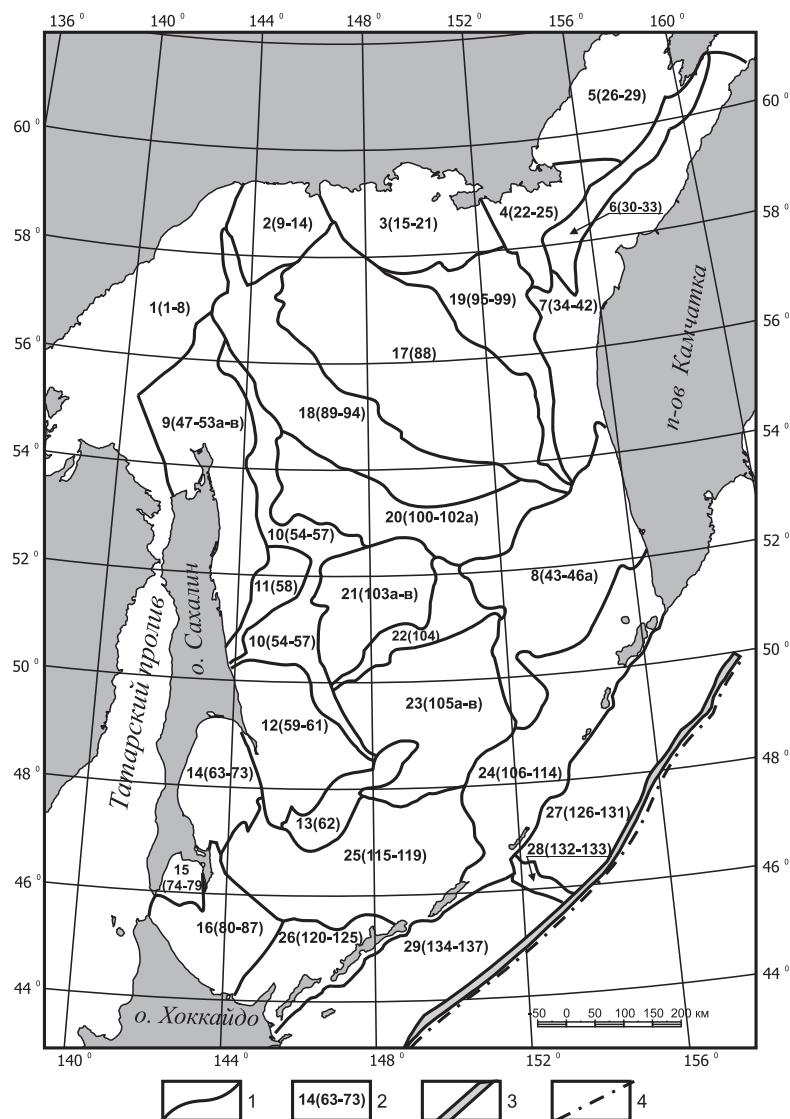


Рис. 5. Схема структурных зон осадочного чехла Охотского моря и островного склона Курильского желоба.

1 – границы структурных зон (условные границы второго типа [Kosygin, 1974]); 2 – 1–29 – номера структурных зон, номера 1–137 (в скобках) соответствуют номерам высокопорядковых структурных элементов в пределах структурных зон и на рис. 3, За, 6–10; 3 – Курильская аккреционная призма; 4 – ось Курильского желоба. Структурные зоны в пределах тектонических систем. I. Прибрежно-Материковая система (зоны 1–5): 1 (1–8) – Шантарская, 2 (9–14) – Охотско-Кухтуйская, 3 (15–21) – Магаданская, 4 (22–25) – Пыянгинская, 5 (26–29) – Гижигинская. II. Прикамчатская система (зоны 6–8): 6 (30–33) – Шелиховско-Пенжинская, 7 (34–42) – Западно-Камчатская, 8 (43–46) – Южно-Камчатская. III. Присахалинская система (зоны 9–16): 9 (47–53 а–в) – Северо-Сахалинская, 10 (54–57) – Восточно-Сахалинская, 11 (58) – Южно-Дерюгинская, 12 (59–61) – Центрально-Сахалинская, 13 (62) – Присклоновая, 14 (63–73) – Залива Терпения, 15 (74–79) – Залива Анива, 16 (80–87) – Тонино-Хоккайдовская. IV. Центрально-Охотская система (зоны 17–23): 17 (88) – Центрально-Охотская, 18 (89–94) – Кашеваровская, 19 (95–99) – ТИНРО, 20 (100–102а) – Срединно-Охотская, 21 (103а–в) – Института Океанологии, 22 (104) – Макаровская, 23 (105а–в) – Академии Наук СССР. V. Курило-Южно-Охотская система (зоны 24–26): 24 (106–114) – Охотско-Северо-Курильская, 25 (115–119) – Охотско-Центрально-Курильская, 26 (120–125) – Хоккайдо-Южно-Курильская. VI. Восточно-Курильская система (зоны 27–29): 27 (126–131) – Северо-Курильская, 28 (132–133) – Поперечная, 29 (134–137) – Южно-Курильская.

Fig. 5. The scheme showing structural zones of the sedimentary cover of the Sea of Okhotsk and the island slope of the Kuril trench.

1 – boundaries of structural zones (second-type conditional boundaries [Kosygin, 1974]); 2 – numbers of structural zones (1–29), numbers from 1 to 137 (in round brackets) correspond to the numbers of high-order structural elements of structural zones and numbers in Figures 3, За, 6–10; 3 – Kuril accretion prism; 4 – axis of the Kuril trench. Structural zones within the limits of tectonic systems: I. Coastal-continental system (zones 1–5): 1 (1–8) – Shantar, 2 (9–14) – Okhotsk-Kukhtui, 3 (15–21) – Magadan, 4 (22–25) – Pyagin, 5 (26–29) – Gzhiggin. II. Near-Kamchatka system (zones 6–8): 6 (30–33) – Shelikhov-Penzhin, 7 (34–42) – West Kamchatka, 8 (43–46) – South Kamchatka. III. Near-Sakhalin system (zones 9–16): 9 (47–53 а–в) – North Sakhalin, 10 (54–57) – East Sakhalin, 11 (58) – South Deryugin, 12 (59–61) – Central Sakhalin, 13 (62) – Near-Slope, 14 (63–73) – Terpeniya Bay, 15 (74–79) – Aniva Bay, 16 (80–87) – Tonino-Hokkaido. IV. Central Okhotsk system (zones 17–23): 17 (88) – Central Okhotsk, 18 (89–94) – Kashevarov, 19 (95–99) – TINRO, 20 (100–102a) – Middle Okhotsk, 21 (103a–в) – Institute of Oceanology, 22 (104) – Makarov, 23 (105a–в) – the USSR Academy of Sciences. V. Kuril-South Okhotsk system (zones 24–26): 24 (106–114) – Okhotsk-North Kuril, 25 (115–119) – Okhotsk-Central Kuril, 26 (120–125) – Hokkaido-South Kuril. VI. East Kuril system (zones 27–29): 27 (126–131) – North Kuril, 28 (132–133) – Transversal, 29 (134–137) – South Kuril.

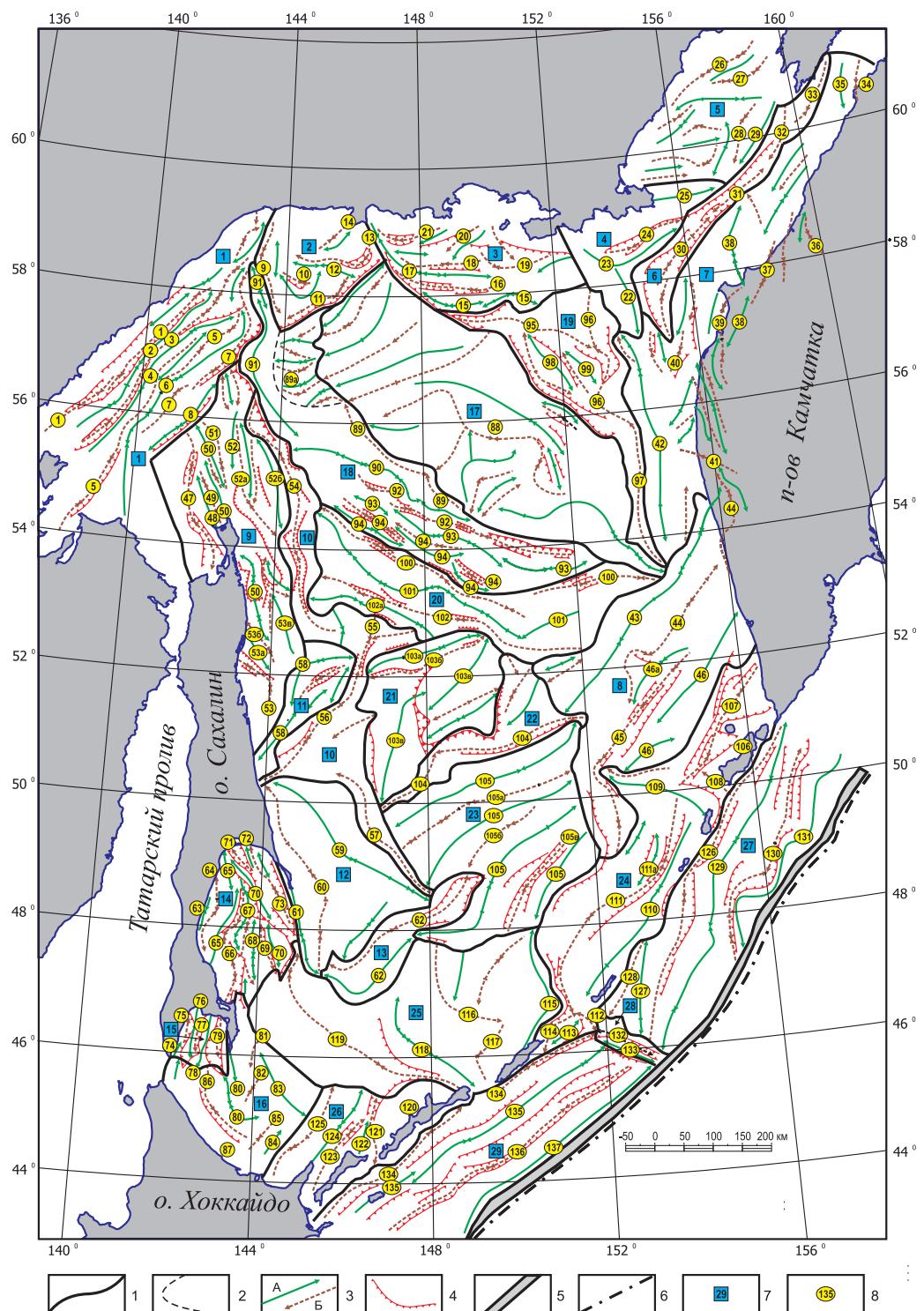


Рис. 6. Карта структурных зон и высокопорядковых структурных элементов осадочного чехла Охотского моря и островного склона Курильского желоба.

1 – границы структурных зон (см. рис. 5); 2 – западная граница высокопорядковых структурных элементов в Кашеваровской структурной зоне (см. 89а на рис. 6); 3 – оси относительных поднятий (А) и оси относительных прогибов (Б); 4 – подножья флексур и тектонических уступов фундамента; 5 – Курильская аккреционная призма; 6 – ось Курильского желоба; 7 – номера структурных зон (соответствуют номерам на рис. 5); 8 – номера высокопорядковых структурных элементов (соответствуют номерам на рис. 3, 3а, 5, 7–10).

Fig. 6. The map showing structural zones and high-order structural elements in the sedimentary cover of the Sea of Okhotsk and the island slope of the Kuril trench.

1 – boundaries of structural zones (see Fig. 5); 2 – western boundary of high-order structural elements in Kashevarov structural zone (see 89a in Fig. 6); 3 – axes of relative uplifts (A) and axes of relative troughs (B); 4 – foot of flexures and tectonic scarps of the basement; 5 – Kuril accretion prism; 6 – axis of the Kuril trench; 7 – numbers of structural zones (same as in Figure 5); 8 – numbers of high-order structural elements (same as in Figures 3, 3a, 5, 7–10).

(см. рис. 6), Шелиховско-Пенжинская – 6 и соответственно 30–33, Западно-Камчатская – 7 (34–42), Южно-Камчатская – 8 (43–46), Охотско-Северо-Курильская – 24 (106–114), Хоккайдо-Южно-Курильская – 26 (121–125), Северо-Курильская – 27 (126–131), Южно-Курильская – 29 (134–137) и менее протяженные зоны Южно-Дерюгинская – 11 (58), Присклоновая – 13 (62) и Макаровская – 22 (104). В ряде указанных зон намечается левокулисное расположение следующих высокопорядковых структурных элементов (см. рис. 6): 5 и 7 (Шантарская зона – 1), 32–33 (Шелиховско-Пенжинская зона – 6), 103в (зона Института Океанологии – 21), поднятие в юго-восточной части Южно-Дерюгинской зоны – 11, 135 (Южно-Курильская зона – 29) и др.

В структурных зонах, ориентированных в субмеридиональном и северо-западном направлениях, следующие высокопорядковые структурные элементы обычно образуют правый кулисный ряд (см. рис. 6): 54 (Восточно-Сахалинская зона – 10), 90, 93, 94 (Кашеваровская зона – 18). Однако наряду с указанными, следующие структурные элементы формируют также и левый кулисный ряд: 53, 53а, 53б, 50, поднятие 53в и структурные элементы, расположенные к северу от него (Северо-Сахалинская зона – 9).

Центрально-Охотская структурная зона (17 на рис. 6), отчетливо ориентированная в северо-западном направлении, характеризуется небольшими мощностями осадочных отложений в прогибах (0.5–1.0 км) (см. рис. 3). В юго-восточной половине зоны относительно протяженные структурные элементы в целом ориентированы в северо-западном направлении. В северо-западной половине зоны структурные элементы ориентированы в основном на юго-запад, т.е. поперек зоны, причем осевые линии некоторых структурных элементов продолжаются в соседней Кашеваровской зоне, где мощность осадков в прогибах достигает 2–4 км (см. рис. 3 и 89а на рис. 6). В структурных зонах Института Океанологии (21 на рис. 6) и Академии Наук СССР (23 на рис. 6), где мощность в прогибах лишь в единичных случаях достигает 2–3 км (соответственно 103б и 105в на рис. 3), высокопорядковые структурные элементы ориентированы в основном в юго-западном направлении.

4. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ОХОТСКОГО МОРЯ ПО СТРУКТУРНО-ЛИТОФИЗИЧЕСКИМ ПРИЗНАКАМ

Указанное тектоническое районирование выполнено на основании карты структурных зон и высокопорядковых структурных элементов осадочного чехла (см. рис. 6), а также карт литофизических комплексов четырех региональных сейсмостратиграфических комплексов (РССК I–IV) (структурных ярусов), соответствующих следующим временным интервалам:

K_2-P_{1-2} ; $P_3-N_1^{1-2}$; N_1^{3-4} и N_2 (см. рис. 2). В результате составлено четыре карты (рис. 7–10), каждая из которых показывает пространственное соотношение литофизических комплексов соответствующих структурных ярусов (сейсмостратиграфических комплексов) со структурными зонами и высокопорядковыми структурными элементами осадочного чехла.

Для примера рассмотрим наличие или отсутствие литофизических комплексов в пределах Дерюгинского прогиба (см. 54 на рис. 3 и 6) в рамках четырех структурных ярусов (рис. 7–10).

В доолигоценовое время (K_2-P_{1-2}) на большей части территории Дерюгинского прогиба (см. 54 на рис. 7) осадочные отложения не накапливались и лишь на небольших участках в южной и северной его частях формировались отложения алеврито-глинисто-песчаного терригенного с углами литофизического комплекса (ЛК), а в крайней северо-западной части прогиба отлагались также породы алеврито-глинисто-кремнистого ЛК.

В олигоцен-нижнемиоценовое время ($P_3-N_1^{1-2}$) (см. рис. 8) практически на всей территории Дерюгинского прогиба (54) происходило осадконакопление пород алеврито-глинисто-кремнистого ЛК, и лишь в крайней северной его части на небольшом участке отлагались породы песчано-алеврито-глинистого терригенного ЛК.

В нижне-среднемиоценовое время (N_1^{1-2}) (см. рис. 9) в северной и крайней юго-восточной частях Дерюгинского прогиба (54) несколько расширились площади осадконакопления пород песчано-алеврито-глинистого терригенного ЛК за счет сокращения участков отложений алеврито-глинисто-кремнистого ЛК, породы которого продолжали господствовать на остальной преобладающей части прогиба.

В верхнемиоцен-плиоценовое время (N_1^{3-4}) (см. рис. 10) в северной части прогиба (54) продолжалось увеличение площади осадконакопления пород песчано-алеврито-глинистого терригенного ЛК, тогда как на остальной части прогиба продолжалось формирование отложений алеврито-глинисто-кремнистого ЛК.

Подобным образом можно получать информацию об осадочных образованиях для любого необходимого структурного элемента.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Для территории Охотского моря впервые проведено комплексное тектоническое районирование осадочного чехла по литофизическим, структурным и структурно-литофизическим признакам. Районирование осадочного чехла по структурным признакам выполнено также для островного склона Курильского желоба (см. рис. 3–6).

2. Тектоническое районирование осадочного чехла по литофизическим признакам осуществлено в виде

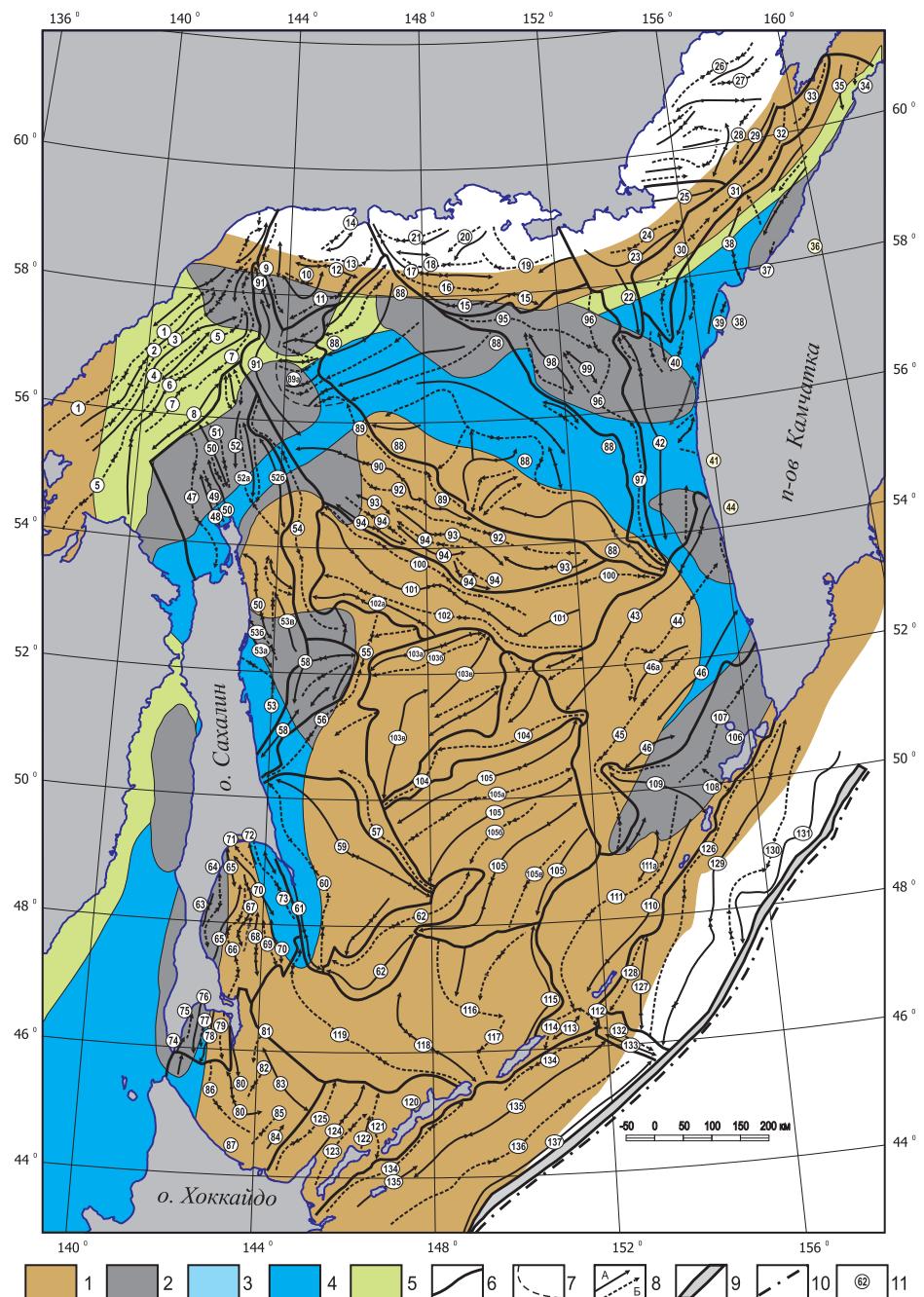


Рис. 7. Карта соотношения литофизических комплексов доолигоценового (K_2-P_{1-2}) сейсмостратиграфического комплекса – РССК I (структурного яруса) (см. рис. 2, А) со структурными зонами и с высокопорядковыми структурными элементами осадочного чехла Охотского моря (см. рис. 6).

1 – область отсутствия отложений (в период K_2-P_{1-2}); 2–5 – литофизические комплексы: 2 – алеврито-глинисто-песчаный терригенный с углами, 3 – песчано-алеврито-глинистый терригенный, 4 – алеврито-глинисто-кремнистый, 5 – песчано-алеврито-глинистый вулканогенный; 6 – границы структурных зон (см. рис. 5, 6); 7 – западная граница высокопорядковых структурных элементов в Кашеваровской структурной зоне (см. 89а на рис. 6, 7); 8 – оси относительных поднятий (А) и оси относительных прогибов (Б); 9 – Курильская аккреционная призма; 10 – ось Курильского желоба; 11 – номера высокопорядковых структурных элементов (соответствуют номерам на рис. 3, 3а, 5, 6, 8–10).

Fig. 7. The map of correlations between lithophysical complexes of the pre-Oligocene (K_2-P_{1-2}) seismo-stratigraphic complex / structural layer (RSSC I) (see Fig. 2A) and structural zones and high-order structural elements in the sedimentary cover of the Sea of Okhotsk (see Fig. 6).

1 – areas barren of sediments (during K_2-P_{1-2}); 2–5 – lithophysical complexes: 2 – silty-clayey-sandy terrigenous with coals, 3 – sandy- silty-clayey terrigenous, 4 – silty-clayey-siliceous, 5 – sandy-silty-clayey volcanic; 6 – boundaries of structural zones (see Fig. 5, 6); 7 – western boundary of high-order structural elements in Kashevarov structural zone (see 89a in Figures 6, 7); 8 – axes of relative uplifts (A) and axes of relative troughs (B); 9 – Kuril accretion prism; 10 – axis of the Kuril trench; 11 – numbers of high-order structural elements (same as in Figures 3, 3a, 5, 6, 8–10).

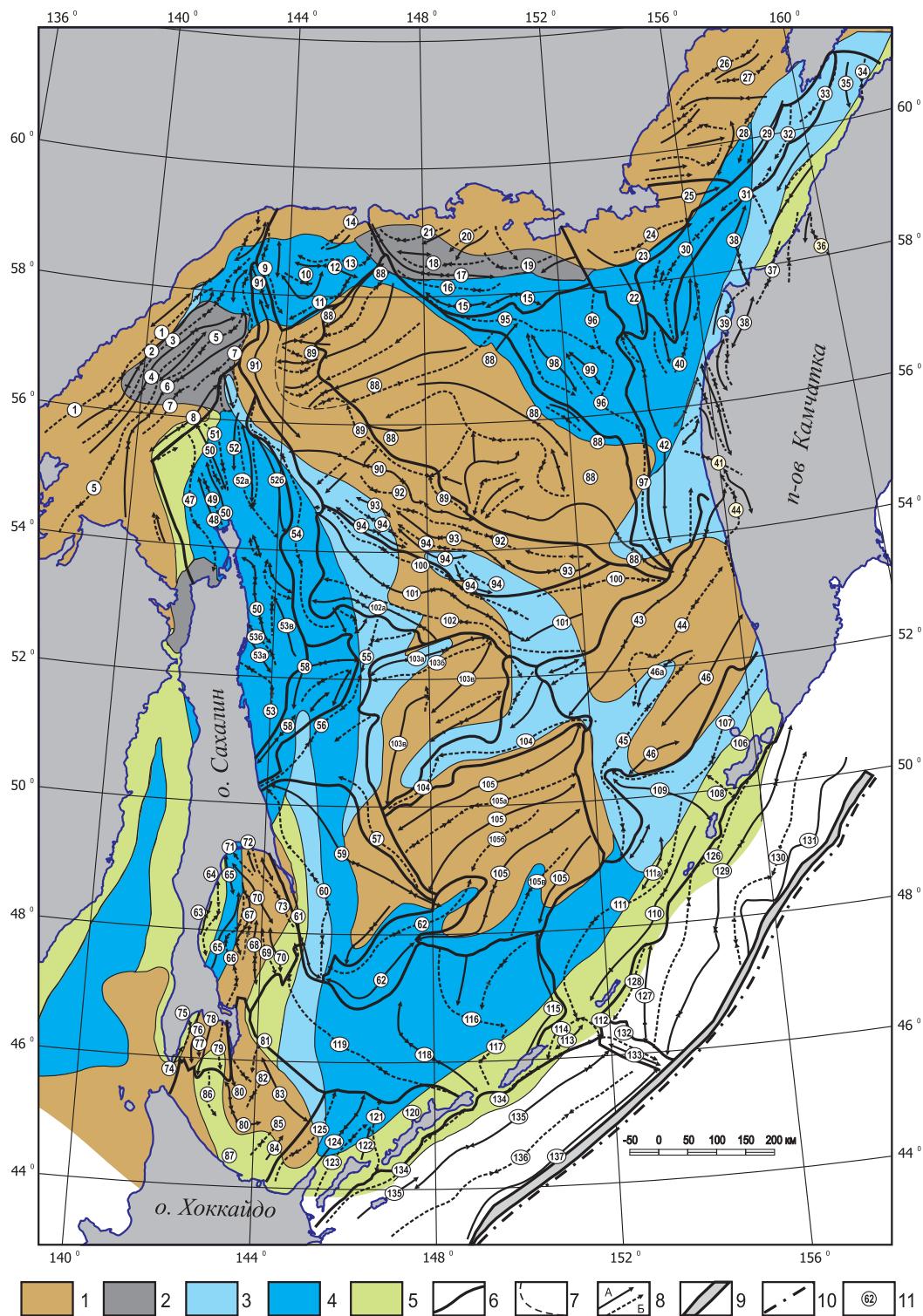


Рис. 8. Карта соотношения литофизических комплексов олигоцен-нижнемиоценового ($P_3-N_1^1$) сейсмостратиграфического комплекса – РССК II (структурного яруса) (см. рис. 2, Б) со структурными зонами и с высокопорядковыми структурными элементами осадочного чехла Охотского моря (см. рис. 6).

1 – область отсутствия отложений (в период $P_3-N_1^1$); остальные условные обозначения на рис. 7.

Fig. 8. The map of correlations between lithophysical complexes of the Oligocene-Lower Miocene ($P_3-N_1^1$) seismo-stratigraphic complex/structural layer (RSSC II) (see Fig. 2, B) and structural zones and high-order structural elements in the sedimentary cover of the Sea of Okhotsk (see Fig. 6).

1 – areas barren of sediments (during $P_3-N_1^1$). The legend is given in Fig. 7.

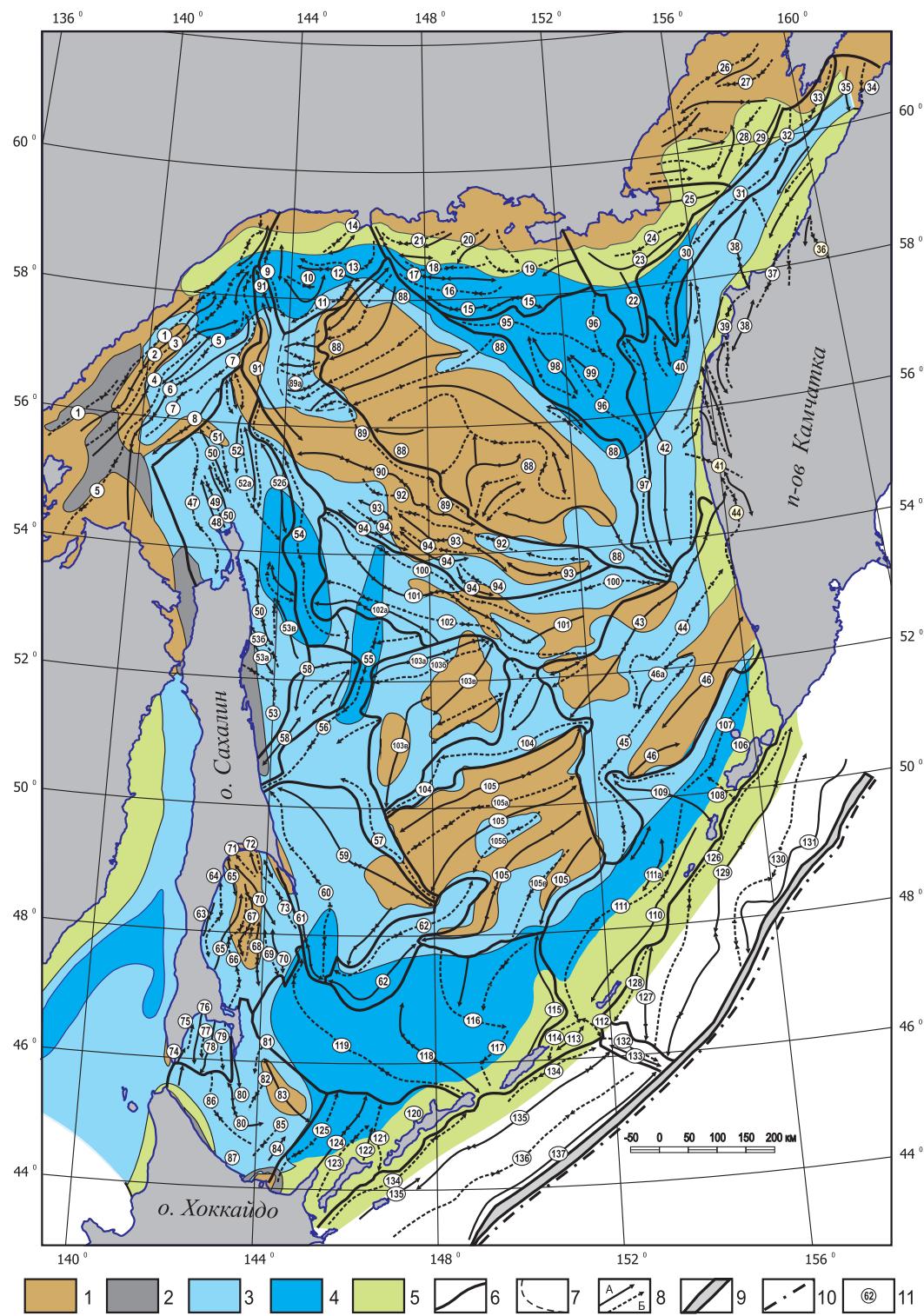


Рис. 9. Карта соотношения литофизических комплексов нижне-среднемиоценового (N₁¹⁻²) сейсмостратиграфического комплекса – РССК III (структурного яруса) (см. рис. 2, В) со структурными зонами и с высокопорядковыми структурными элементами осадочного чехла Охотского моря (см. рис. 6).

1 – область отсутствия отложений (в период N₁¹⁻²); остальные условные обозначения на рис. 7.

Fig. 9. The map of correlations between lithophysical complexes of the Lower-Mid Miocene (N₁¹⁻²) seismo-stratigraphic complex/structural layer (RSSC III) (see Fig. 2, B) and structural zones and high-order structural elements in the sedimentary cover of the Sea of Okhotsk (see Fig. 6).

1 – areas barren of sediments (during N₁¹⁻²). The legend is given in Fig. 7.

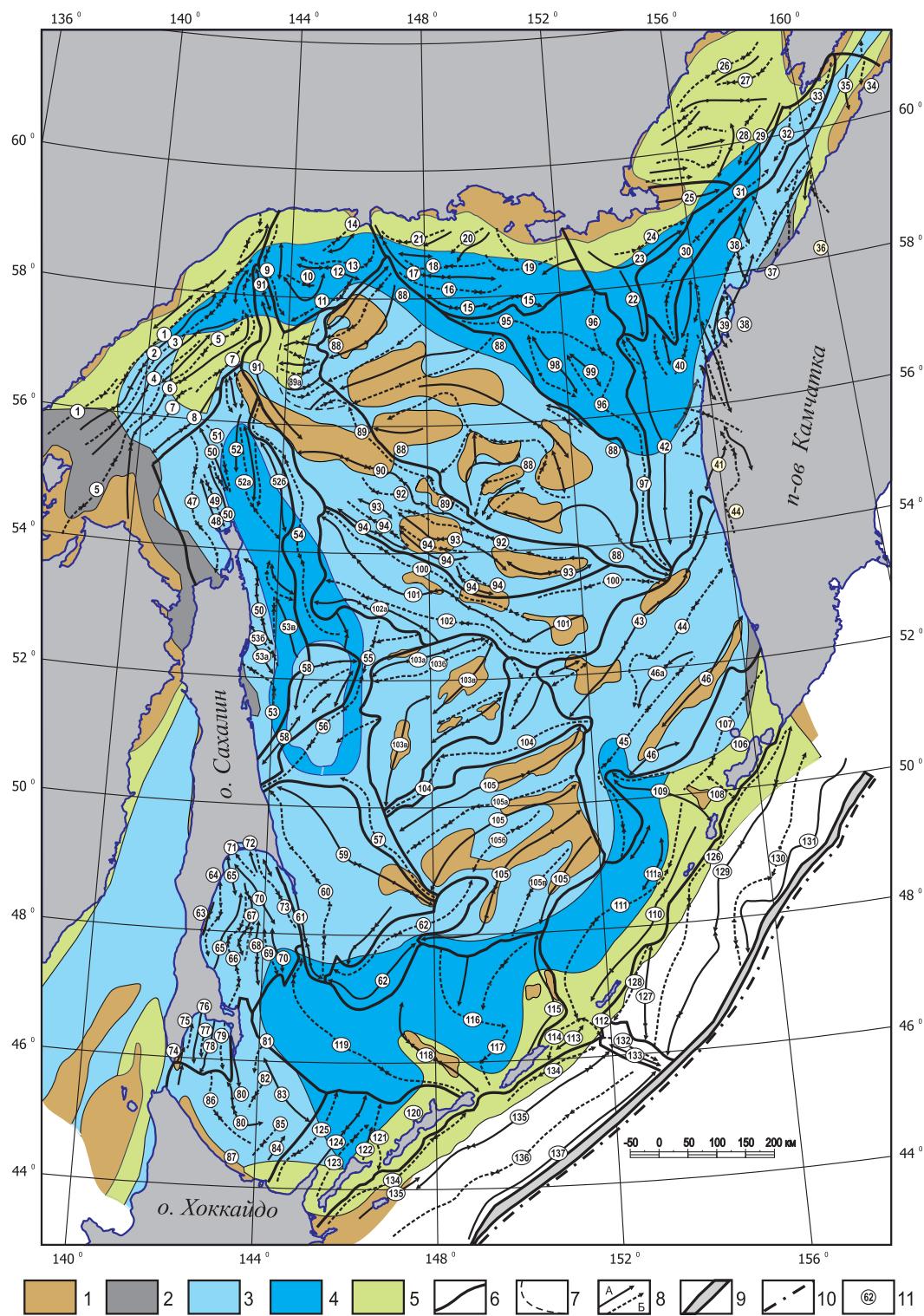


Рис. 10. Карта соотношения литофизических комплексов верхнемиоцен-плиоценового ($N_1^3-N_2$) сейсмостратиграфического комплекса – РССК IV (структурного яруса) (рис. 2, Г) со структурными зонами и с высокопорядковыми структурными элементами осадочного чехла Охотского моря (см. рис. 6).

1 – область отсутствия отложений (в период $N_1^3-N_2$); остальные условные обозначения на рис. 7.

Fig. 10. The map of correlations between lithophysical complexes of the Upper Miocene-Pliocene ($N_1^3-N_2$) seismo-stratigraphical complex/ structural layer (RSSC IV) (see Fig. 2, Г) and structural zones and high-order structural elements in the sedimentary cover of the Sea of Okhotsk (see Fig. 6).

1 – areas barren of sediments (during $N_1^3-N_2$). The legend is given in Fig. 7.

карт лиофизических комплексов в рамках четырех региональных сейсмостратиграфических комплексов (РССК I К₂-Р₁₋₂, РССК II Р₃-Н₁¹, РССК III Н₁¹⁻², РССК IV Н₁³-Н₂), которые в тектоническом отношении рассматриваются нами как структурные ярусы, включающие следующие лиофизические комплексы: 1 – алеврито-глинисто-песчаный терригенный с углами, 2 – песчано-алеврито-глинистый терригенный, 3 – алеврито-глинисто-кремнистый и 4 – песчано-алеврито-глинистый вулканогенный.

3. Тектоническое районирование осадочного чехла по структурным признакам выполнено в форме структурно-тектонической карты, которая, в отличие от опубликованной в 2006 г. подобной карты, существенно уточнена для района впадины Дерюгина и для прилегающих участков. Карта отражает ориентировку структурных элементов осадочного чехла, их морфологию, мощность осадков и амплитуды относительных поднятий и прогибов. На базе этой карты в зависимости от размеров, пространственного положения и ориентировки структурных элементов разных порядков проведено их объединение в тектонические системы и структурные зоны, включающие более мелкие по размерам структурные элементы в форме относительных

поднятий и прогибов.

4. На основании характера структурных рисунков выявляется, что высокопорядковые структурные элементы, ориентированные в северо-западном и субмеридиональном направлениях, формируют как правый, так и левый кулисный ряд. Структурные элементы северо-восточной ориентировки обычно образуют левый кулисный ряд.

5. Тектоническое районирование осадочного чехла по структурно-лиофизическим признакам выполнено на основании карт лиофизических комплексов четырех региональных сейсмостратиграфических комплексов (структурных ярусов), а также карты структурных зон и высокопорядковых структурных элементов осадочного чехла.

6. Составленные тектонические карты имеют большое значение для выявления закономерностей распределения рудных полезных ископаемых, газогидратов, нефте- и газопроявлений, а также для характеристики выделенных осадочно-породных бассейнов. Тектонические карты могут дать необходимую информацию как о пространственном распределении различных вещественных комплексов, так и о их тектонической структуре.

6. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Astakhov A.S., Gorbarenko S.A., Bakhareva G.A., Gretskaya E.V., Sattarova V.V., 2005. Distribution and accumulation rate of ore elements in Holocene and Late Glacial sediments of the Deryugin basin, Sea of Okhotsk. *Lithology and Mineral Resources* 40 (2), 97–113. <http://dx.doi.org/10.1007/s10987-005-0012-1>.
- Astakhov A.S., Wallmann K., Ivanov M.V., Kolesov G.M, Sattarova V.V., 2007. Distribution and accumulation rate of Hg in the Upper Quaternary sediments of the Deryugin basin, Sea of Okhotsk. *Geochemistry International* 45 (1), 47–61. <http://dx.doi.org/10.1134/S0016702907010041>.
- Astakhova N.V., Sattarova V.V., 2005. Geochemistry of the ferromanganese nodules in the central part of the Sea of Okhotsk. *Vulkanologiya i Seismologiya (Journal of Volcanology and Seismology)* (3), 29–33 (in Russian) [Астахова Н.В., Саттарова В.В. Геохимия железомарганцевых образований центральной части Охотского моря // Вулканология и сейсмология. 2005. № 3. С. 29–33].
- Astakhova N.V., Sorochinskaya A.V., 2001. Hydrothermal formations in the Deryugin basin sediments of the Sea of Okhotsk. *Oceanology* 41 (3), 429–437.
- Kosygin Yu.A., 1974. Principles of Tectonics. Nedra, Moscow, 216 p. (in Russian) [Косыгин Ю.А. Основы тектоники. М.: Недра, 1974. 216 с.].
- Kulinich R.G., Obzhirov A.I., 2003. Barite-carbonate mineralization, methane anomalies, and geophysical fields in the Deryugin basin, the Sea of Okhotsk. *Tikhookeanskaya geologiya (Russian Journal of Pacific Geology)* 22 (4), 35–40 (in Russian) [Кулинич Р.Г., Обжиров А.И. Барит-карбонатная минерализация, аномалии метана и геофизические поля во впадине Дерюгина (Охотское море) // Тихookeанская геология. 2003. Т. 22. № 4. С. 35–40].
- Obzhirov A.I., Astakhova N.V., Lipkina M.I., Vereshchagina O.F., Mishukova G.I., Sorochinskaya A.V., Yugai I.G., 1999. Gas-Geochemical Zoning and Mineral Associations of the Sea of Okhotsk Bottom. Dal'nauka, Vladivostok, 184 p. (in Russian) [Обжиров А.И., Астахова Н.В., Липкина М.И., Верещагина О.Ф., Мишукова Г.И., Сорочинская А.В., Югай И.Г. Газогеохимическое районирование и минеральные ассоциации дна Охотского моря. Владивосток: Дальннаука, 1999. 184 с.].
- Obzhirov A.I., Pestrikova N.L., Shakirov R.B., Vereshchagina O.F., Sorochinskaya A.V., Gresov A.I., Ageev A.A., Venikova A.L., Yanovskaya O.S., Korovitskaya E.V. 2007. Gas hydrate fields in the Sea of Okhotsk. *Vestnik DVO RAN* (1), 42–51 (in Russian) [Обжиров А.И., Пестрикова Н.Л., Шакиров Р.Б., Верещагина О.Ф., Сорочинская А.В., Гресов А.И., Агеев А.А., Веникова А.Л., Яновская О.С., Коровицкая Е.В. Районы газогидратопроявления в пределах Охотского моря // Вестник ДВО РАН. 2007. № 1. С. 42–51].
- Obzhirov A.I., Shakirov R.B., Maltseva E.V., Gresov A.I., Syrbu N.S., Okulov A.K. 2012. Methane distribution in water and sediments at the East Sakhalin coastal area, shelf and slope of the Sea of Okhotsk. *Vestnik DVO RAN* (6), 32–41 (in Russian).

sian) [Обжиров А.И., Шакиров Р.Б., Мальцева Е.В., Греков А.И., Сырбу Н.С., Окулов А.К. Распределение метана в воде и донных осадках на восточном сахалинском побережье, шельфе и склоне Охотского моря // Вестник ДВО РАН. 2012. № 6. С. 32–41].

Semakin V.P., Kochergin A.V., 2013. Tectonic zoning of the sedimentary cover in the Deryugin basin of the Sea of Okhotsk based on structural-material (lithophysical) indicators. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (4), 371–386. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2013-4-4-0107>.

Sergeev K.F., 2006. Tectonic Zoning and Hydrocarbon Potential of the Okhotsk Sea. Nauka, Moscow, 130 p. (in Russian) [Сергеев К.Ф. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря. М.: Наука, 2006. 130 с.].

Telegin Yu. A., 2011. Gas-geochemical researches in the Sea of Okhotsk. *Vestnik DVO RAN* (6), 60–63 (in Russian) [Телегин Ю.А. Газохимические исследования в Охотском море // Вестник ДВО РАН. 2011. № 6. С. 60–63].

Veselov O.V., Kudelkin V.V., Chukhontsev V.I., 2000. Specific features of distribution and genesis of gas hydrates in the Sea of Okhotsk. In: The Earth's crust structure and petroleum potential of regions at the North-Western Margin of the Pacific Ocean. Collection of Articles. Yuzhno-Sakhalinsk, Vol. 1, p. 32–37 (in Russian) [Веселов О.В., Куделькин В.В., Чухонцев В.И. Особенности распространения и образования газовых гидратов в Охотском море // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах северо-западной окраины Тихого океана: Сборник статей. Южно-Сахалинск, 2000. Т. 1. С. 32–37].



Семакин Виктор Петрович, с.н.с., лаб. геодинамики и морской геологии
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
693022, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1 Б, Россия
Тел.: (4242)793115; e-mail: veselov@imgg.ru

Semakin, Victor P., Senior Researcher, Lab. of Geodynamics and of Marine Geology
Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch of RAS
1 B Nauki street, Yuzhno-Sakhalinsk 693022, Russia
Tel.: (4242)793115; e-mail: veselov@imgg.ru



Кочергин Альберт Васильевич, канд. физ.-мат. наук, с.н.с., лаб. геодинамики и морской геологии
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
693022, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1 Б, Россия
Тел.: (4242)793115; e-mail: kochav@imgg.ru

Kochergin, Albert V., Candidate of Physics and Mathematics, Senior Researcher,
Lab. of Geodynamics and of Marine Geology
Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch of RAS
1 B Nauki street, Yuzhno-Sakhalinsk 693022, Russia
Tel.: (4242)793115; e-mail: kochav@imgg.ru



Питина Татьяна Иосифовна, инженер, лаб. геодинамики и морской геологии
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
693022, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1 Б, Россия
Тел.: (4242) 793115.

Pitina, Tatyana I., Engineer, Lab. of Geodynamics and of Marine Geology
Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch of RAS
1 B Nauki street, Yuzhno-Sakhalinsk 693022, Russia
Tel.: (4242)793115



FAULTING IN THE LITHOSPHERE AND ASSOCIATED PROCESSES: A REVIEW OF RESULTS OF THE ALL-RUSSIA TECTONOPHYSICS CONFERENCE HELD AT THE INSTITUTE OF THE EARTH'S CRUST, SIBERIAN BRANCH OF RAS

K. Zh. Seminsky, S. I. Sherman, A. V. Cheremnykh

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

Abstract: Results of the All-Russia conference “Faulting and associated processes in the lithosphere: tectonophysical analysis” are reviewed. It was held on 11–16 August 2014 at the Institute of the Earth’s Crust, Siberian Branch of RAS in Irkutsk, Russia. Several reports were presented by invited foreign researchers.

Key words: tectonophysics, faulting, lithosphere, seismic process, physical modeling and mathematical simulation of destruction, fluid and gas permeability of faults, structural control of mineralization and kimberlite magmatism.

Recommended by E.V. Sklyarov

Citation: Seminsky K.Zh., Sherman S.I., Cheremnykh A.V. 2014. Faulting in the lithosphere and associated processes: a review of results of the All-Russia tectonophysics conference held at the Institute of the Earth’s Crust, Siberian Branch of RAS. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (4), 1077–1082. doi:10.5800/GT-2014-5-4-0169.

РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЕ В ЛИТОСФЕРЕ И СОПУТСТВУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ: К ИТОГАМ ВСЕРОССИЙСКОГО СОВЕЩАНИЯ ПО ТЕКТОНОФИЗИКЕ В ИНСТИТУТЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ СО РАН

К. Ж. Семинский, С. И. Шерман, А. В. Черемных

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация: В статье подводятся итоги Всероссийского совещания с участием приглашенных исследователей из других стран «Разломообразование и сопутствующие процессы в литосфере: тектонофизический анализ», которое состоялось 11–16 августа 2014 года в Институте земной коры СО РАН (г. Иркутск).

Ключевые слова: тектонофизика, разломообразование, литосфера, сейсмический процесс, физическое и математическое моделирование процесса деструкции, флюидная и газовая проницаемость разломов, структурный контроль оруденения и кимберлитового магматизма.

С 11 по 16 августа 2014 года в г. Иркутске проходило Всероссийское совещание «Разломообразование и сопутствующие процессы в литосфере: тектонофизический анализ». Это четвертое совещание по тектонофизическим аспектам разломообразования, организованное Институтом земной коры СО РАН, в составе которого данное направление исследований развивает лаборатория тектонофизики. Темами трех предыдущих научных форумов были «Разломообразование в литосфере (тектонофизические аспекты)» (1991 г.), «Напряженное состояние литосферы, ее деформация и сейсмичность» (2003 г.) и «Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия» (2009 г.). Четвертое совещание, итоги которого рассматриваются в статье, было посвящено 65-летию ИЗК СО РАН, 35-летию лаборатории тектонофизики и 80-летнему юбилею ее основателя – профессора С.И. Шермана.

Организация тектонофизических исследований в Институте земной коры – реализация курса Сибирского отделения РАН, который в 70-х годах прошлого века был нацелен на развитие междисциплинарных исследований, наиболее эффективных в плане получения результатов высокой теоретической и прикладной значимости. Тектонофизика как наука зародилась в Советском Союзе и на первом этапе своего формирования охватывала круг проблем, связанных с механизмами формирования деформационных структурных элементов земной коры. В дальнейшем благодаря проведению широкомасштабных исследований статус тектонофизики кардинально изменился в двух ключевых позициях. Во-первых, исследованиями многих российских специалистов было показано подобие в главных закономерностях строения и формирования деформационных структур широкого спектра масштабов. В настоящее время подавляющее большинство тектонистов, изучающих различные по размерам объемы литосферы, считают ее иерархической структурированной средой, состоящей из блоков, окруженных подвижными зонами с пониженной (вследствие раздробленности) квазивязкостью субстрата. Во-вторых, объем и характер знаний, накопленных в тектонофизике за более чем полувековой период развития, таковы, что их значительная часть может быть успешно применена в геологической практике. Прежде всего это касается закономерностей формирования и строения разломов, с которыми связан широкий комплекс важных в прикладном отношении сопутствующих процессов (сейсмичность, флюидная активность, рудоотложение, миграция газов, активизация опасных инженерно-геологических явлений и др.).

Таким образом, к настоящему времени рамки тектонофизики существенно расширились, с одной стороны, за счет выхода на решение большой группы прикладных задач, обусловленных спецификой разломообразования, а с другой – в связи с необходимостью выявления механизмов формирования тектонических

структур литосферного уровня. Именно таким видел развитие тектонофизики ее основатель – Михаил Владимирович Гзовский. В этих условиях расширение тематик тектонофизических совещаний, посвященных разломообразованию в литосфере, и охват ими процессов, сопутствующих деструкции, являются закономерным следствием формирования новых теоретических и прикладных направлений данной науки.

В свете современных тенденций развития тектонофизики совещание, проведенное Институтом земной коры СО РАН в августе 2014 г., ставило своей целью не только рассмотреть новые достижения в области исследования механизмов разломообразования, но и установить роль тектонических нарушений в характере проявления сейсмической и флюидной активности, магматизма и оруденения, а также опасных инженерно-геологических процессов. Расширение тематики совещания способствовало тому, что на заседаниях, кроме постоянных участников тектонофизических конференций, присутствовали специалисты из смежных областей геологии и геофизики, объектом исследования которых являются процессы, сопутствующие разломообразованию. Это отличает данное совещание от предыдущих тектонофизических форумов, придавая ему вектор практической направленности, актуальный в плане современных социально-экономических реалий.

В работе совещания приняли очное и заочное участие 256 специалистов из 11 стран (Россия, Вьетнам, Монголия, Китай, Эстония, Украина, Франция, Грузия, Узбекистан, Кыргызстан, Израиль) (рис. 1). Материалы их исследований опубликованы в сборнике тезисов докладов (134 работы), с которым можно ознакомиться на сайте ИЗК СО РАН (<http://www.crust.irk.ru/images/upload/newsfond152/543.pdf>). На заседаниях было заслушано и обсуждено 94 доклада, сделанных представителями 22 научных и производственных организаций из 16 городов России и ближнего зарубежья. Актуальные вопросы разломообразования и сопутствующих процессов обсуждались разнопрофильными специалистами из академических институтов, вузов, а также производственных организаций (рис. 2), среди которых наиболее представительной была делегация от алмазодобывающей компании «АЛРОСА» ОАО (г. Мирный).

Основное внимание исследователей, собравшихся на совещание, было сосредоточено на трех главных научных проблемах: 1) динамика зонно-блоковой структуры литосферы; 2) зональность внутреннего строения активных разломных зон земной коры; 3) контроль сейсмической, магматической и флюидной активности состоянием и развитием структуры разломных зон. По типам решаемых задач и методическим подходам к исследованию доклады, представленные на совещании, делятся на шесть больших групп.

Доклады первой группы (А.В. Викулин, М.И. Кузьмин, Ю.О. Кузьмин, К.Г. Леви, К.Ж. Семинский,



Рис. 1. Группа участников совещания «Разломообразование и сопутствующие процессы в литосфере: тектонофизический анализ». Фото Л.Г. Калининой.

Fig. 1. The conference participants. Photo provided by L.G. Kalinina.

С.И. Шерман и др.) были посвящены общим вопросам тектонофизики, среди которых особое внимание уделялось исследованию механизмов деструкции литосферы, включая взаимоотношения двух ее главных элементов – плит (блоков) и окружающих их подвижных зон. Рассматривался характер воздействия внешних и внутренних по отношению к Земле факторов на состояние и делимость литосферы. Было убедительно продемонстрировано, что мобильные, в частности разломные, зоны являются индикаторами и концентраторами процессов, сопутствующих деструкции твердой оболочки Земли. В качестве территорий, опорных для проведения исследований, выступали геодинамически активные регионы России (восточно-европейская и западно-сибирская части РФ, Дальний Восток, Большой Кавказ, Восточная Сибирь) и других стран. Для участков коры, развивающихся в разных динамических режимах, представлены новые материалы по кинематике и напряженному состоянию плит и блоков. Особое внимание было акцентировано на проблеме выявления границ блоков, которая на современном уровне решается с применением комплекса методов (геологические, геофизические, спутниковые и др.), что позволяет выделять межблоковые зоны не только на поверхности Земли, но и в глубинном строении литосферы.

В докладах второй группы (Е.А. Баталева, Ж. Ган-

Очир, В.С. Имаев, Т.Т. Данг, Р.М. Лобацкая, О.В. Лунина, М.В. Родкин, В.В. Ружич, В.А. Саньков, Т.Ю. Тверитинова, А.В. Чипизубов, Ф.Л. Яковлев и др.) рассматривались актуальные вопросы формирования и строения разломных зон, в т.ч. активных на современном этапе тектогенеза. Проблематика научных сообщений определялась широкой тектонофизической трактовкой термина «разлом», под которым в данном случае понималось геологическое тело, представляющее систему парагенетически связанных разноранговых разрывов, возникших или активизировавшихся вследствие относительных движений блоков в ходе локализации деформации. Большинство докладов было посвящено обобщению закономерностей строения крупных разломных зон, специфике их проявления в чехле и фундаменте, парагенезисам разрывов 2-го порядка, а также выявлению разнотипных индикаторов этапности разломообразования. В свете тектонофизической трактовки разломов особое значение имеют представленные для обсуждения результаты комплексных исследований, в которых решались вопросы отражения разломных зон и особенностей их структуры в геофизических полях различной природы. Кроме возможностей картирования скрытых геодинамически активных зон, в этих докладах анализировались перспективы использования вариаций деформационных, электромагнитных, эманационных и других природ-



А.Ф. Еманов (А-СФ ГС СО РАН) и Н.В. Вилор (ИГХ СО РАН)

A.F. Emanov (Altai-Sayan Branch of SB RAS Geophysical Survey) and N.V. Vilor (Geochemistry Institute of SB RAS)



Ю.О. Кузьмин (ИФЗ РАН) и В.А. Саньков (ИЗК СО РАН)

Yu.O. Kuz'min (IPE RAS) and V.A. San'kov (IEC SB RAS)



А.В. Викулин (ИВиС ДВО РАН) и В.С. Имаев (ИЗК СО РАН)

A.V. Vikulin (IVS FEB RAS) and V.S. Imaev (IEC SB RAS)



Ф.Л. Яковлев (ИФЗ РАН) и С.А. Борняков (ИЗК СО РАН)

F.L. Yakovlev (IPE RAS) and S.A. Bornyakov (IEC SB RAS)



С.И. Шерман (ИЗК СО РАН), М.И. Лелюх (АК «АЛРОСА» ОАО) и В.И. Никулин (ВостСибНИИГиМС)

S.I. Sherman (IEC SB RAS), M.I. Lelyukh (JSC ALROSA) and V.I. Nikulin (VostSibNIIGGiMS)



П.В. Макаров (ИФПМ СО РАН) и К.Ж. Семинский (ИЗК СО РАН)

P.V. Makarov (ISPMS SB RAS) and K.Zh. Seminsky (IEC SB RAS)

Рис. 2. Моменты рабочих дискуссий. Фото Л.Г. Калининой.

Fig. 2. The conference in progress. Photos provided by L.G. Kalinina.

ных полей в качестве индикаторов опасных процессов, протекающих синхронно с разывообразованием. С данной тематикой тесно связаны доклады по сейсмо-геологической проблематике, в которых на новом уровне – с точки зрения механизмов деструкции – рассматривались парагенетические взаимоотношения процессов разломообразования и сейсмичности. Отличительной чертой решения актуальных вопросов палеосейсмологии было применение новых приемов и способов обработки информации по активным разломам и сейсмичности.

Основу докладов третьей группы (С.А. Борняков, И.А. Гарагаш, А.Г. Кирдяшкин, П.В. Макаров и др.) составили новые результаты, полученные при математическом и физическом моделировании. В последнем случае рассматривался процесс разрушения упруго-пластичных (влажная глина) и упругих (студни желатина) моделей, а также горных пород в лаборатории (небольшие образцы) и в натурных условиях (породный массив с разломом). Как следствие, широк круг проблем, решаемых в столь отличающихся по условиям физических экспериментах: выявление предвестников землетрясений и отработка приемов сброса критических напряжений в период сейсмической активизации, установление главных факторов рельефообразования в сдвиговых зонах литосферного масштаба, выявление закономерностей сегментной активизации разрывов для небольших участков породного массива и др. Отличительной чертой серии докладов, представленных по материалам математического моделирования, был учет влияния на разрушение процессов осадконакопления и денудации, а также использование в качестве структурной основы для расчета деформаций в конкретных природных регионах представлений о зонно-блоковом строении литосферы. При этом прогресс численных экспериментов состоит в том, что в большинстве исследований описание деформации и разрушения осуществлялось в рамках эволюционной задачи, которая обеспечивает возможность изучения процессов в динамике. Особую группу докладов составили исследования на основе теплофизического и петрологического моделирования механизма образования пород щелочно-земельной серии в зоне субдукции с учетом наиболее значимых сил, действующих в данной геодинамической обстановке. Во многих докладах рассматриваемой группы внимание акцентировалось на том, что значимость концептуальных геологических моделей усиливается после их проверки тестовыми геомеханическими расчетами.

Доклады четвертой группы (А.Ф. Еманов, В.С. Имаев, А.В. Ключевский, О.А. Кучай, Ю.Л. Ребецкий, С.В. Трофименко и др.) были посвящены взаимосвязям разломообразования и сейсмической активности, закономерностям протекания сейсмического процесса в разных геодинамических обстановках, выделению циклов активности и периодов неустойчивости, с которыми ассоциируются сильные сейсмические

события. Особое внимание при этом уделялось вопросам наведенной сейсмичности, связанной как с разработкой месторождений, так и с режимом эксплуатации водохранилищ. Отличительной особенностью докладов было акцентирование внимания на существовании и особенностях выявления медленных деформационных волн, использование комплекса параметров сейсмической активности для оценки напряженно-деформированного состояния коры на сейсмогенных глубинах, а также для выделения зон и областей (сейсмоструктур), где деструкция происходит с наибольшей интенсивностью.

Доклады пятой группы (А.С. Гладков, А.Ю. Кисин, М.И. Лелюх, В.М. Фомин и др.) были ориентированы на проблему структурного контроля рудных месторождений и алмазоносных кимберлитов. В нескольких докладах рассматривались объекты крупнейшей алмазоносной провинции России – Якутской, а также некоторых рудных регионов страны. Для обоих типов месторождений минерального сырья особое внимание уделялось определению этапности формирования разломной структуры и выявлению тектонофизических факторов контроля рудных тел. Главными из них были характер напряженно-деформированного состояния, зональность внутреннего строения разломных зон, парагенезисы рудоконтролирующих структур и стадийность их формирования. В то же время в ряде докладов подчеркивалась необходимость комплексного подхода к выявлению факторов контроля оруденения, в рамках которого тектонофизические и структурно-геологические методы должны сочетаться с геохимическими и геофизическими. Кроме вопросов контроля рудных и магматических тел разломами, рассматривались проблемы оценки влияния дизьюнктивов на степень безопасности горно-рудного производства, особенно актуальной для крупных карьеров Якутии и Кольского полуострова. Отдельные исследования касались взаимоотношений блоковой складчатости и рудообразования, нафтогенеза и сейсмичности. В частности, было отмечено, что тектонофизический подход к анализу морфоструктуры отражающих горизонтов перспективен для изучения закономерностей тектонического контроля месторождений углеводородов.

Основу докладов шестой группы (Ф.А. Летников, Ю.Ф. Мороз, С.В. Рассказов, О.М. Хлыстов и др.) составили результаты исследований флюидного переноса в зонах разломов, с одной стороны, и роли флюидов в процессе разломообразования – с другой. По последнему вопросу были представлены разные точки зрения: от полного отрицания до признания главенствующей роли газово-жидкой фазы в разывообразовании и даже инициировании сильных землетрясений. Кроме того, обсуждались традиционные для данной тематики вопросы временных вариаций выделения подземных газов в их взаимосвязи с сейсмической активностью, а также характер изменения флюидно-газовой среды после сильных сейсмических событий. Особый инте-

рес вызвала тема контроля разломами выделений газогидратов, создающих характерные формы рельефа на дне оз. Байкал.

В качестве итогов совещания его участники отметили следующее.

1. Расширение тематики тектонофизических совещаний, проходящих в г. Иркутске, за счет обсуждения сопутствующих разломообразованию процессов (сейсмичность, флюидная активность, рудоотложение, миграция газов, активизация опасных инженерно-геологических явлений и др.) придает научному форуму практическую направленность, что необходимо приветствовать в свете экономических тенденций, характерных для современной России.

2. Совещание способствовало решению на международном научном уровне серии фундаментальных проблем динамики зонно-блоковой структуры литосферы, выявления зональности внутреннего строения активных разломов земной коры, а также контроля со стороны структуры дизъюнктивных зон характера проявления сейсмической, магматической и флюидной активности.

3. Для прогрессивного развития тектонофизических исследований в области разломообразования и сопутствующих процессов необходима организация неформального сотрудничества разнопрофильных специали-

стов из научных и производственных организаций в решении одной задачи, изучении одного объекта или процесса.

4. Необходима всесторонняя поддержка (кадрами, оборудованием, программным обеспечением) серии важных направлений тектонофизических исследований в области разломообразования (структурно-вещественное, физическое экспериментальное и др.), которые активно развивались в предыдущие годы и по разным причинам испытывают трудности в настоящее время.

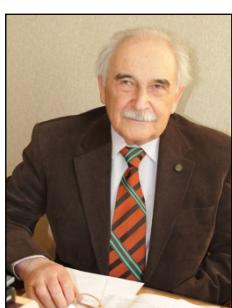
Кроме того, были приняты решения и рекомендации по вопросам периодичности проведения тектонофизических совещаний в г. Иркутске, порядку публикации докладов в издаваемом Институтом земной коры СО РАН электронном научном журнале «Геодинамика и тектонофизика» (<http://gt.crust.irk.ru>), формам взаимодействия ИЗК СО РАН с производственными организациями для решения прикладных задач и др.

Авторы статьи от имени оргкомитета Всероссийского совещания «Разломообразование и сопутствующие процессы в литосфере: тектонофизический анализ» выражают благодарность всем его участникам за активную работу, а также Российскому фонду фундаментальных исследований (грант № 14-05-20040) – за поддержку в организации научного мероприятия.



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



Шерман Семен Иойнович, 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



Черемных Александр Викторович, канд. геол.-мин. наук, с. н. с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел.: 89501404851; e-mail: cherem@crust.irk.ru

Cheremnykh, Alexander V., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel.: 89501404851; e-mail: cherem@crust.irk.ru