

<https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-2-0353>

SLOW DEFORMATION WAVES IN THE SEISMIC REGIME AND GEOPHYSICAL FIELDS AT THE NORTHERN MARGIN OF THE AMUR PLATE

S. V. Trofimenko^{1,2}, V. G. Bykov¹, N. N. Grib²

¹ Yu.A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far East Branch of RAS, Khabarovsk, Russia

² Technical Institute (branch) of M.K. Ammosov North-Eastern Federal University, Neryungri, Russia

Abstract: The interaction between the Amur, Pacific and Eurasian tectonic plates initiates seismic activity at the plate margins as well as in the plate periphery, as evidenced by intracontinental earthquakes. In the Amur plate, the dynamics of intercontinental seismicity is controlled by deformation wave fronts comprising a regular pattern of equidistant zones [Sherman, 2013]. According to [Trofimenko et al., 2015a, 2015b, 2016], maximum values of seismic activity in the range of magnitudes $2 \leq M \leq 4$ also form a sequence of spatial cells in the form of seismic clusters from the east (Sakhalin – Sakh) to the west (the western boundary of the Baikal rift zone – BRZ) (Fig. 1). One of the main characteristics of the seismic process is seismic activity migration given as sequential activation of seismogenic structures within the seismically active zones and on the global scale [Vikulin et al., 2012; Khain, Khalilov, 2008]. Direct observations show that crust deformation migrates from the Japan-Kuril-Kamchatka subduction zone towards the continent, and the estimated migration rates range from 10 to 140 km per year (e.g. [Ishii et al., 1978; Kasahara, 1979; Harada et al., 2003; Yoshioka et al., 2015]). In the Baikal and Amur regions (107–140°E), the fronts of deformation waves migrate at a rate of 5–20 km per year [Sherman, 2007, 2013]. Considering the order of magnitude, this rate is comparable to the rates of crust deformation migration from the Japan-Kuril-Kamchatka zone (10–100 km per year). Our studies show that the sequential activation of the seismic clusters in the northeastern segment of the Amur plate (Sakh – Tan-Lu – Al-St) occurs at a rate of 1000 km per year [Trofimenko et al., 2015a] (Fig. 1). In the meridional tectonic structures, the shifting chains of maximum seismicity values are sequentially replaced by minimum values (i.e. inversion zones). Based on the spatial cycles with the phase shift of the maximum seismic activity values at the rate of 1000 km per year, it is possible to represent the dynamics of seismicity in the form of a process initiated by long-period stress waves/deformations. According to [Mogi, 1968; Kasahara, 1979; Malamud, Nikolaevskii, 1989; Saprygin et al., 1997; Harada et al., 2003; Bykov, 2005, 2014; Sherman, 2007, 2013, 2014; Milyukov et al., 2013], slow deformation waves of the global and regional scale are generated at the margins of lithospheric plates. Under this concept, the migration rate of seismic activity and the spatial extent of seismic cycles can be identified as the velocity and length of deformation waves. Using the data on seismicity of the most active region of the Baikal rift zone – the northwestern segment of the Amur plate, we have studied the periodic components of seismicity along the entire northern boundary of the Amur plate. An indirect evidence of the existence of deformation waves is the migration of anomalies of geophysical fields and its correlation with the migration of seismic activity. The space-time anomalies of the magnetic and gravity fields were studied in the South Yakutian geodynamic polygon [Trofimenko, 1990; Trofimenko, Grib, 2003, 2016], and the indicators of deformation waves were revealed in the seismic regime and the geophysical fields at the northern margin of the Amur plate. The sequential manifestation of anomalies in the magnetic and gravity fields is

RESEARCH ARTICLE

Handling Editor: V.A. Sankov

Received: November 18, 2016

Revised: February 14, 2017

Accepted: February 24, 2017

For citation: Trofimenko S.V., Bykov V.G., Grib N.N., 2018. Slow deformation waves in the seismic regime and geophysical fields at the northern margin of the Amur plate. *Geodynamics & Tectonophysics* 9 (2), 413–426. doi:10.5800/GT-2018-9-2-0353.

Для цитирования: Трофименко С.В., Быков В.Г., Гриб Н.Н. Проявления медленных деформационных волн в сейсмическом режиме и геофизических полях северной окраины Амурской плиты // *Геодинамика и тектонофизика*. 2018. Т. 9. № 2. С. 413–426. doi: 10.5800/GT-2018-9-2-0353.

associated with the activation of latitudinal tectonic structures. Our estimations show that the geophysical anomalies migrate at different rates, from 100 to 1000 km per year. Based on the results obtained in our study and their comparison with other available data, the dynamics of seismicity along the northern margin of the Amur plate is identified as a wave process.

Key words: background seismicity; spatio-temporal model of seismicity; geophysical field; deformation waves; Amur plate

ПРОЯВЛЕНИЯ МЕДЛЕННЫХ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ВОЛН В СЕЙСМИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ АМУРСКОЙ ПЛИТЫ

С. В. Трофименко^{1, 2}, В. Г. Быков¹, Н. Н. Гриб²

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия

² Технический институт (филиал) Северо-Восточного федерального университета им. М.К. Аммосова, Нерюнгри, Россия

Аннотация: Взаимодействие Амурской плиты с Тихоокеанской и Евразийской тектоническими плитами инициирует сейсмическую активность как на ее границах, так и на периферии в виде внутриконтинентальных землетрясений. Динамика внутриконтинентальной сейсмичности Амурской плиты контролируется фронтами деформационных волн, которые образуют регулярную последовательность равноотстоящих зон [Sherman, 2013]. В работах [Trofimenko et al., 2015a, 2015b, 2016] показано, что максимумы сейсмической активности в интервале магнитуд $2 \leq M \leq 4$ также образуют последовательность пространственных ячеек в виде сейсмических кластеров в направлении с востока (Сахалин – Sakh) на запад (западная граница Байкальской рифтовой зоны – BRZ) (рис. 1). Одной из основных характеристик сейсмического процесса является миграция сейсмической активности в виде последовательной активизации сейсмогенных структур как в пределах выбранных сейсмоактивных зон, так и в глобальном масштабе Земли [Vikulin et al., 2012; Khain, Khalilov, 2008]. Кроме того, прямыми наблюдениями была зафиксирована миграция деформаций земной коры из Японо-Курило-Камчатской зоны субдукции в сторону континента, ее скорость оценивается в 10–140 км/год (например [Ishii et al., 1978; Kasahara, 1979; Harada et al., 2003; Yoshioka et al., 2015]). На территории Прибайкалья и Приамурья (107–140 °E) скорость перемещения фронтов деформационных волн составляет 5–20 км/год [Sherman, 2007, 2013] и по порядку величины сравнима со скоростью миграции деформаций земной коры (10–100 км/год) из Японско-Курило-Камчатской зоны. Наши исследования показывают, что последовательная активизация сейсмических кластеров в пределах северо-восточного сегмента Амурской плиты (Sakh – Tan-Lu – Al-St) происходит со скоростью 1000 км/год [Trofimenko et al., 2015a] (рис. 1). Установлено, что в меридиональных тектонических структурах цепочки смещения максимумов сейсмичности последовательно сменяются минимумами в виде зон инверсии. Пространственные циклы с фазовым смещением максимумов сейсмической активности со скоростью 1000 км/год дают возможность представить динамику сейсмичности в виде процесса, инициированного длиннопериодными волнами напряжений (деформаций). В рамках концепции медленных деформационных волн глобального и регионального масштаба, которые генерируются на границах литосферных плит [Mogi, 1968; Kasahara, 1979; Malamud, Nikolaevskii, 1989; Saprygin et al., 1997; Harada et al., 2003; Vykov, 2005, 2014; Sherman, 2007, 2013, 2014; Milyukov et al., 2013], скорость миграции сейсмической активности и пространственную протяженность сейсмических циклов можно идентифицировать как скорость и длину деформационных волн. Привлечение материалов по сейсмичности наиболее активной области Байкальской рифтовой зоны – северо-западного сегмента Амурской плиты – позволило получить новые результаты о периодических компонентах сейсмичности вдоль всей северной границы Амурской плиты. Косвенными доказательствами существования деформационных волн служит миграция аномалий геофизических полей и ее корреляция с миграцией сейсмической активности. Исследования пространственно-временных аномалий магнитного поля и поля силы тяжести на геодинамическом полигоне Южной Якутии [Trofimenko, 1990; Trofimenko, Grib, 2003, 2016] позволили зафиксировать проявления признаков деформационных волн в сейсмическом режиме и геофизических полях северной окраины Амурской плиты. Последовательное проявление аномалий в магнитном и гравитационном поле ассоциировано с активизацией широтных тектонических структур. Установлено, что миграция геофизических аномалий происходит с различной скоростью – от 100 до 1000 км/год. Полученные в нашем исследовании результаты и их сопоставление с известными данными дают возможность идентифицировать динамику сейсмичности вдоль северной границы Амурской плиты как волновой процесс.

Ключевые слова: фоновая сейсмичность; пространственно-временная модель сейсмичности; геофизическое поле; деформационные волны; Амурская плита

1. ВВЕДЕНИЕ

Медленные деформационные волны возбуждаются главным образом естественными процессами в земной коре и литосфере и проявляются в изменениях сейсмического режима и геофизических полей.

Взаимодействие Амурской плиты с Тихоокеанской и Евразийской тектоническими плитами инициирует сейсмическую активность как на ее границах, так и на периферии в виде внутриконтинентальных землетрясений. Сильные землетрясения с магнитудой $M > 6$ происходили и происходят в этой области на активных восточной (о. Сахалин – Sakh) [Levin et al., 2008] и западной (Байкальская рифтовая зона – BRZ) окраинах Амурской плиты [Gorbunova, Sherman, 2016], а также вдоль ее северной границы (Al-St), в зонах сочленения меридиональных и широтных активных структур [Imaev et al., 2003; Rogozhin et al., 2007; Ovsyuchenko et al., 2009a, 2009b, 2010; Imaeva et al., 2012].

Наибольшая плотность эпицентров землетрясений с магнитудой $M > 3$ фиксируется вдоль наиболее активной северной границы Амурской плиты. При удалении от этой границы количество землетрясений уменьшается, однако центр Амурской плиты пересекается широтной зоной землетрясений с магнитудой $M > 5$, контролируемой системой разломов Тан-Лу (Tan-Lu) (рис. 1). Около 70 % общего количества землетрясений составляют события с магнитудой $2 \leq M \leq 4$.

Динамика внутриконтинентальной сейсмичности Амурской плиты контролируется фронтами деформационных волн, которые образуют регулярную последовательность равноотстоящих зон [Sherman, 2013]. В работах [Trofimenko et al., 2015a, 2015b, 2016] показано, что максимумы сейсмической активности в интервале магнитуд $2 \leq M \leq 4$ также образуют последовательность пространственных ячеек в виде сейсмических кластеров в направлении с востока (Сахалин – Sakh) на запад (западная граница Байкальской рифтовой зоны – BRZ) (рис. 1).

Одной из основных характеристик сейсмического процесса является миграция сейсмической активности, инициируемая волновыми геодинамическими процессами, в виде последовательной активизации сейсмогенных структур как в пределах выбранных сейсмоактивных зон, так и в глобальном масштабе Земли [Vikulin et al., 2012; Khain, Khalilov, 2008].

Наличие фронтов деформационных волн определено прямыми наблюдениями за миграцией деформаций земной коры из Японо-Курило-Камчатской зоны субдукции в сторону континента, скорость которой оценивается в 10–140 км/год [Ishii et

al., 1978; Kasahara, 1979; Harada et al., 2003]. Скорость перемещения фронтов деформационных волн на территории Прибайкалья и Приамурья (107–140° E) составляет 5–20 км/год [Sherman, 2007, 2013] и по порядку величины сравнима со скоростью миграции деформаций земной коры.

Наши исследования показывают, что последовательная активизация сейсмических кластеров в пределах северо-восточного сегмента Амурской плиты $\lambda > 120^\circ$ E (Sakh – Tan-Lu – Al-St) происходит со скоростью около 1000 км/год [Trofimenko et al., 2015a]. Для данного сегмента установлено, что в меридиональных тектонических структурах цепочки смещения максимумов сейсмичности последовательно сменяются минимумами в виде зон инверсии. Статистический и кластерный анализ пространственно-временного распределения эпицентров землетрясений в северо-западном сегменте Амурской плиты $\lambda < 120^\circ$ E (BRZ) позволил получить новые результаты о периодических компонентах сейсмичности вдоль всей северной границы Амурской плиты от ее восточной (Sakh) до западной окраины (BRZ).

В рамках концепции медленных волн деформаций, которые генерируются на границах литосферных плит и блоков [Mogi, 1968; Kasahara, 1979; Malamud, Nikolaevskii, 1989; Saprygin et al., 1997; Di Giovambattista, Tyupkin, 2001; Harada et al., 2003; Bykov, 2005, 2014, 2015; Sherman, 2007; Milyukov et al., 2013], скорость миграции сейсмической активности и пространственную протяженность сейсмических циклов можно идентифицировать как скорость и длину деформационных волн.

Анализ вариаций геофизических полей показал, что в ряде случаев выявляются аномалии, которые последовательно фиксируются в геофизических пунктах наблюдений, расположенных вблизи активных тектонических структур. Исследования пространственно-временных соотношений аномалий магнитного поля и поля силы тяжести на геодинамическом полигоне Южной Якутии [Trofimenko, 1990; Trofimenko, Grib, 2003, 2016] позволили выделить идентичные серии последовательной активизации, которые допускают наличие единого источника возмущения геофизических полей. Периодичность возникновения аномалий геофизических полей, сопоставимая с изменением сейсмической активности, может быть проявлением признаков деформационных волн в сейсмическом режиме и геофизических полях.

Мотивацией для исследований, результаты которых представлены в данной статье, послужило стремление выделить волновые проявления в сейсмическом процессе северо-западного сегмента Амурской плиты и рассмотреть эффекты неприливных изменений силы тяжести и вариаций маг-

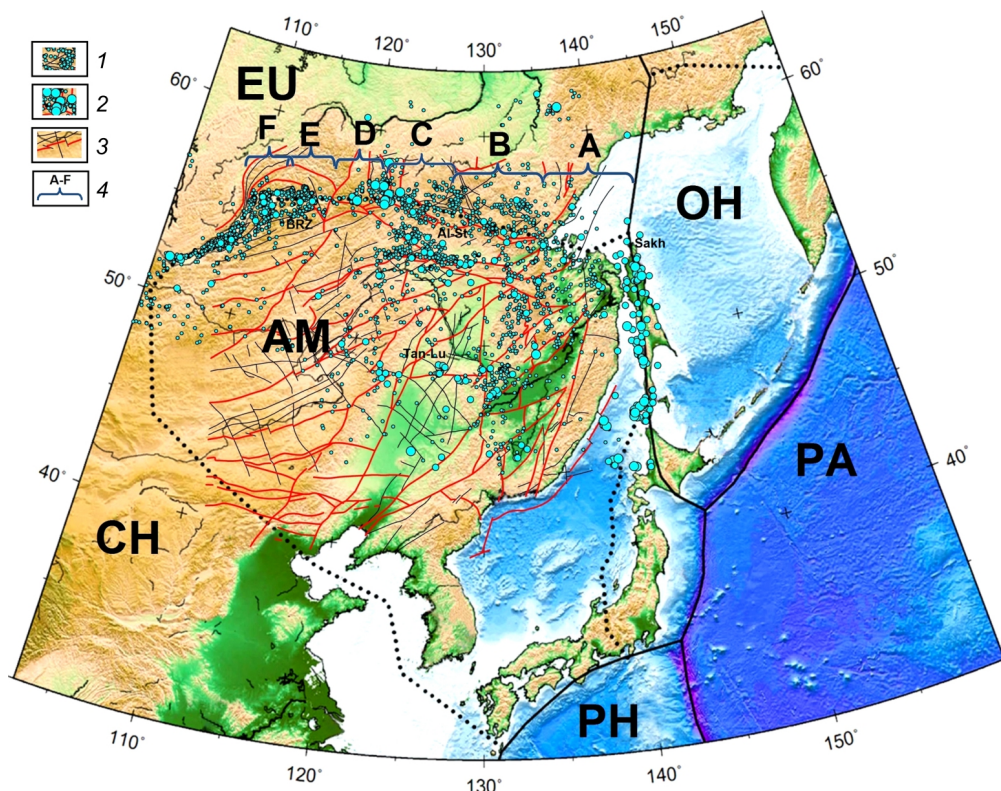


Рис. 1. Распределение эпицентров землетрясений в зоне взаимодействия Амурской, Евразийской и Охотской литосферных плит.

1 – границы литосферных плит: EU – Евразийская, PA – Тихоокеанская, CH – Китайская, PH – Филиппинская, OK – Охотская; 2 – эпицентры землетрясений; 3 – основные тектонические нарушения; 4 – пространственные циклы сейсмической активности.

Fig. 1. Distribution of earthquake epicenters in the interaction zone of the Amur, Eurasian and Okhotsk lithospheric plates.

1 – boundaries of the lithosphere plates: EU – Eurasian, PA – Pacific, CH – Chinese, PH – Philippine, OK – Okhotsk; 2 – epicenters of earthquakes; 3 – main tectonic faults; 4 – spatial cycles of seismic activity.

нитного поля с новых позиций волновой геодинамики.

2. ПРОЯВЛЕНИЕ МЕДЛЕННЫХ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ВОЛН В СЕЙСМИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ

2.1. КРАТКАЯ МЕТОДИКА АНАЛИЗА

Для построения пространственно-временных моделей сейсмичности исследуемая территория (северо-западный сегмент Амурской плиты $\lambda < 120^\circ$ E) разделяется на отдельные прямоугольные кластеры шириной $\varphi \approx (1-2)^\circ$, вытянутые вдоль меридианов, что дает размер кластеров порядка $\varphi \times \lambda \approx (60-120) \times 240^\circ$ км². Далее рассчитывается количество сейсмических событий по каждому кластеру и определяется максимум событий, отнесенный к определенному месяцу года [Trofimenko et al., 2015a].

Для уменьшения случайных погрешностей проводится сглаживание исходных данных в скользящем окне из трех месяцев. Усреднение исходных

данных во временном интервале, равном трем месяцам, и отнесение моментов времени к середине интервала усреднения дают погрешность (неопределенность) положения максимумов ± 1.5 месяца. В результате расчетов для каждого кластера определяется средний период прохождения максимума в днях от начала года, отнесенный к среднему значению долготы кластера. Эти величины используются для расчета скорости смещения максимумов сейсмичности. По максимумам пространственной корреляции сейсмичности в отдельных кластерах рассчитываются скорость и длина деформационной волны.

2.2. ПРОСТРАНСТВЕННЫЙ ПЕРИОД МАКСИМУМОВ СЕЙСМИЧНОСТИ

Статистические расчеты периодов максимумов годовой активности по каждому кластеру позволяют выделить три подобных пространственно-временных цикла миграции максимумов сейсмической активности в северо-западном сегменте

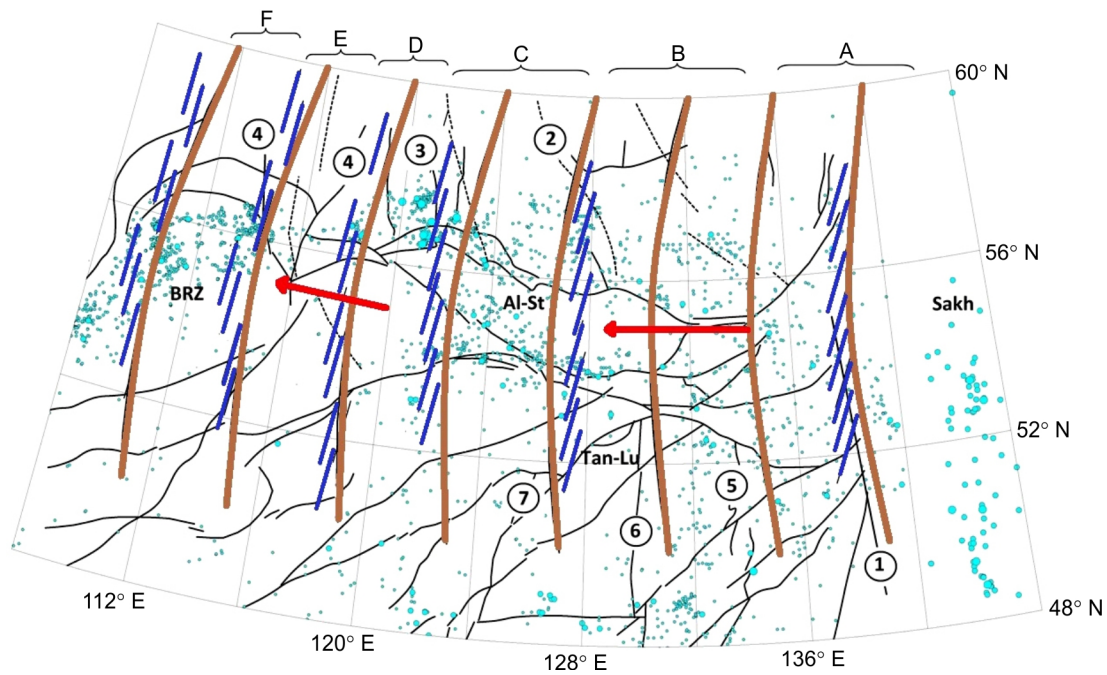


Рис. 2. Пространственное расположение зон инверсии сейсмичности в годовых циклах относительно фронтов деформационных волн и меридиональных структур.

Зоны инверсии выделены штриховкой. На схему вынесены активные тектонические нарушения зоны Тан-Лу, Алдано-Станового блока (А–С) и Байкальской рифтовой зоны (BRZ). Цифрами в кружках обозначены разломы: 1 – Лимурчанский, 2 – Тыркандинский, 3 – система Темулякитских меридиональных разломов, 4 – меридиональные структуры восточного фланга Байкальской рифтовой зоны, 5 – Гастахский, 6 – Западно-Туранский, 7 – Лево-Минский. Пунктиром показаны субмеридиональные межблоковые разломы Алданского щита. Стрелками показано направление смещения фронтов деформационных волн (показаны дугами) и миграции максимумов сейсмической активности в годовых циклах.

Fig. 2. The spatial pattern of seismicity inversion zones in the annual cycles relative to the fronts of deformation waves and meridional structures.

The zones of inversion are marked by hatching. The scheme shows the active tectonic faults of the Tan-Lu zone, the Aldan-Stanovoi block (A–C), and the Baikal rift zone (BRZ). Numbers in the circles indicate faults: 1 – Limurchan, 2 – Tyrkanda, 3 – Temulyakit meridional fault system, 4 – meridional structures of the eastern flank of the Baikal rift zone, 5 – Gastakh, 6 – West Turan, 7 – Levo-Minsky. The dashed line shows the submeridional interblock faults of the Aldan Shield. The arrows indicate the displacement directions of the deformation wave fronts (shown by arcs) and the migration of the maximum seismic activity values in the annual cycles.

$\lambda < 120^\circ$ Е Амурской плиты. С учетом прежних результатов [Trofimenko et al., 2015a] по северо-восточному сегменту $\lambda > 120^\circ$ Е вдоль всей северной границы Амурской плиты выделено шесть пространственных циклов (циклы А, В, С, D, E, F) (см. рис. 1).

В северо-западном сегменте максимумы сейсмической активности в кластерах с синхронным проявлением отстоят в пространстве между циклами D, E на 4.5° , $(3.0-4.0)^\circ$ и 3.0° , а между циклами E, F – на равном расстоянии 4.0° . В среднем пространственный период равен $L_{D-F} = (3.8 \pm 0.5)^\circ$, что для указанного диапазона широт соответствует расстоянию в 210–270 км.

Согласно [Trofimenko et al., 2015a], в северо-восточном сегменте максимумы сейсмической активности в кластерах с синхронным проявлением в течение года отстоят в пространстве между циклами А, В на 6.38° , 7.16° и 6.8° , а между циклами В, С – на 8.58° ,

7.91° , 6.98° , 7.01° , соответственно. В среднем пространственный период равен $L_{A-C} = (7.26 \pm 0.74)^\circ$, что для этого диапазона широт соответствует расстоянию в 360–420 км. Половина данного интервала составляет в среднем $L_{A-C}/2 = (3.5-4.0)^\circ \approx L_{D-F}$.

Особенность пространственного распределения сейсмичности вдоль северной границы Амурской плиты заключается в том, что в определенных временных интервалах цепочки максимумов сейсмичности сменяются цепочками минимумов. Это явление фиксируется в пределах меридиональных тектонических неоднородностей, которые мы идентифицировали как зоны инверсии сейсмичности (рис. 2).

2.3. СКОРОСТЬ СМЕЩЕНИЯ МАКСИМУМОВ СЕЙСМИЧНОСТИ

Методом линейной аппроксимации из регрессионных уравнений проведена оценка средней скоро-

сти смещения максимумов сейсмической активности в каждом из трех циклов – D, E, F.

Вычисления для северо-западного сегмента $\lambda < 120^\circ$ E при среднем значении широты 55° дают величину скорости -953 км/год, -1033 км/год и -725 км/год для циклов D, E и F, соответственно. Среднее значение модуля скорости по северо-западному сегменту составляет $U_{D-F} \approx -(913 \pm 110)$ км/год.

Для северо-восточного сегмента $\lambda > 120^\circ$ E скорости равны: $U_A = -950$ км/год, $U_B = -1170$ км/год и $U_C = -986$ км/год для пространственных циклов A, B и C, соответственно. Знак минус означает смещение максимумов сейсмичности в западном направлении. Среднее значение скорости смещения максимумов сейсмической активности в северо-восточном сегменте равно $U_{A-C} = 1000-1022$ км/год или $U_{A-C} = (16.2 \pm 1.2)$ град/год с относительной погрешностью 7%. По всей северной границе Амурской плиты $U_{A-F} \approx -(976 \pm 124)$ км/год или порядка 1000 км/год.

3. ПРОЯВЛЕНИЯ МЕДЛЕННЫХ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ВОЛН В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ

Магнитометрические и гравиметрические наблюдения на Южно-Якутском геодинамическом полигоне протяженностью около 120 км проводились в 1980–1985 гг. Размеры полигона были выбраны таким образом, чтобы максимально охватить систему субширотных активных разломов (рис. 3): зону влияния Южно-Якутского разлома и различных ветвей Становой системы разломов.

Для гравиметрических наблюдений были использованы 11 постоянных геодезических пунктов (GP1–GP11) вдоль трассы от п. Нагорный до г. Нерюнгри (рис. 3). Магнитометрические пункты (MP1–MP11) отнесены от гравиметрических на расстояние не более 100 м.

Анализ вариаций геофизических полей показал, что в ряде случаев выявляются аномалии, которые последовательно регистрируются в геофизических пунктах наблюдений, приуроченных к различным тектоническим структурам.

На рис. 4 представлены результаты повторных магнитометрических наблюдений. Для всех пунктов характерны квазипериодические изменения длительностью от 3–6 месяцев до 1.0–2.5 года. Исключение составляет пункт MP11 с устойчивым линейным трендом после 1981 г. В пунктах MP1 и MP3 аномалии проявляются одинаковым образом. Коэффициент корреляции, определенный по среднемесячным данным, равен $k_{1-3} = 0.7$, а по осредненным данным за пять месяцев – 0.83. Так как пункты расположены на разных бортах Южно-Станового

разлома (см. рис. 3), высокий коэффициент корреляции может означать, что вариации магнитного поля в этих пунктах вызваны единым источником – геодинамическими процессами в зоне Южно-Станового разлома. И наоборот, коэффициент корреляции между пунктами, расположенными в зонах влияния различных разломов, например MP4 (северная ветвь Южно-Станового разлома) и MP5 (Верхне-Гонамский разлом), незначителен и равен $k_{4-5} = 0.31-0.38$.

Зоны разломов вмещают породы с «аномальными физико-механическими, геолого-геофизическими, флюидо-геохимическими и другими характеристиками» [Kuzmin, 2014]. Отличие этих характеристик в разломах приводит к аномалиям разного знака в один и тот же период наблюдений (серия 3, рис. 4), к последовательной активизации разломных зон (серии 1, 2, 5) или к разномасштабным аномалиям по длительности и амплитуде (серия 4).

Последовательное развитие магнитных аномалий в пространстве (серии 1, 2, 5) может служить косвенным подтверждением влияния деформационных волн на геофизические процессы в разломных зонах.

На рис. 5 показаны вариации силы тяжести в виде накопленных разностей (эволюционные графики) относительно пункта GP8 (см. рис. 3). Из графиков следует, что изменения силы тяжести проявляются как в отдельных пунктах, так и одновременно в пунктах всего полигона. Средняя величина амплитуд вариаций от 0.05 до 0.10 мГал. По характеру изменения Δg можно выделить пункты с длиннопериодным изменением Δg (GP 6, 7) от 1.0 до 2.5 года и короткопериодными вариациями до трех-шести месяцев (GP 1, 3–5, 9–11). Аномальное изменение поля Δg в 1981–1982 гг. проявилось на всех пунктах: в виде минимума – на GP 1–4, 6 и GP 9, 10 и максимума – на GP 5, 7.

В первой серии последовательной активизации геофизических параметров разломных зон (рис. 5) аномалия проявилась на пункте GP7 и приблизительно в течение трех месяцев распространялась в южном направлении со скоростью порядка $v_{g1} \approx -50/3 \cdot 12 \approx -200$ км/год. Во второй серии (рис. 5) в течение месяца аномалия последовательно перемещалась от пункта GP1 до пункта GP11 со скоростью $v_{g2} \approx 100/1 \cdot 12 \approx 1200$ км/год.

По магнитометрическим наблюдениям получены следующие оценки скоростей (см. рис. 4): серия 1 – $v_{m1} \approx -100/6 \cdot 12 \approx -200$ км/год; серия 2 – $v_{m2} \approx 100/1 \cdot 12 \approx 1200$ км/год; серия 3 – $v_{m3} \approx 100/1 \cdot 12 \approx 1200$ км/год; серия 4 – $v_{m4} \approx 50/4 \cdot 12 \approx 150$ км/год.

Таким образом, скорости перемещения аномалий магнитных и гравитационных полей удивительно хорошо совпадают, что может означать миграцию с такой же скоростью единого источника

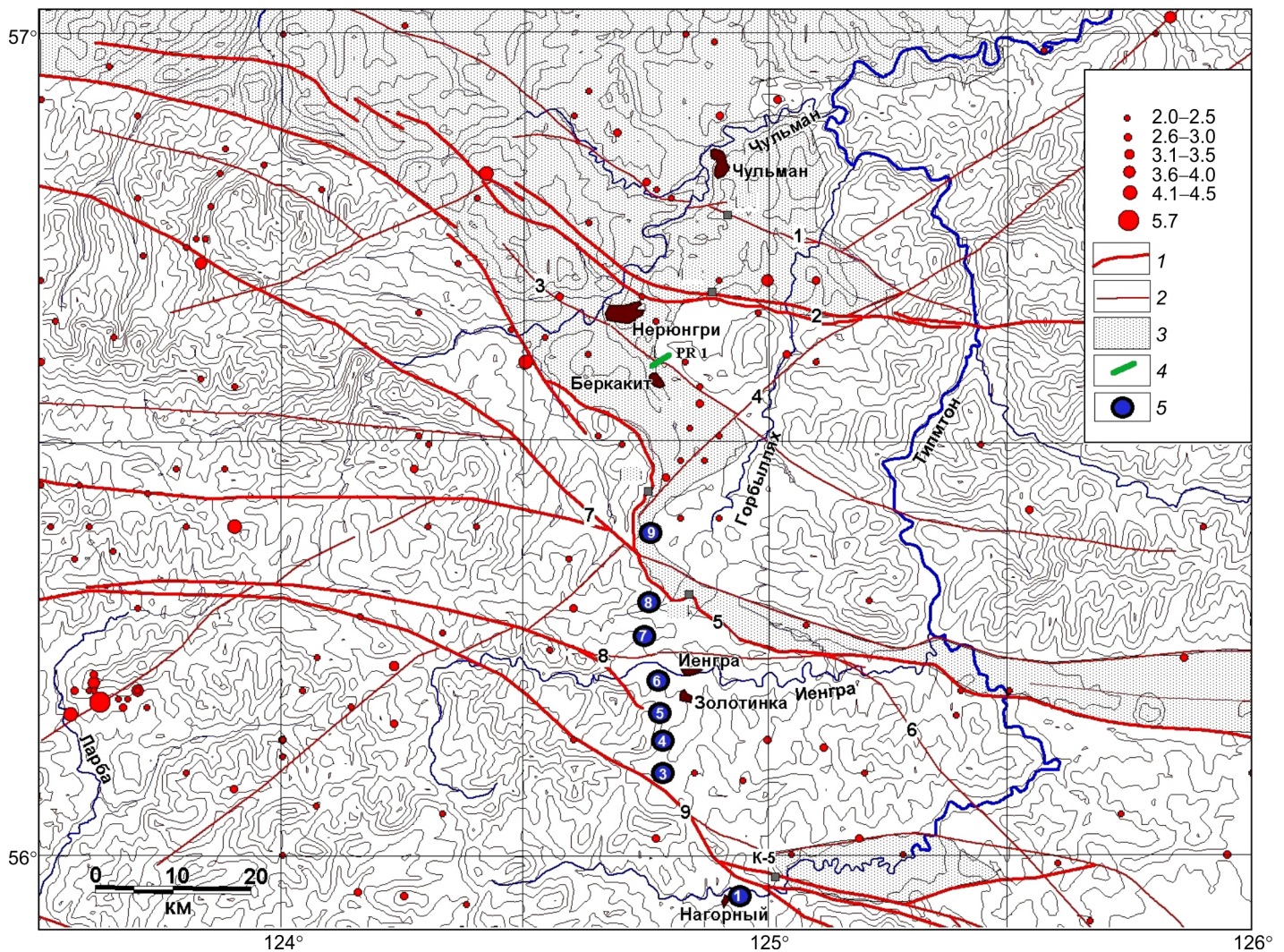


Рис. 3. Активные разломы и сейсмичность Южной Якутии [Ovsyuchenko et al., 2009b].

1–2 – активные разломы (1 – основные; 2 – второстепенные): 1 – Кабактинский, 2 – Нижне-Нерюнгринский, 3 – Беркакитский, 4 – Суннагино-Ларбинский, 5 – Южно-Якутский, 6 – Верхне-Гонамский, 7 – Северо-Становой, 8 – Южно-Становой (северная ветвь), 9 – Южно-Становой (основная ветвь); 3 – мезозойские отложения Южно-Якутской системы впадин; 4 – профиль детальных геофизических исследований; 5 – пункты геодинамического профиля (GP1–GP11, MP1–MP11) и их номера.

Fig. 3. Active faults and seismicity of South Yakutia [Ovsyuchenko et al., 2009b].

1–2 – active faults (1 – main, 2 – secondary): 1 – Kabakta, 2 – Nizhne-Neryungrinsky, 3 – Berkakit, 4 – Sunnagino-Larbinsky, 5 – South Yakutian, 6 – Verkhne-Gonamsky, 7 – North Stanovoi, 8 – South Stanovoi (northern branch), 9 – South Stanovoi (main branch); 3 – Mesozoic deposits of the South Yakutian system of depressions; 4 – detailed geophysical survey profile; 5 – points of the geodynamic profile (GP1–GP11, MP1–MP11) and their numbers.

возмущений напряженного состояния земной коры, инициирующего тектономагнитные и гравитационные эффекты. Этим источником может быть миграция деформаций земной коры или деформационные волны. Скорость таких волн в зонах разломов по данным о быстрой миграции сейсмической активности [Barabanov et al., 1994], радоновых, электрокинетических и гидрогеодинамических сигналов [Nikolaevskii, 1996] может достигать 300–3000 км/год (1–10 км/сут). В этот же интервал попадают полученные скорости перемещения аномалий магнитного поля и поля силы тяжести.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

4.1. ВОЛНОВАЯ ДИНАМИКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Синхронизация максимумов сейсмической активности в годовых циклах через пространственный интервал $L_{A-C} = (7.260 \pm 0.74)^\circ$ в северо-восточном сегменте Амурской плиты и $L_{D-F} = (3.80 \pm 0.5)^\circ$ – в северо-западном (см. рис. 2) отражает структурное подобие геофизической среды и ее блоковую делимость. Параметр L_{A-C} соответствует двукратному размеру тектонических неоднородностей $L_{\text{геоф}}$, вы-

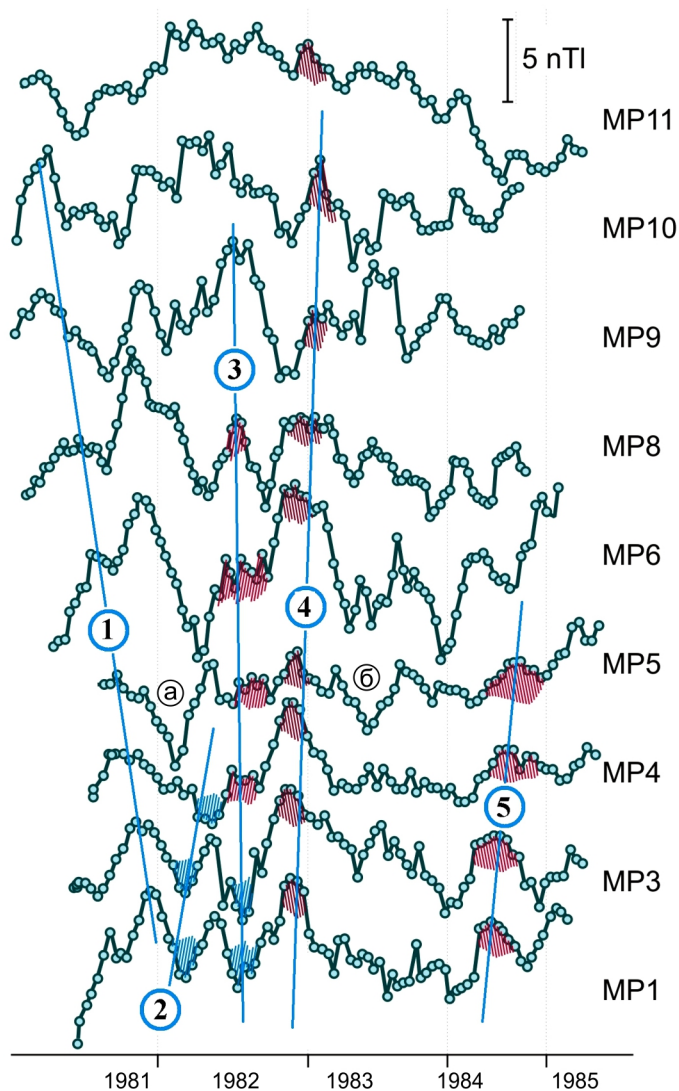


Рис. 4. Вариации относительных приращений магнитного поля Южно-Якутского геодинамического полигона. Положение пунктов МР1–МР11 показано на рис. 3. Отдельные минимумы и максимумы вариаций выделены синим и красным цветом. Прямые линии соединяют последовательные максимумы (минимумы) вариаций магнитного поля.

Fig. 4. Variations in the relative increments of the magnetic field in the South Yakutian geodynamic polygon. The MP1–MP11 – magnetic observation points (see the locations in Fig. 3). Individual minimum and maximum values of the magnetic field variations are highlighted in blue and red, respectively. Straight lines connect the sequential maximum (minimum) variations in the magnetic field.

явленных по аномалиям геофизических полей [Trofimenko, 2010] и блоковой делимости Алданского щита [Stognii et al., 1996]: $L_{\text{геоф}} \approx L_{D-F} \approx 1/2 L_{A-C}$.

Это соотношение указывает на связь пространственного периода сейсмоактивных кластеров в настоящее время (инструментальный период) с меридиональными тектоническими структурами. В

восточной зоне конвергентного взаимодействия Амурской и Евразийской литосферных плит это Итун-Иланская ($132\text{--}134^\circ$ E и Тыркандинская ($127\text{--}130^\circ$ E разломные зоны [Imaeva et al., 2012]; в центральной части – система Темулякитских разломов в области ($121\text{--}122^\circ$ E [Imaev et al., 2003; Rogozhin et al., 2007; Ovsyuchenko et al., 2010]. В системе разломов Тан-Лу период ($L_{\text{геоф}}$) проявляется в расположении субмеридиональных Лимурчанского, Гастахского, Западно-Туранского и Ливо-Минского разломов.

Протяженность циклов D, E, F западнее 120° E меридиана также можно сопоставить с тектоническими структурами меридионального заложения. В пределах ($116\text{--}117.5^\circ$ E) проходит меридиональный Чаро-Ленский разлом или близкий к нему Западно-Алданский разлом [Stognii et al., 1996]. В области меридианов 113.5° E и 110° E выделены локальные меридиональные структуры субмеридиональной и северо-северо-западной ориентировки [Lunina et al., 2012].

Если в западном сегменте все разломы относятся к сейсмически активным, то в восточном сегменте – только Тыркандинский ($127\text{--}130^\circ$ E) и Темулякитский ($121\text{--}122^\circ$ E). Отсюда следует, что протяженность циклов сейсмической активности вдоль северной активной окраины Амурской плиты (L_{D-F} , L_{A-C}) обусловлена современными активными меридиональными геологическими структурами. Одной из причин вариаций пространственного периода L_{A-C} может быть изменение направления осей сжатия-расширения в области ($120\text{--}122^\circ$ E – окрестности полюса вращения Амурской плиты [Barth, Wenzel, 2010; Timofeev et al., 2012; Sankov, 2014].

В работе [Sherman, 2013] показаны фронты деформационных волн, которые на широте 56° E проходят по меридианам 110.5° E, 114.5° E и 118.5° E (см. рис. 2). Положение выделенных нами зон инверсии (с учетом погрешности определения протяженности меридиональных зон в $\pm 0.5^\circ$) соответствует этой модели. С погрешностью $\pm 0.74^\circ$ зоны инверсии северо-восточного сегмента Амурской плиты также совпадают с положением фронтов деформационных волн на меридианах 136° E, 128° E и 121° E (см. рис. 2). При этом восточная зона инверсии и фронт деформационной волны пространственно совпадают с меридиональным Лимурчанским разломом (см. рис. 2). Пространственный период $L_{A-C} = 7.26^\circ$ ($360\text{--}420$ км) сопоставим с длиной медленных деформационных волн $\lambda = 250\text{--}450$ км [Sherman, 2007, 2013]. Эти волны формируют периодическую структуру сейсмичности [Trofimenko et al., 2015b; Trofimenko, 2016].

Из расчетов следует, что скорость смещения максимумов сейсмической активности в диапазоне широт от 44 до 60° с.ш. в среднем составляет

1000 км/год (16.2 град./год) и для северной окраины Амурской плиты является величиной постоянной.

4.2. Волновая динамика геофизических полей

Выделенные аномалии геофизических полей, как правило, соотносят с моментами сильных землетрясений. В нашем случае за период проведения полигонных наблюдений в 1980–1985 гг. сильных землетрясений не происходило. Однако в 1983 г. в 100 км севернее полигона проявился очаг роевой сейсмичности, в котором выделение сейсмической энергии в виде слабых землетрясений ($M \approx 2$) продолжалось до марта 1985 г. и завершилось землетрясением 01.03.1985 г. с магнитудой $M=4.5$. Всего за период наблюдений было зарегистрировано четыре землетрясения: 27.11.1980 г., $M=3.6$; 27.02.1982 г., $M=3.2$; 04.05.1983 г., $M=3.5$; 03.04.1984 г., $M=3.7$, которые с 1982 г. происходили практически с интервалом в один год, поэтому здесь годовые (полугодовые) вариации магнитного поля синусоидальной формы не могут быть вызваны землетрясениями, а являются следствием волновых геодинамических процессов в земной коре.

Физической причиной формирования локальных вариаций магнитного поля на земной поверхности в зонах активных разломов считается тектономагнетизм – изменение намагниченности горных пород вследствие изменения напряжений в земной коре. Появление тектономагнитных эффектов связано с изменением напряженного состояния горных массивов при геодинамических и сеймотектонических процессах. Среди возможных механизмов генерации тектономагнитных аномалий часто называют пьезомагнитный и электрокинетический эффекты в горных массивах. Электрокинетический эффект характерен для насыщенных флюидами пористо-трещиноватых горных пород. Причиной возникновения тектономагнитных аномалий в зонах локализации сдвиговой деформации может служить взаимодействие деформационных и электромагнитных полей [Garagash, 1999].

К проявлению пьезомагнитного эффекта можно отнести «бухтообразные» аномалии (а, б) в пункте МР5 (см. рис. 4), а также аномалии разного знака, которые отмечались практически одновременно в течение месяца на всех пунктах МР (серии 3 и 4, см. рис. 4).

Однако, учитывая перемещение выделенных серий аномалий магнитного поля со скоростью порядка 100 км/год в зонах активизированных разломов и сочленениях различных геологических структур (серии 1 и 5, см. рис. 4), можно считать, что здесь более вероятно проявление электрокинетического эффекта. Положительные и отрица-

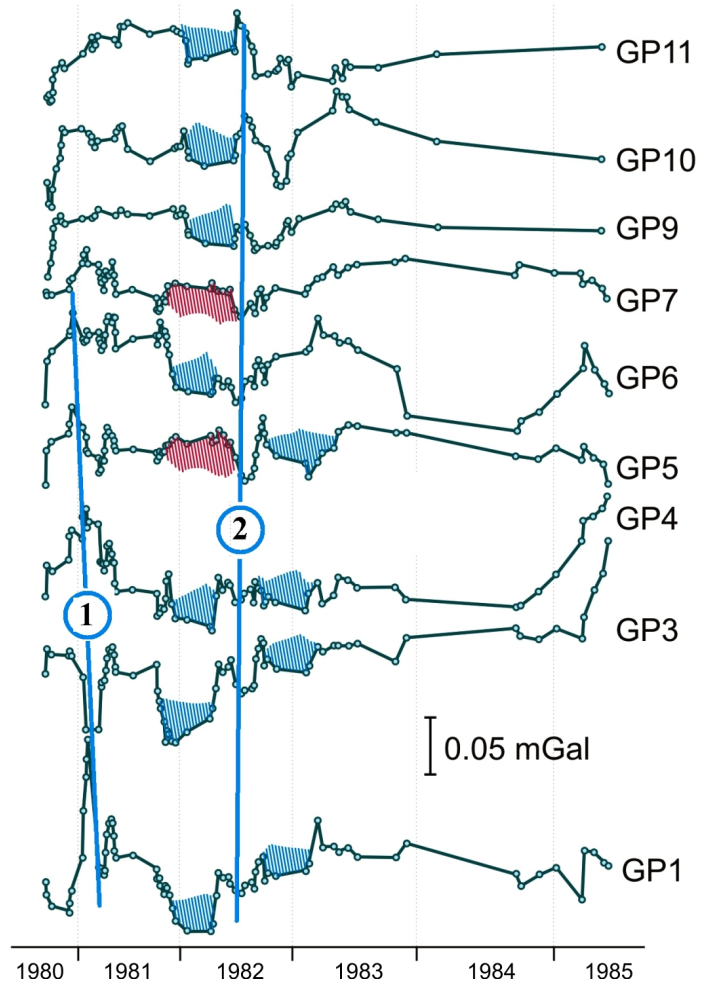


Рис. 5. Вариации относительных приращений поля силы тяжести (Δg) Южно-Якутского геодинамического полигона. Обозначения: GP1–GP11 – гравиметрические пункты, положение которых показано на рис. 3; цифрами в кружках обозначены выделенные серии последовательного проявления аномалий; положительные и отрицательные аномалии выделены соответственно красным и синим цветом.

Fig. 5. Variations in the relative increments of the gravity field (Δg) in the South Yakutian geodynamic polygon. GP1–GP11 – gravimetry observation points (see the locations in Fig. 3). Numbers in the circles indicate the selected series of sequentially manifested anomalies. The positive and negative anomalies are shown in red and blue, respectively.

тельные магнитные аномалии в этом случае формируются при фильтрации флюидов, а изменение магнитного поля зависит от скорости фильтрации. Кстати, скорость фильтрации флюидов в зонах разломов при характерных физико-механических параметрах может достигать 30 км/год [Barenblatt et al., 1983], т.е. может быть соизмеримой со скоростью перемещения деформаций в земной коре и аномалий магнитного поля.

При изменении горизонтальных сил сжатия направление движения флюидов по разломам может отличаться даже в соседних сегментах разломов. Это приводит к синфазным изменениям поля различных знаков (см. рис. 4).

Величина изменения силы тяжести Δg за счет вертикальных движений блоков может составлять примерно 0.02 мГал. Даже незначительные перемещения блоков приводят к изменениям физико-механических свойств горных массивов [Kuzmin, 2014], в том числе плотности.

Сопоставление представленных здесь последовательной активизации разломов по магнитным аномалиям (серии 1, 3, рис. 4) и аномалиям силы тяжести (серии 1, 2, рис. 5), совпадающих по времени проявления и по направлению пространственного смещения, позволяет идентифицировать развитие аномалий в геофизических полях в меридиональном направлении как признак прохождения волн деформаций. При этом происходит изменение физических свойств горных пород, составляющих тела разломов земной коры [Kuzmin, Zhukov, 2012], вследствие миграции флюидов под действием современных геодинамических процессов.

Специальным натурным экспериментом по электротометрии верхнего слоя земной коры в период до и после прохождения деформационной волны с большой скоростью – сейсмической волны (рис. 6) – подтверждена возможность инициирования электрокинетических эффектов медленными деформационными волнами. Результаты повторных электротометрических измерений на профиле, проложенном вкост Беркакитского разлома (см. рис. 3), показали, что вблизи разлома наблюдается знакопеременное изменение удельного электрического сопротивления (УЭС) в течение трех часов после прохождения сейсмической волны. Знакопеременные деформации горных пород установлены при изучении импульсных нагрузок на геологическую среду, которую авторы работы [Adushkin, Oparin, 2014] соотносят с проявлением волн маятникового типа в напряженных геосредах.

Из результатов натурального эксперимента следует, что до взрыва от пикета 40 выделяется зона пониженного УЭС ρ_{rock} (рис. 6, а). Непосредственно после взрыва (рис. 6, б) зона пониженного УЭС прослеживается на более глубоких горизонтах с одновременным закрытием зоны в районе пикетов 140–160. Через час после взрыва (рис. 6, в) зона пониженного сопротивления замещается областью повышенного УЭС (пикеты 60–100). Через два часа (рис. 6, г) зона пониженного УЭС (пикеты 90–110) восстанавливается до уровня, наблюдаемого непосредственно после взрыва (рис. 6, б). Через три часа геоэлектрический разрез (рис. 6, д) практически идентичен разрезу (рис. 6, а). Это соответствует

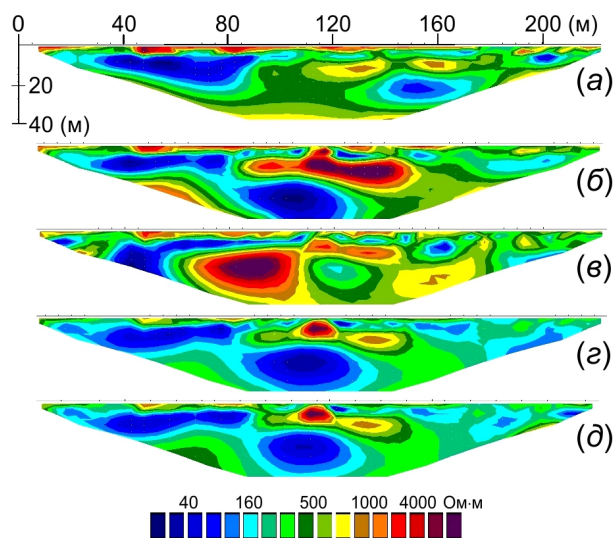


Рис. 6. Геоэлектрические разрезы через Беркакитский разлом до и после импульсных нагрузок на геосреду. Светлые области – зоны пониженного сопротивления, темные – повышенного.

Fig. 6. Geoelectric sections across the Berkakite fault before and after the impulse loads on the geomedium. Light-colour areas – zones of low electric resistance; dark-colour areas – zones of increased electric resistance.

процессу релаксации по экспоненциальному закону $\rho_{rock}(t) = \exp(-kt) \sin(\omega t + \varphi_0)$. Одной из возможных причин переменного УЭС отдельных областей геосреды в зоне разлома может быть эффект миграции флюида под воздействием фронта сейсмической волны с последующей релаксацией геосреды в виде периодических изменений.

Физическое моделирование показывает [Boruyakov et al., 2016], что вошедшая в сдвиговую зону деформационная волна разделяется на волновые фрагменты, которые перемещаются по простиранию блоков и инициируют возникновение импульсных деформационных аномалий. Методом подобия авторы работы [Boruyakov et al., 2016] соотносят экспериментальные результаты с деформационными волнами в сдвиговых зонах упруговязкопластичной модели литосферы.

По-видимому, подобные, но более длиннопериодные эффекты мы наблюдаем при магнитометрических и гравиметрических измерениях, причиной которых может быть прохождение медленных деформационных волн.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Важнейшая проблема современной геодинамики – выяснение механизмов распространения энергии деформационных процессов, передачи тектониче-

ских напряжений на границах блоков и литосферных плит, а также причин последовательной пространственно-временной активизации сейсмических кластеров и изменения геофизических полей.

Результаты наших исследований и их сопоставление с известными данными позволяют идентифицировать динамику сейсмичности вдоль северной границы Амурской плиты как волновой процесс.

Полученные новые данные о пространственно-временной структуре изменений аномалий в магнитном поле и поле силы тяжести и скорости их распространения соответствуют представлениям о медленных деформационных волнах как об основном источнике возмущений напряженно-деформированного состояния земной коры.

Пространственная корреляция миграции сейсмичности и миграции деформаций – двух различ-

ных проявлений геодинамического процесса – может означать, что механизм миграции сейсмичности связан именно с распространением тектонических напряжений в виде медленных волн, вызывающих дополнительную тектоническую нагрузку и, как следствие, последовательную активизацию сейсмических кластеров.

6. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность д.ф.-м.н. Ю.О. Кузьмину и д.ф.-м.н. Л.М. Богомолу за поддержку и полезные рекомендации. Исследование выполнено в рамках государственного задания Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН при частичном финансировании РФФИ (проект № 16-05-00097).

7. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Adushkin V.V., Oparin V.N., 2014. From the alternating-sign explosion response of rocks to the pendulum waves in stressed geomeia. Part III. *Journal of Mining Science* 50 (4), 623–645. <https://doi.org/10.1134/S1062739114040024>.
- Barabanov V.L., Grinevsky L.O., Belikov V.M., Ishankuliev R.L., 1994. On migration of crustal earthquakes. In: A.V. Nikolaev (Ed.), *Dynamic processes in geophysical medium*. Nauka, Moscow, p. 149–167 (in Russian) [Барабанов В.Л., Гриневский Л.О., Беликов В.М., Ишанкулиев Р.Л. О миграции коровых землетрясений // Динамические процессы в геофизической среде / Ред. А.В. Николаев. М.: Наука, 1994. С. 149–167].
- Barenblatt G.I., Keilis-Borok V.I., Monin A.S., 1983. Filtration model of an earthquake sequence. *Doklady AN SSSR* 269 (4), 831–834 (in Russian) [Баренблатт Г.И., Кейлис-Борок В.И., Монин А.С. Фильтрационная модель последовательности землетрясений // Доклады АН СССР. 1983. Т. 269. № 4. С. 831–834].
- Barth A., Wenzel F., 2010. New constraints on the intraplate stress field of the Amurian plate deduced from light earthquake focal mechanisms. *Tectonophysics* 482 (1–4), 160–169. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.01.029>.
- Bornyakov S.A., Pantelev I.A., Tarasova A.A., 2016. Discrete deformation wave dynamics in shear zones: physical modelling results. *Geodynamics & Tectonophysics* 7 (2), 289–302 (in Russian) [Борняков С.А., Пантелеев И.А., Тарасова А.А. Дискретно-волновая динамика деформаций в зонах сдвиговой зоне: результаты физического моделирования // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 2. С. 289–302]. <https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-2-0207>.
- Bykov V.G., 2005. Strain waves in the Earth: theory, field data, and models. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 46 (11), 1158–1170.
- Bykov V.G., 2014. Sine-Gordon equation and its application to tectonic stress transfer. *Journal of Seismology* 18 (3), 497–510. <https://doi.org/10.1007/s10950-014-9422-7>.
- Bykov V.G., 2015. Nonlinear waves and solitons in models of fault block geological media. *Russian Geology and Geophysics* 56 (5), 793–803. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.04.010>.
- Di Giovambattista R.D., Tyupkin Y., 2001. Cyclic migration of weak earthquakes between Lunigiana earthquake of October 10, 1995 and Reggio Emilia earthquake of October 15, 1996 (Northern Italy). *Journal of Seismology* 5 (2), 147–156. <https://doi.org/10.1023/A:1011497601121>.
- Garagash I.A., 1999. Model showing formation of a tectonomagnetic effect in a fault zone under shear. *Russian Journal of Earth Sciences* 1 (3), 199–204 (in Russian) [Гарагаш И.А. Модель формирования тектономагнитного эффекта в зоне разлома при сдвиге // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. № 3. С. 199–204].
- Gorbunova E.A., Sherman S.I., 2016. The probability of strong ($M \geq 7.5$) earthquakes in fault zones of Central Asia (tectonophysical analysis). *Geodynamics & Tectonophysics* 7 (2), 303–314 (in Russian) [Горбунова Е.А., Шерман С.И. Вероятность сильных ($M \geq 7.5$) землетрясений в зонах разломов Центральной Азии (тектонофизический анализ) // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 2. С. 303–314]. <https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-2-0208>.
- Harada M., Furuzawa T., Teraishi M., 2003. Temporal and spatial correlations of the strain field in tectonic active region, southern Kyusyu, Japan. *Journal of Geodynamics* 35 (4–5), 471–481. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(03\)00008-5](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(03)00008-5).
- Imaev V.S., Imaeva L.P., Koz'min B.M., Nikolaev V.V., Semenov R.M., 2003. Buffer seismogenic structures between the Eurasian and Amur lithospheric plates. *Tikhookeanskaya Geologiya (Russian Journal of Pacific Geology)* 22 (6),

- 55–61 (in Russian) [Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Николаев В.В., Семенов Р.М. Буферные сейсмогенные структуры между Евразийской и Амурской литосферными плитами // *Тихоокеанская геология*. 2003. Т. 22. № 6. С. 55–61].
- Imaeva L.P., Imaev V.S., Koz'min B.M., 2012. Seismogeodynamics of the Aldan-Stanovoi block. *Russian Journal of Pacific Geology* 6 (1), 1–12. <https://doi.org/10.1134/S1819714012010071>.
- Ishii H., Sato T., Takagi A., 1978. Characteristics of strain migration in the northeastern Japanese Arc (I) – Propagation characteristics. *The Science Reports of the Tohoku University, Series 5, Geophysics* 25, 83–90.
- Kasahara K., 1979. Migration of crustal deformation. *Tectonophysics* 52 (1–4), 329–341. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90240-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90240-3).
- Khain V.E., Khalilov E.N., 2008. Space-Time Patterns of Seismic and Volcanic Activity. SWB, Burgas, 304 p. (in Russian) [Хаин В.Е., Халилов Э.Н. Пространственно-временные закономерности сейсмической и вулканической активности. Бургас: SWB, 2008. 304 с.].
- 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]. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0135>.
- Kuzmin Yu.O., Zhukov V.S., 2012. Modern Geodynamics and Variations in Physical Properties of Rocks. Gornaya Kniga, Moscow, 261 p. (in Russian) [Кузьмин Ю.О., Жуков В.С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. М.: Горная книга, 2012. 261 с.].
- Levin B.V., Kim Chun Un, Nagornyykh T.V., 2008. Seismicity of Primorye and the Amur region in 1888–2008. *Vestnik DVO RAN* (6), 16–22 (in Russian) [Левин Б.В., Ким Чун Ун, Нагорных Т.В. Сейсмичность Приморья и Приамурья в 1888–2008 гг. // *Вестник ДВО РАН*. 2008. № 6. С. 16–22].
- Lunina O.V., Gladkov A.S., Gladkov A.A., 2012. Systematization of active faults for the assessment of the seismic hazard. *Russian Journal of Pacific Geology* 6 (1), 42–51. <https://doi.org/10.1134/S1819714012010101>.
- Malamud A.S., Nikolaevskii V.N., 1989. Cycles of Earthquakes and Tectonic Waves. Donish, Dushanbe, 140 p. (in Russian) [Маламуд А.С., Николаевский В.Н. Циклы землетрясений и тектонические волны. Душанбе: Дониш, 1989. 140 с.].
- Milyukov V., Mironov A., Kravchuk V., Amoroso A., Crescentini L., 2013. Global deformations of the Eurasian plate and variations of the Earth rotation rate. *Journal of Geodynamics* 67, 97–105. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2012.05.009>.
- Mogi K., 1968. Migration of seismic activity. *Bulletin of the Earthquake Research Institute Tokyo University* 46, 53–74.
- Nikolaevskii V.N., 1996. Geomechanics and Fluid Dynamics. Nedra, Moscow, 447 p. (in Russian) [Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 447 с.].
- Ovsyuchenko A.N., Trofimenko S.V., Marakhanov A.V., Karasev P.S., Rogozhin E.A., 2009a. Source zones of strong earthquakes in southern Yakutia as inferred from paleoseismogeological data. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 45 (2), 101–117. <https://doi.org/10.1134/S1069351309020025>.
- Ovsyuchenko A.N., Trofimenko S.V., Marakhanov A.V., Karasev P.S., Rogozhin E.A., Imaev V.S., Nikitin V.M., Grib N.N., 2009b. Detailed geological-geophysical studies of active fault zones and the seismic hazard in the South Yakutia region. *Russian Journal of Pacific Geology* 3 (4), 356–373. <https://doi.org/10.1134/S1819714009040046>.
- Ovsyuchenko A.N., Trofimenko S.V., Marakhanov A.V., Karasev P.S., Rogozhin E.A., 2010. Seismotectonics of the transitional region from the Baikal rift zone to orogenic rise of the Stanovoi range. *Geotectonics* 44 (1), 25–44. <https://doi.org/10.1134/S0016852110010036>.
- Rogozhin E.A., Ovsyuchenko A.N., Trofimenko S.V., Marakhanov A.V., Karasev P.S., 2007. Seismotectonics of the junction zone in the Baikal rift zone and the orogenic uplift of the Stanovoi range. In: *Geophysical research. Issue 8. IPE RAS, Moscow*, p. 81–116 (in Russian) [Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Трофименко С.В., Мараханов А.В., Карасев П.С. Сейсмотектоника зоны сочленения структур Байкальской рифтовой зоны и орогенного поднятия Станового хребта // *Геофизические исследования*. Вып. 8. М.: ИФЗ РАН, 2007. С. 81–116].
- Sankov V.A., 2014. Recent geodynamics of intracontinental areas: instrumental and geomorphological assessment of crustal movements and deformation in Central Asia. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (1), 159–182 (in Russian) [Саньков В.А. Современная геодинамика внутриконтинентальных областей: инструментальные и геолого-геоморфологические оценки движений и деформаций земной коры Центральной Азии // *Геодинамика и тектонофизика*. 2014. Т. 5. № 1. С. 159–182]. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-1-0122>.
- Saprygin S.M., Vasilenko N.F., Soloviev V.N., 1997. Propagation of the wave of tectonic stresses through the Eurasian plate in 1978–1983. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 38 (3), 701–709.
- Sherman S.I., 2007. New data on regularities of fault activation in the Baikal rift system and the adjacent territory. *Doklady Earth Sciences* 415 (1), 794–798. <https://doi.org/10.1134/S1028334X07050303>.
- 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]. <https://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 издательство «Гео», 2014. 359 с.].

- Stognii V.V., Smelov A.P., Stognii G.A., 1996. Deep structure of the Aldanian shield. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 37 (10), 88–97 (in Russian) [Стогний В.В., Смелов А.П., Стогний Г.А. Глубинное строение Алданского щита // *Геология и геофизика*. 1996. Т. 37. № 10. С. 88–97].
- Timofeev V.Yu., Ardyukov D.G., Solov'ev V.M., Shibaev S.V., Petrov A.F., Gornov P.Yu., Shestakov N.V., Boiko E.V., Timofeev A.V., 2012. Plate boundaries in the Far East region of Russia (from GPS measurement, seismic-prospecting, and seismological data). *Russian Geology and Geophysics* 53 (4), 376–391. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.03.002>.
- Trofimenko S.V., 1990. High-precision gravimetric observations in low temperature conditions. In: *Geophysical surveys in Yakutia*. YSU Publishing House, Yakutsk, p. 54–60 (in Russian) [Трофименко С.В. Высокоточные гравиметрические наблюдения при условии низких температур // *Геофизические исследования в Якутии*. Якутск: Изд-во ЯГУ, 1990. С. 54–60].
- Trofimenko S.V., 2010. Tectonic interpretation of the statistical model of azimuth distributions of the anomalies of gravity fields of the Aldan shield. *Tikhookeanskaya Geologiya (Russian Journal of Pacific Geology)* 29 (3), 64–77 (in Russian) [Трофименко С.В. Тектоническая интерпретация статистической модели распределений азимутов аномалий гравимагнитных полей Алданского щита // *Тихоокеанская геология*. 2010. Т. 29. № 3. С. 64–77].
- Trofimenko S.V., 2016. Tectonic model of seismicity for the northeastern segment of the Amur plate in the Earth's two-phased rotation. *Russian Journal of Pacific Geology* 10 (6), 427–434. <https://doi.org/10.1134/S1819714016060075>.
- Trofimenko S.V., Bykov V.G., Kolodeznikov I.I., 2015a. Spatial distribution of earthquake epicenters in the northeastern segment of the Amur microplate in various phases of the Earth rotation. *Nauka i Obrazovanie (Science and Education)* (4), 41–44 (in Russian) [Трофименко С.В., Быков В.Г., Колодезников И.И. Пространственное распределение эпицентров землетрясений северо-восточного сегмента Амурской микроплиты в различных фазах вращения Земли // *Наука и образование*. 2015. № 4. С. 41–44].
- Trofimenko S.V., Bykov V.G., Merkulova T.V., 2015b. Seismicity migration in the zone of convergent interaction between the Amur plate and the Eurasian plate. *Journal of Volcanology and Seismology* 9 (3), 210–222. <https://doi.org/10.1134/S0742046315030069>.
- Trofimenko S.V., Bykov V.G., Merkulova T.V., 2016. Space-time model for migration of weak earthquakes along the northern boundary of the Amurian microplate. *Journal of Seismology* 21 (2), 277–286. <https://doi.org/10.1007/s10950-016-9600-x>.
- Trofimenko S.V., Grib N.N., 2003. Non-tidal changes in gravity in the zones of influence of modern activated faults. In: *Problems of seismology in the third millennium. Proceedings of the international conference (15–19 September 2003, Novosibirsk)*. Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, p. 271–274 (in Russian) [Трофименко С.В., Гриб Н.Н. Неприливные изменения силы тяжести в зонах влияния современных активизированных разломов // *Проблемы сейсмологии III-го тысячелетия: Материалы международной конференции (15–19 сентября 2003 г., г. Новосибирск)*. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2003. С. 271–274].
- Trofimenko S.V., Grib N.N., 2016. Dynamics of geophysical medium parameters in the zones of active faults in South Yakutia. In: *Modern geodynamics of Central Asia and hazardous natural processes: results of studies on quantitative basis. Proceedings of the 3rd All-Russia conference with participation of invited researchers from other countries (19–23 September 2016, Irkutsk)*. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 294–296 (in Russian) [Трофименко С.В., Гриб Н.Н. Динамика параметров геофизической среды в зонах активных разломов Южной Якутии // *Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе: Материалы III Всероссийского совещания с участием приглашенных исследователей из других стран (19–23 сентября 2016 г., г. Иркутск)*. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2016. С. 294–296].
- Vikulin A.V., Akmanova D.R., Vikulina S.A., Dolgaya A.A., 2012. Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process. *Geodynamics & Tectonophysics* 3 (1), 1–18. <https://doi.org/10.5800/GT-2012-3-1-0058>.
- Yoshioka S., Matsuoka Y., Ide S., 2015. Spatiotemporal slip distributions of three long-term slow slip events beneath the Bungo Channel, southwest Japan, inferred from inversion analyses of GPS data. *Geophysical Journal International* 201 (3), 1437–1455. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv022>.



Сергей Владимирович Трофименко, докт. геол.-мин. наук, в.н.с.

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН

680000, Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, Россия

Технический институт (филиал) Северо-Восточного федерального университета им. М.К. Аммосова

678960, Нерюнгри, ул. Кравченко, 16, Россия

e-mail: urovsky@yandex.ru

Sergey V. Trofimenko, Doctor of Geology and Mineralogy, Lead Researcher

Yu.A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far East Branch of RAS

65 Kim Yu Chen Street, Khabarovsk 680000, Russia

Technical Institute (branch) of M.K. Ammosov North-Eastern Federal University

16 Kravchenko street, Neryungri 678960, Russia

e-mail: urovsky@yandex.ru



Виктор Геннадьевич Быков, докт. физ.-мат. наук, заместитель директора
Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН
680000, Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, Россия
✉ e-mail: bykov@itig.as.khb.ru

Victor G. Bykov, Doctor of Physics and Mathematics, Deputy Director
Yu.A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far East Branch of RAS
65 Kim Yu Chen Street, Khabarovsk 680000, Russia
✉ e-mail: bykov@itig.as.khb.ru



Николай Николаевич Гриб, докт. техн. наук, профессор
Технический институт (филиал) Северо-Восточного федерального университета им. М.К. Аммосова
678960, Нерюнгри, ул. Кравченко, 16, Россия
e-mail: grib@nfygu.ru

Nikolai N. Grib, Doctor of Technical Sciences, Professor
Technical Institute (branch) of M.K. Ammosov North-Eastern Federal University
16 Kravchenko street, Neryungri 678960, Russia
e-mail: grib@nfygu.ru