



TECTONIC ZONING OF THE SEDIMENTARY COVER IN THE DERYUGIN BASIN OF THE SEA OF OKHOTSK BASED ON STRUCTURAL-MATERIAL (LITHOPHYSICAL) INDICATORS

V. P. Semakin, A. V. Kochergin

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

Abstract: In terms of tectonics, the Deryugin basin (Fig. 1) is a part of 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 Paleogenic-Neogenic-Quaternary deposits with the Upper Cretaceous sedimentary rocks observed locally without a visible hiatus (the upper structural stage).

The acoustic basement (AB) is composed of the metamorphosed Upper Cretaceous-Paleogenic silty-clayey-siliceous deposits (the western part of the region), amphibolites, gneisses, crystalline schists, weakly metamorphosed sandstones, siltstones, and mudstones (often siliceous), as well as intrusive and effusive rocks of basic, intermediate, and rarely perisilic composition (the eastern part of the region). AB is generally dated as Mesozoic-Paleozoic.

Results of *tectonic zoning of the sedimentary cover based on material (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]. In the studied area (Fig. 2), the deposits of the pre-Oligocene RSSC are identified in limited areas within its northern, northwestern, and southwestern parts; they are represented by coal-bearing silty-clayey-sandy terrigenous and silty-clayey-siliceous LCs. Other RSSCs (II, III, and IV) in this area represented mostly by sandy-silty-clayey terrigenous and silty-clayey-siliceous LCs, and only the extreme southwestern part along the eastern Sakhalin coast contains narrow bands of the coal-bearing silty-clayey-sandy LC. The sandy-silty-clayey volcanic LC is absent in the Deryugin basin.

Tectonic zoning of the sedimentary cover based on structural indicators is carried out with reference to the sediment-thickness map [Sergeyev, 2006] that was significantly revised in its segment showing the area of the Deryugin basin. 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 structural zones (Fig. 4) that include relative uplifts and troughs that are considered as structural elements of smaller sizes (Fig. 5).

Tectonic zoning of the sedimentary cover based on structural-material (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. 5).

Key words: acoustic basement, sedimentary cover, structural zones, structural elements, Deryugin basin, the Sea of Okhotsk.

Recommended by E.V. Sklyarov

Citation: V.P. Semakin, A.V. Kochergin. 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. doi:10.5800/GT-2013-4-4-0107.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА РАЙОНА ВПАДИНЫ ДЕРЮГИНА (ОХОТСКОЕ МОРЕ) ПО СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫМ (ЛИТОФИЗИЧЕСКИМ) ПРИЗНАКАМ

В. П. Семакин, А. В. Кочергин

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

Аннотация: Район впадины Дерюгина (рис. 1) в тектоническом отношении рассматривается как часть Охотоморской эпимезозойской плиты, 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).

Акустический фундамент (АФ) сложен алеврито-глинисто-кремнистыми метаморфизованными образованиями верхнемелового–палеогенового возраста (западная часть района), амфиболитами, гнейсами, кристаллическими сланцами, слабометаморфизованными песчаниками, алевритами, аргиллитами (часто кремнистыми), а также интрузивными и эффузивными породами основного, среднего и, реже, кислого состава (восточная часть района). В целом акустический фундамент датируется мезозоем–палеозоем.

Тектоническое районирование осадочного чехла по вещественным (литофизическим) признакам (рис. 2) выполнено в форме карт литофизических комплексов в рамках четырех региональных сеймостратиграфических комплексов (РССК I–IV–структурных ярусов), соответствующих следующим временным интервалам: доолигоценный 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-фациальные ассоциации, то для их дифференциации введены следующие литофизические комплексы (ЛК): 1 – алеврито-глинисто-песчаный терригенный с углями, 2 – песчано-алеврито-глинистый терригенный, 3 – алеврито-глинисто-кремнистый и 4 – песчано-алеврито-глинистый вулканогенный [Sergeyev, 2006].

В рассматриваемом районе (рис. 2) отложения доолигоценного РССК I устанавливаются на ограниченных площадях в северной, северо-западной и юго-западной его частях, где они представлены алеврито-глинисто-песчаным терригенным с углями и алеврито-глинисто-кремнистым ЛК. Остальные РССК (II, III и IV) сложены в основном песчано-алеврито-глинистым терригенным и алеврито-глинисто-кремнистым литофизическими комплексами, и лишь в крайней юго-западной части района вдоль восточного побережья Сахалина прослеживаются узкие полосы, представленные алеврито-глинисто-песчаным с углями литофизическим комплексом. Песчано-алеврито-глинистый вулканогенный ЛК в районе впадины Дерюгина отсутствует.

Тектоническое районирование осадочного чехла по структурным признакам проведено на основании существенно уточненной для района впадины Дерюгина карты мощности осадочного чехла [Sergeyev, 2006], в результате чего составлена структурно-тектоническая карта (рис. 3), 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 структурные зоны (рис. 4), включающие более мелкие по размерам структурные элементы в форме относительных поднятий и прогибов (рис. 5).

Тектоническое районирование осадочного чехла по структурно-вещественным (литофизическим) признакам (рис. 7–10) выполнено на основании карт литофизических комплексов четырех региональных сеймостратиграфических комплексов (структурных ярусов) (рис. 2) и карты высокопорядковых структурных элементов осадочного чехла (рис. 5).

Ключевые слова: акустический фундамент, осадочный чехол, структурные зоны, структурные элементы, впадина Дерюгина, Охотское море.

1. ВВЕДЕНИЕ

Район впадины Дерюгина (рис. 1) в тектоническом отношении рассматривается как часть Охотоморской эпимезозойской плиты, в строении которой выделяются гетерогенный фундамент, преимущественно докайнозойского возраста (нижний структурный этаж), и осадочный чехол, сложенный в основном палеоген-

неоген-четвертичными отложениями и на отдельных участках без видимого перерыва – нормально-осадочными образованиями верхнего мела (верхний структурный этаж).

Результатами ранее проведенных исследований установлено, что район впадины характеризуется повышенным тепловым потоком [Sergeyev, 2006], высоким уровнем содержания метана [Kulinich, Obzhistrov, 2003;

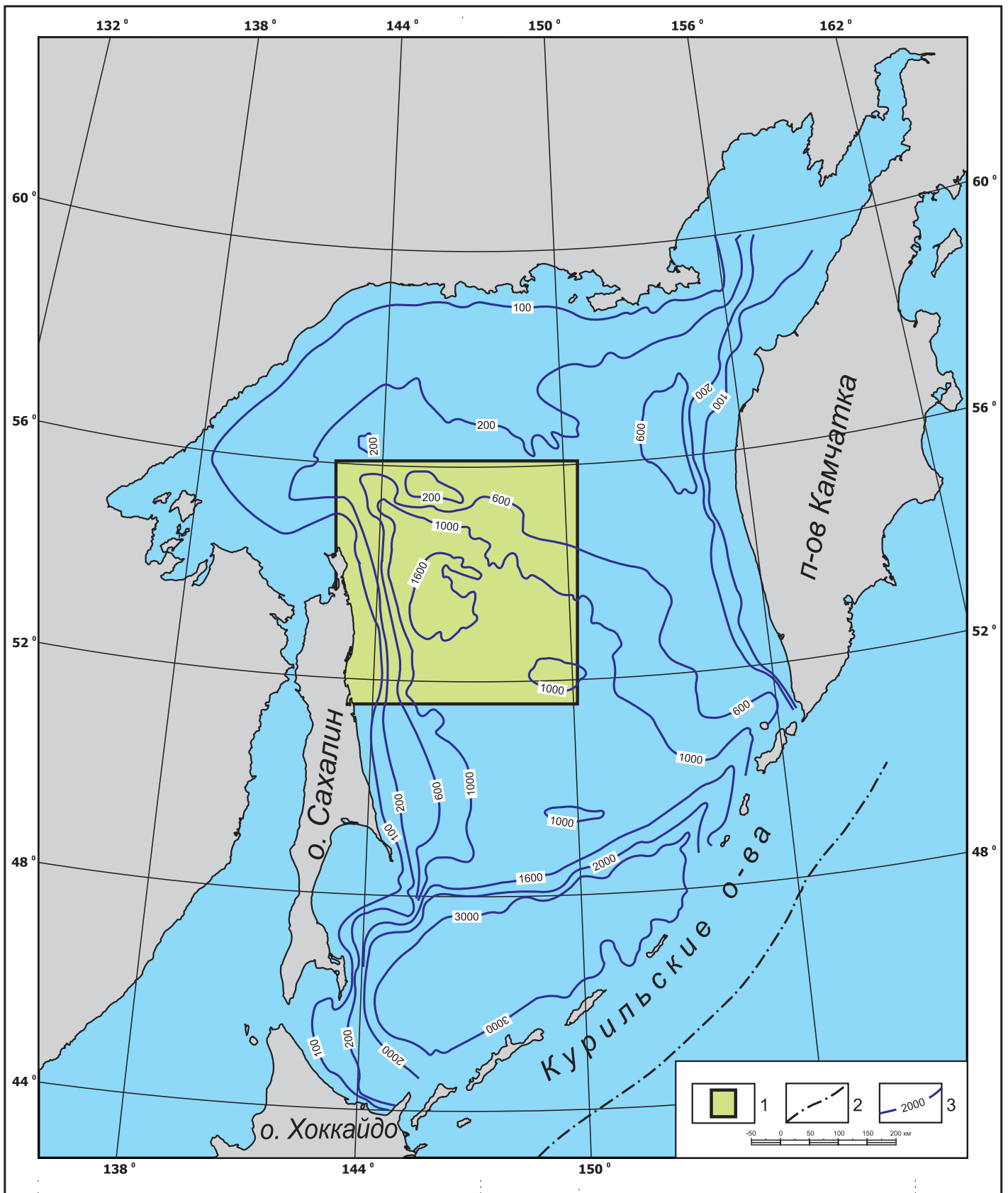


Рис. 1. Схема расположения района исследований.

1 – район впадины Дерюгина; 2 – ось Курильского желоба; 3 – изобаты.

Fig. 1. The location scheme of the area under study.

1 – the Deryugin basin area; 2 – axis of the Kuril trough; 3 – isobaths.

Obzhairov et al., 1999], интенсивной барит-карбонатной минерализацией [Astakhova, Sorochinskaya, 2001; Kulnich, Obzhairov, 2003; Obzhairov et al., 1999], наличием железо-марганцевых образований [Astakhova, Sattarova, 2005], ртути [Astakhov et al., 2007] и других рудных элементов [Astakhov et al., 2005]. В районе выявлены газовые гидраты, а с целью оценки углеводородного потенциала выделены и описаны в рамках четырех региональных сейсмостратиграфических комплексов (РССК I–IV) два осадочно-породных бассейна (ОПБ) (Северо-Сахалинский и Дерюгинский) [Sergeyev, 2006]. Описание ОПБ проведено без привлечения картографических материалов. Выделение и характеристика осадочно-породных бассейнов на акватории находится в тесной зависимости от детальности геолого-геофизической изученности. С учетом всего вышеприведенного нами впервые для данного района выполнено комплексное тектоническое районирование осадочного чехла по вещественным (литофизическим), структурным и структурно-вещественным (литофизическим) признакам.

2. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПО ВЕЩЕСТВЕННЫМ (ЛИТОФИЗИЧЕСКИМ) ПРИЗНАКАМ

Указанное тектоническое районирование базируется в основном на материалах палеогеографических схем литофизических комплексов, опубликованных в [Sergeyev, 2006].

В осадочном чехле Охотского моря выделено четыре региональных сейсмостратиграфических комплекса (РССК I–IV), соответствующих следующим временным интервалам: доолигоценый 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-фациальные ассоциации, для их дифференциации введены следующие литофизические комплексы (ЛК): 1 – алеврито-глинисто-песчаный терригенный с углями, 2 – песчано-алеврито-глинистый терригенный, 3 – алеврито-глинисто-кремнистый и 4 – песчано-алеврито-глинистый вулканогенный [Sergeyev, 2006]. Последний ЛК в районе не развит.

Тектоническое районирование осадочного чехла района впадины Дерюгина по вещественным (литофизическим) признакам выполнено в форме карт литофизических комплексов в рамках четырех региональных сейсмостратиграфических комплексов (структурных ярусов) (рис. 2).

В рассматриваемом районе отложения доолигоценного (K_2-P_{1-2}) регионального сейсмостратиграфического комплекса (РССК I) устанавливаются на ограниченных площадях в северной, северо-западной и юго-

западной его частях, где они представлены алеврито-глинисто-песчаным терригенным с углями литофизическим комплексом (ЛК) и алеврито-глинисто-кремнистым ЛК. Остальные РССК (II, III и IV) представлены в основном песчано-алеврито-глинистым терригенным и алеврито-глинисто-кремнистым литофизическими комплексами, и лишь в крайней юго-западной части района вдоль восточного побережья Сахалина прослеживаются узкие полосы, сложенные алеврито-глинисто-песчаным терригенным с углями литофизическим комплексом.

3. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПО СТРУКТУРНЫМ ПРИЗНАКАМ

3.1. Структурно-тектоническая карта осадочного чехла

Информация о мощности осадочного чехла рассматриваемого района отражена, в частности, на карте мощности осадочного чехла Охотского моря и островного склона Курильского желоба [Sergeyev, 2006]. С учетом этой карты, на основании дополнительной сейсмической информации по 11 профилям МОВ ОГТ, нами с привлечением гравиметрических данных [Volgin et al., 2011] выполнен уточненный вариант карты мощности осадочного чехла района впадины Дерюгина. На базе этой карты составлена структурно-тектоническая карта (рис. 3), при построении которой в качестве исходной («структурной») поверхности принята поверхность акустического фундамента. На карте оконтурены выходы акустического фундамента на поверхность дна акватории, 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.

3.2. Схема структурных зон осадочного чехла

На основе структурно-тектонической карты (рис. 3) в зависимости от размеров, пространственного положения и ориентировки структурных элементов проведено их объединение в структурные зоны (рис. 4).

В рассматриваемом районе выделено одиннадцать структурных зон (рис. 4). Северо-Сахалинская зона II (4–10), а также большая часть Восточно-Сахалинской зоны I (1–3) ориентированы в субмеридиональном и северо-западном направлениях, и лишь южная часть последней зоны вытянута вначале в субширотном, а затем в юго-западном направлении. Юго-западную ориентировку имеет также Южно-Дерюгинская зона III (11). Зоны Кашеваровская V (13–14), Лебединская VI (15–16), Центральная VII (17), Срединно-Охотская VIII (18–19) и Южная IX (20–21) отчетливо ориентиро-

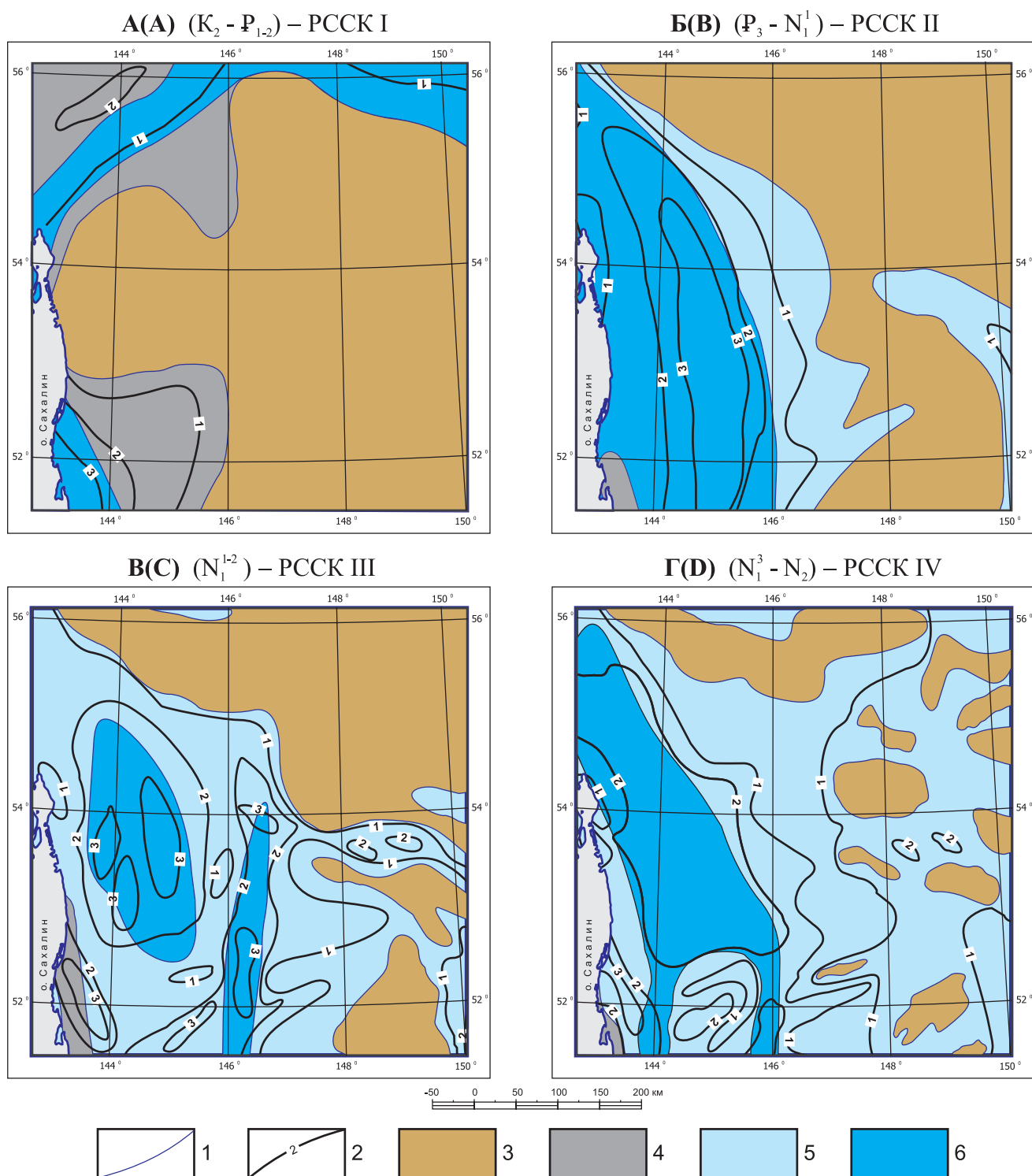


Рис. 2. Тектоническое районирование осадочного чехла района впадины Дерюгина (Охотское море) по вещественным (литофизическим) признакам.

А, Б, В, Г – карты литофизических комплексов в рамках региональных сейсмостратиграфических комплексов (структурных ярусов) четырех временных интервалов; 1 – границы литофизических комплексов; 2 – изопахиты (в км); 3 – области отсутствия отложений; 4–6 – литофизические комплексы: 4 – алеврито-глинисто-песчаный терригенный с углями, 5 – песчано-алеврито-глинистый терригенный, 6 – алеврито-глинисто-кремнистый.

Fig. 2. Tectonic zoning of the sedimentary cover of the Deryugin basin area, the Sea of Okhotsk, based on material (lithophysical) indicators.

A, B, C, D – maps of lithophysical complexes within the limits of regional seismo-stratigraphic complexes/structural layers of the four time intervals; 1 – boundaries of lithophysical complexes; 2 – isopachs (km); 3 – areas barren of sediments; 4–6 – lithophysical complexes: 4 – silty-clayey-sandy terrigenous with coals, 5 – sandy-silty-clayey terrigenous, 6 – silty-clayey-siliceous.

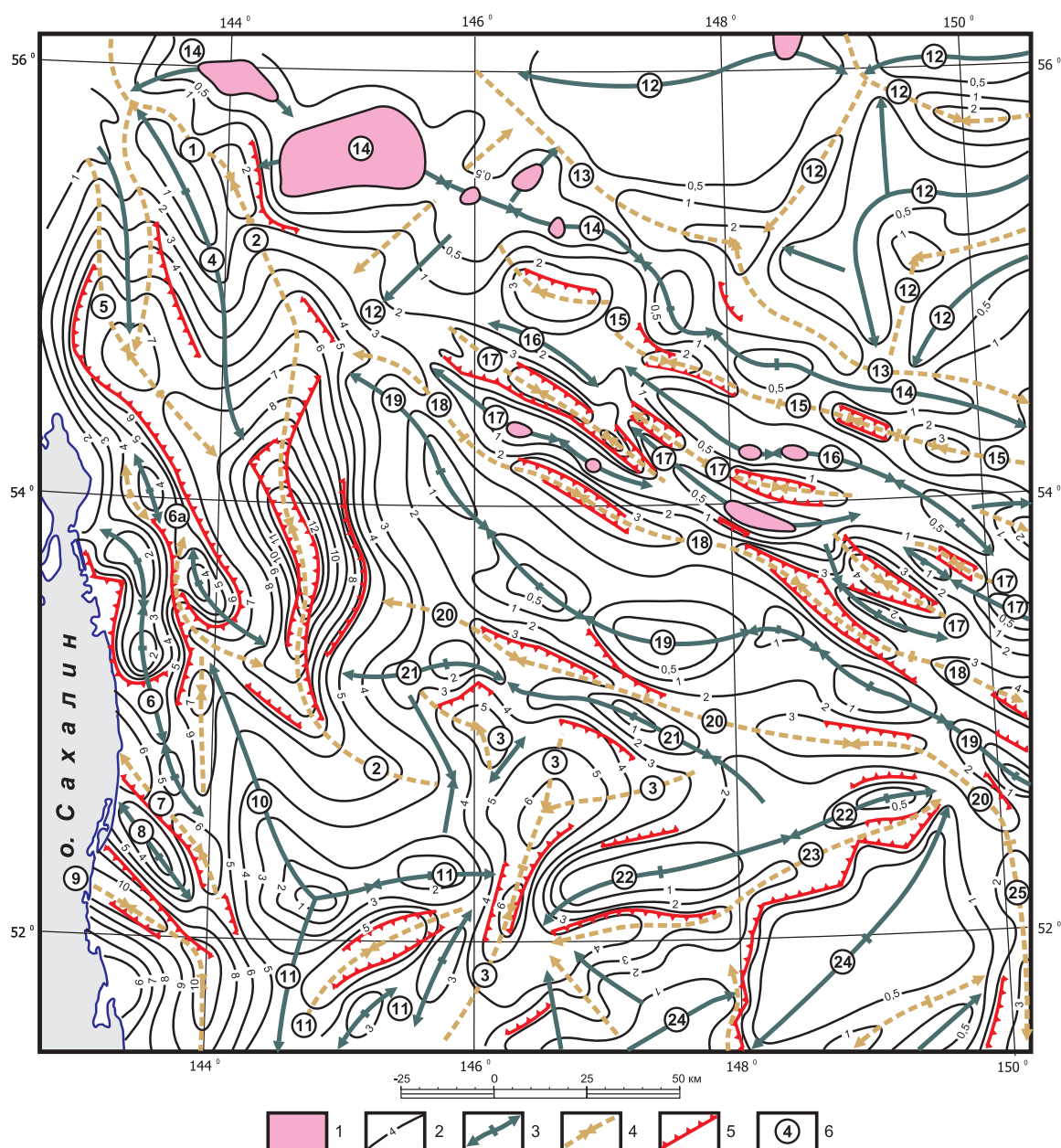


Рис. 3. Структурно-тектоническая карта осадочного чехла.

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 – номера с названиями высокопорядковых структурных элементов (соответствуют номерам и названиям на рис. 4–10). **Высокопорядковые структурные элементы:** 1 – Старицкий прогиб, 2 – Дерюгинский прогиб, 3 – Северо-Пограничный прогиб, 4 – поднятие Тихоновича, 5 – Восточно-Шмидтовский прогиб, 6 – Шмидтовско-Одоптинское поднятие, 6а – Восточно-Шмидтовская подзона, 7 – Пильтунский прогиб, 8 – Чайвинское поднятие, 9 – Чайвинский прогиб, 10 – Восточно-Одоптинское поднятие, 11 – поднятия и прогиб Южно-Дерюгинской зоны, 12 – поднятия и прогибы Центрально-Охотской зоны, 13 – Восточно-Кашеваровский прогиб, 14 – Кашеваровское поднятие, 15 – прогиб Лебеда, 16 – поднятие Лебеда, 17 – поднятия и прогибы Центральной зоны, 18 – Центрально-Охотский прогиб, 19 – Атласовское (Срединно-Охотское) поднятие, 20 – Институтско-Дерюгинский прогиб, 21 – Институтско-Дерюгинское поднятие, 22 – Северо-Институтское поднятие, 23 – Центрально-Институтский прогиб, 24 – Южно-Институтское поднятие, 25 – Макаровский прогиб.

Fig. 3. The structural-tectonic map of the sedimentary cover of the Deryugin basin area, the Sea of Okhotsk.

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 – numbers and names of high-order structural elements (same as in Figures 4–10). **High-order structural elements:** 1 – Staritsky trough, 2 – Deryugin trough, 3 – Pogranichnyi trough, 4 – Tikhonovich uplift, 5 – East Schmidt trough, 6 – Schmidt Odoptu uplift, 6a – East Schmidt subzone, 7 – Piltun trough, 8 – Chivin uplift, 9 – Chivin trough, 10 – East Odoptu uplift, 11 – uplifts and the trough of the South Deryugin zone, 12 – uplifts and troughs of the Central Okhotsk zone, 13 – East Kashevarov trough, 14 – Kashevarov uplift, 15 – Lebed trough, 16 – Lebed uplift, 17 – uplifts and troughs of the Central zone, 18 – Central Okhotsk trough, 19 – Atlasov (Middle Okhotsk) uplift, 20 – Deryugin Institute trough, 21 – Deryugin Institute uplift, 22 – North Institute uplift, 23 – Central Institute trough, 24 – South Institute uplift, 25 – Makarov trough.

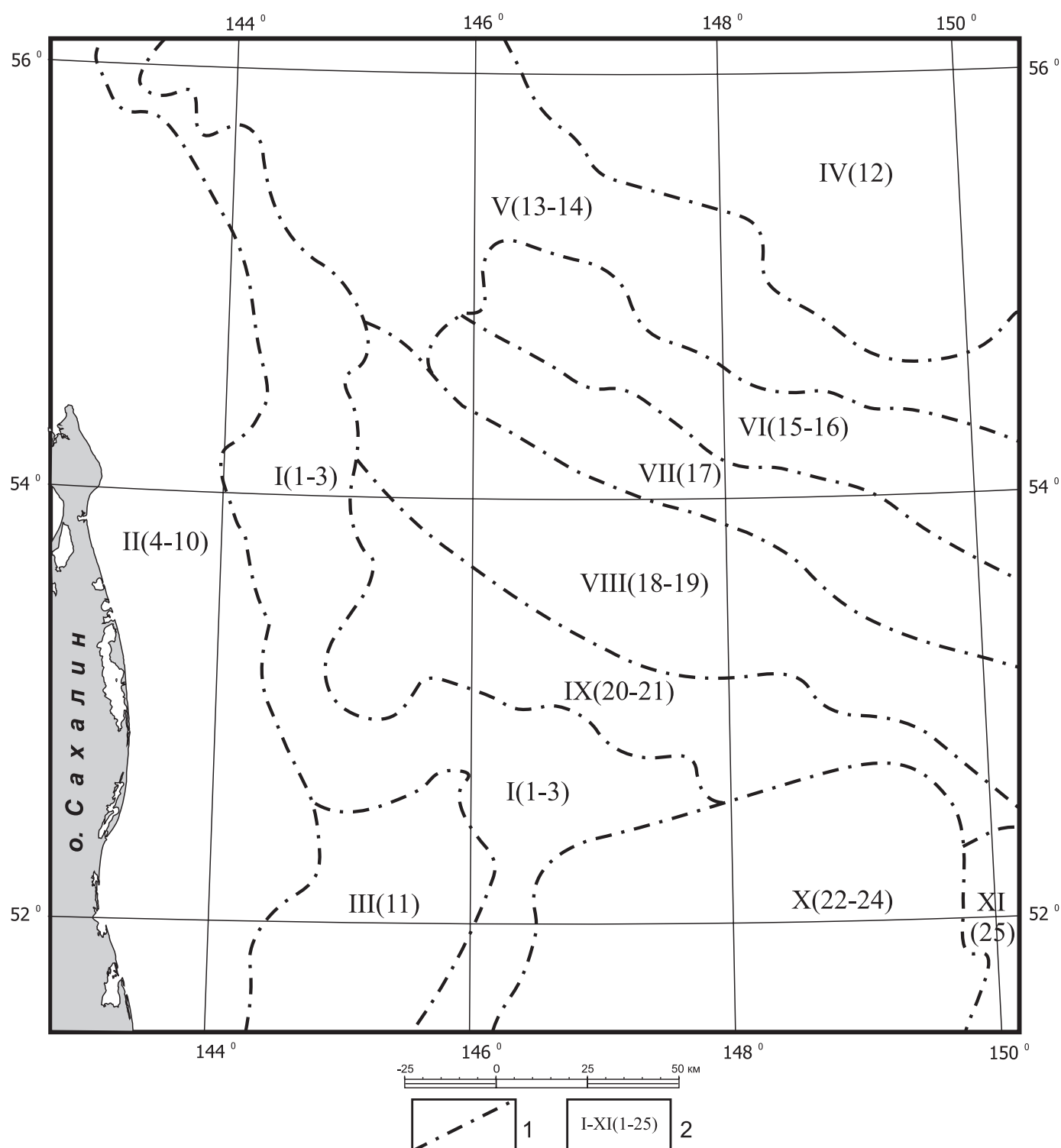


Рис. 4. Схема структурных зон осадочного чехла.

1 – границы структурных зон (условные границы второго типа [Kosygin, 1974]); 2 – I–XI – номера структурных зон, номера 1–25 соответствуют номерам высокопорядковых структурных элементов в пределах структурных зон и на рис. 3, 5–10. **Структурные зоны:** I (1–3) – Восточно-Сахалинская, II (4–10) – Северо-Сахалинская, III (11) – Южно-Дерюгинская, IV (12) – Центрально-Охотская, V (13–14) – Кашеваровская, VI (15–16) – Лебединская, VII (17) – Центральная, VIII (18–19) – Срединно-Охотская, IX (20–21) – Южная, X (22–24) – Института океанологии, XI (25) – Макаровская.

Fig. 4. The scheme showing structural zones of the sedimentary cover of the Deryugin basin area, the Sea of Okhotsk.

1 – boundaries of structural zones (second-type conditional boundaries [Kosygin, 1974]); 2 – numbers of structural zones (I–XI); numbers from 1 to 25 correspond to numbers of high-order structural elements of structural zones and numbers in Figures 3, 5–10. **Structural zones:** I (1–3) – East Sakhalin, II (4–10) – North Sakhalin, III (11) – South Deryugin, IV (12) – Central Okhotsk, V (13–14) – Kashevarov, VI (15–16) – Lebedinskaya, VII (17) – Central, VIII (18–19) – Middle Okhotsk, IX (20–21) – South, X (22–24) – Oceanology Institute, XI (25) – Makarov.

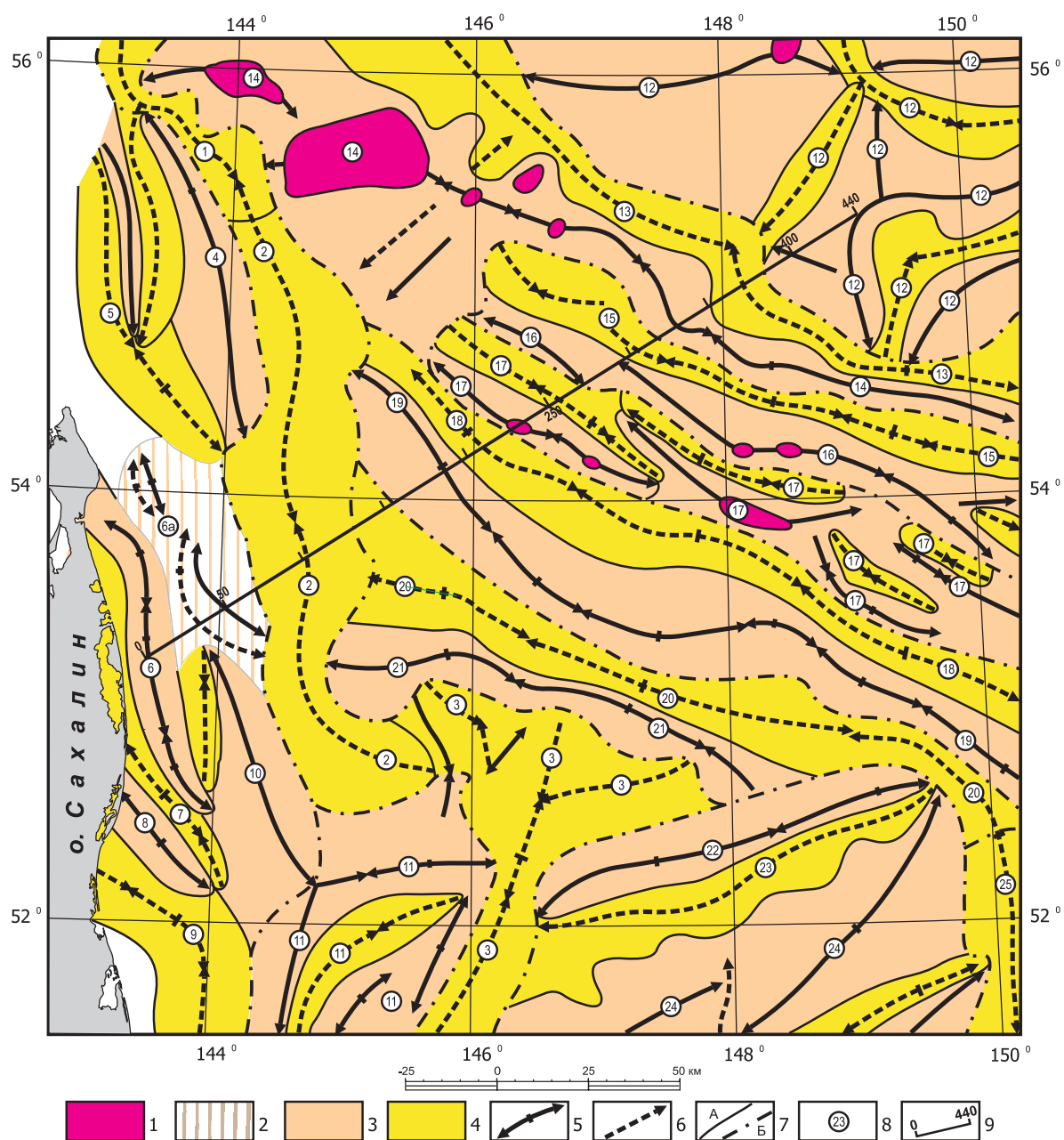


Рис. 5. Карта высокопорядковых структурных элементов осадочного чехла.

1 – выходы акустического фундамента (АФ) на дно моря; 2 – Восточно-Шмидтовская подзона; 3 – относительные поднятия; 4 – относительные прогибы; 5 – оси относительных поднятий; 6 – оси относительных прогибов; 7 – границы высокопорядковых структурных элементов (А) и структурных зон (Б) (условные границы второго типа [Kosygin, 1974]; 8 – номера структурных элементов (соответствуют номерам и названиям на рис. 3, 4, 6–10; названия приведены на рис. 3); 9 – линия сейсмопрофиля № 3 (рис. 6).

Fig. 5. The map showing high-order structural elements in the sedimentary cover of the Deryugin basin area, the Sea of Okhotsk.

1 – sea-floor exposures of the acoustic basement (AB); 2 – East Schmidt subzone; 3 – relative uplifts; 4 – relative troughs; 5 – axes of relative uplifts; 6 – axes of relative troughs; 7 – boundaries of high-order structural elements (A) and structural zones (B) (second-type conditional boundaries [Kosygin, 1974]); 8 – numbers of structural elements (same as in Figures 3, 4, and 6–10); 9 – line of seismic profile 3 (shown in Fig. 6).

ваны на северо-запад, при этом высокопорядковые структурные элементы Лебединской VI (15–16) и Центральной VII (17) зон на их северо-западных окончаниях теряют свое морфологическое выражение (см. рис. 3) и переходят в расширенную северо-западную часть Кашеваровского поднятия (14) (рис. 5). Средин-

но-Охотская VIII (18–19) и Южная IX (20–21) зоны (см. рис. 4) на западе почти под прямым углом ограничиваются Восточно-Сахалинской зоной I (1–3). Три зоны под номерами IV (12), X (22–24) и XI (25) являются лишь частями более крупных по размерам структурных элементов, представляющих соответственно

Центрально-Охотское поднятие, поднятие Института океанологии и Макаровский прогиб [Sergeyev, 2006].

3.3. КАРТА ВЫСОКОПОРЯДКОВЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Карта высокопорядковых структурных элементов осадочного чехла (рис. 5) составлена на базе структурно-тектонической карты (см. рис. 3) и представляет в определенной мере схематизированный вариант последней. Поднятия и прогибы на карте ограничиваются условными границами второго типа [Kosygin, 1974]. Проведены также границы структурных зон, оси относительных поднятий и прогибов, показаны выходы акустического фундамента на дно моря.

Прогибы Старицкий (1), Дерюгинский (2) и Северо-Пограничный (3) (рис. 5) входят в состав Восточно-Сахалинской зоны I (1–3) (см. рис. 4). Наибольшая мощность осадочных отложений устанавливается в Дерюгинском прогибе (более 12 км), наименьшая (2 км) – в Старицком, в Северо-Пограничном прогибе мощность осадков достигает 6 км (см. рис. 3). Осевые линии Старицкого (1) и Дерюгинского (2) прогибов ориентированы в северо-западном, меридиональном и юго-восточном направлениях, образуя в целом Z-образную форму. Северо-Пограничный прогиб (3) располагается по отношению к Дерюгинскому прогибу (2) кулисно, образуя правую кулису. На основании этих данных можно предположить, что указанные прогибы сформированы в пределах широкой полосы правого сдвига.

В пределах Северо-Сахалинской зоны II (4–10) (см. рис. 4) выделена Восточно-Шмидтовская подзона (6 а) (рис. 5), в состав которой входят небольшие по размерам и амплитуде поднятия и прогибы, имеющие северо-западную ориентировку (рис. 3, 5). Структурные элементы подзоны располагаются кулисно относительно Восточно-Одоптинского поднятия (10). В целом высокопорядковые структурные элементы 4–10 (рис. 5), входящие в состав Северо-Сахалинской зоны I (4–10) (см. рис. 4), ориентированы преимущественно в северо-западном и, реже, в субмеридиональном направлениях, образуя в южной части зоны отчетливо выраженный левый кулисный ряд, на основании чего можно предположить, что они сформированы в зоне широкого левого сдвига.

Поднятия и прогиб с номерами 11 (рис. 5), входящие в состав Южно-Дерюгинской зоны III (11) (см. рис. 4), ориентированы в северо-восточном и, реже, в субширотном направлениях (рис. 5), причем в юго-восточной части зоны поднятия имеют характер левых кулис.

Разноориентированные поднятия и прогибы под номерами 12 с мощностью осадков до 2 км (рис. 5) входят в состав Центрально-Охотской зоны IV (12) (см. рис. 4). Кашеваровское поднятие (14) и Восточно-Кашеваровский прогиб (13) (рис. 5) входят в состав

Кашеваровской зоны V (см. рис. 4). Мощность осадков в прогибе невелика и обычно составляет не более 2.5 км. Структурные элементы 15 и 16 (рис. 5), входящие в состав Лебединской зоны VI (см. рис. 4), отчетливо ориентированы в северо-западном направлении. В прогибе Лебеда (15) мощность осадков лишь на отдельных участках достигает 2–3 км. Северо-западная часть осевой линии поднятия Лебеда (16) располагается кулисно относительно остальной ее части (правая кулиса) (рис. 5).

Поднятия и прогибы с номерами 17 (рис. 5), входящие в состав Центральной зоны VII (17) (см. рис. 4), ориентированы обычно в северо-западном направлении. На отдельных участках прогибов мощность осадков достигает 4 км. В северо-западной половине зоны поднятия и прогибы располагаются по типу правых кулис (рис. 3, 5).

Структурные элементы 18–19, 20–21 (рис. 5), входящие соответственно в Срединно-Охотскую VIII и Южную IX зоны (см. рис. 4), имеют северо-западную и на отдельных участках субширотную ориентировку. Мощность осадков на отдельных участках прогибов достигает 3–4 км. На рис. 5 отчетливо видно, как северо-западные части структурных элементов 18–21 резко ограничиваются субмеридиональным Дерюгинским прогибом (2) по разломным зонам (см. рис. 3).

Структурные элементы 22–24 (рис. 5), входящие в зону X Института океанологии (см. рис. 4), отчетливо ориентированы в северо-восточном направлении, причем в прогибах мощность осадочных отложений колеблется от 1 до 4 км. Южно-Институтское поднятие (24) состоит из двух частей, расположенных кулисно (левая кулиса), которые разделяются узким меридиональным прогибом.

Основные особенности залегания осадочных образований в районе впадины Дерюгина отражены на схематическом геологическом разрезе по сейсмопрофилю № 3 (рис. 5, 6).

4. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПО СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫМ (ЛИТОФИЗИЧЕСКИМ) ПРИЗНАКАМ

Указанное тектоническое районирование выполнено на основании карты высокопорядковых структурных элементов осадочного чехла (см. рис. 5) и карт литофизических комплексов четырех региональных сейсмостратиграфических комплексов (РССК I-IV) (структурных ярусов), соответствующих следующим временным интервалам: K_2-P_{1-2} ; $P_3-N_1^1$; N_1^{1-2} и $N_1^3-N_2$ (см. рис. 2). В результате составлено четыре карты (рис. 7–10), каждая из которых показывает пространственное соотношение литофизических комплексов соответствующих структурных ярусов (сейсмостратиграфических комплексов) с высокопорядковыми структурными элементами осадочного чехла.

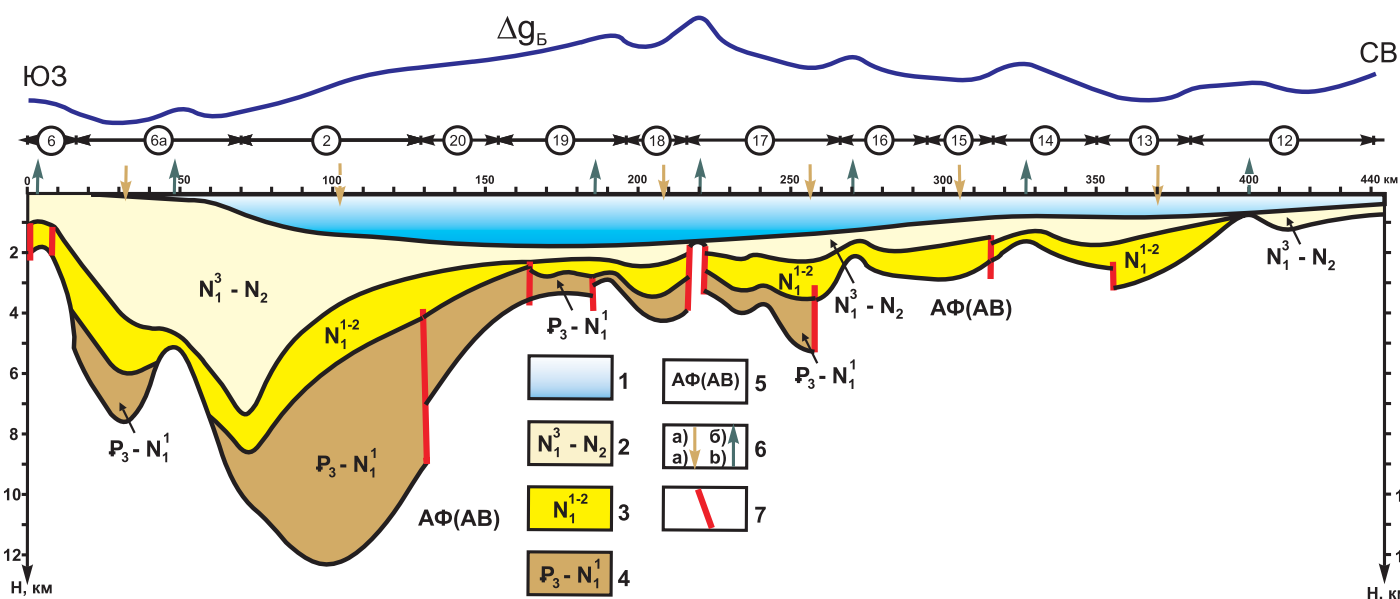


Рис. 6. Схематический геологический разрез по сейсмопрофилю № 3 [Volgin et al., 2011].

1 – водный слой; 2–4 – РССК: 2 – верхнемиоцен-плиоценовый (РССК IV), 3 – нижне-среднемиоценовый (РССК III), 4 – олигоцен-нижнемиоценовый (РССК II); 5 – акустический фундамент (АФ); 6 – оси прогибов (а), оси поднятий (б); 7 – разрывные нарушения. Цифры в кружках – номера структурных элементов (соответствуют номерам на рис. 3–5, 7–10), с Ю-З на С-В: 6 – Шмидтовско-Одоптинское поднятие, 6а – Восточно-Шмидтовская подзона, 2 – Дерюгинский прогиб, 20 – Институтско-Дерюгинский прогиб, 19 – Атласовское поднятие, 18 – Центрально-Охотский прогиб, 17 – поднятия и прогибы Центральной зоны, 16 – поднятие Лебеда, 15 – прогиб Лебеда, 14 – Кашеваровское поднятие, 13 – Восточно-Кашеваровский прогиб, 12 – поднятия и прогибы Центрально-Охотской зоны.

Fig. 6. The schematic geological section along seismic profile 3 [Volgin et al., 2011].

1 – water layer; 2–4 – RSSCs: 2 – Upper Miocene – Pliocene (RSSC IV), 3 – Lower-Middle Miocene (RSSC III), 4 – Oligocene – Lower Miocene (RSSC II); 5 – acoustic basement (AB); 6 – axes of troughs (a) and uplifts (b); 7 – faults. Numbers of structural elements (same as in Figures 3–5, and 7–10) are shown in circles; from SW to NE: 6 – Schmidt-Odoptu uplift, 6a – East Schmidt subzone, 2 – Deryugin trough, 20 – Deryugin Institute trough, 19 – Atlasov uplift, 18 – Central Okhotsk trough, 17 – uplifts and troughs in the Central zone, 16 – Lebed uplift, 15 – Lebed trough, 14 – Kashevarov uplift, 13 – East Kashevarov trough, 12 – uplifts and troughs in the Central Okhotsk zone.

Для примера рассмотрим наличие или отсутствие литофизических комплексов в пределах Дерюгинского прогиба (2) в рамках четырех структурных ярусов (рис. 7–10).

В доолигоценное время (K_2 – P_{1-2}) (рис. 7) на большей части территории Дерюгинского прогиба (2) осадочные отложения не накапливались и лишь на небольших участках в южной и северной его частях формировались отложения алеврито-глинисто-песчаного терригенного с углями 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) (см. рис. 8) практически на всей территории Дерюгинского прогиба (2) происходило осадконакопление пород алеврито-глинисто-кремнистого ЛК и лишь в крайней северо-восточной 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 части Дерюгинского прогиба (2) не-

сколько расширилась площадь осадконакопления пород песчано-алеврито-глинистого терригенного ЛК за счет сокращения участка отложений алеврито-глинисто-кремнистого ЛК, породы которого продолжали господствовать на остальной преобладающей части прогиба.

В верхнемиоцен-плиоценовое время (N_1^3 – N_2) (рис. 10) в северной части прогиба (2) продолжалось увеличение площади осадконакопления пород песчано-алеврито-глинистого терригенного ЛК, тогда как на остальной части прогиба по-прежнему продолжалось формирование отложений алеврито-глинисто-кремнистого ЛК.

Подобным образом можно получать информацию об осадочных образованиях для любого необходимого структурного элемента.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Для района впадины Дерюгина (Охотское море) впервые проведено комплексное тектоническое рай-

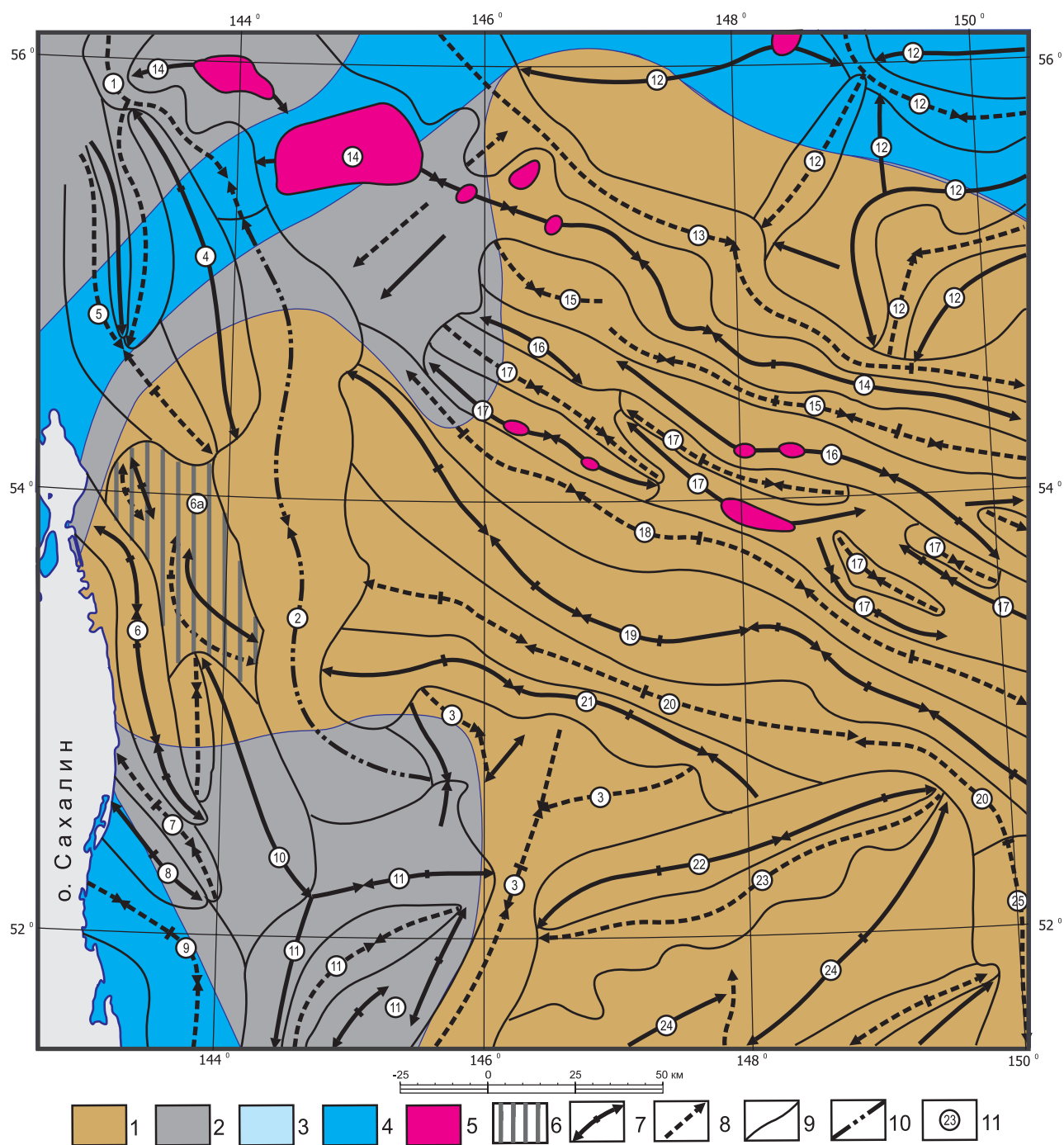


Рис. 7. Карта соотношения литофизических комплексов (ЛК) доолигоценового (K_2-P_{1-2}) сейсмостратиграфического комплекса – РССК I (структурного яруса) (см. рис. 2, А) с высокопорядковыми структурными элементами осадочного чехла района впадины Дерюгина (Охотское море) (см. рис. 5).

1 – область отсутствия отложений (в период K_2-P_{1-2}); 2–4 – литофизические комплексы: 2 – алеврито-глинисто-песчаный терригенный с углями, 3 – песчано-алеврито-глинистый терригенный, 4 – алеврито-глинисто-кремнистый; 5 – выходы акустического фундамента на дно моря (настоящее время); 6 – Восточно-Шмидтовская подзона (6a); 7 – оси относительных поднятий; 8 – оси относительных прогибов; 9 – границы высокопорядковых структурных элементов (условные границы второго типа [Kosygin, 1974]); 10 – осевая линия Дерюгинского прогиба (2); 11 – номера структурных элементов (названия на рис. 3).

Fig. 7. The map of correlations between lithophysical complexes (LC) of the pre-Oligocene (K_2-P_{1-2}) seismo-stratigraphic complex/structural layer (RSSC I) (see Fig. 2, A) and high-order structural elements in the sedimentary cover of the Deryugin basin area, the Sea of Okhotsk (see Fig. 5).

1 – areas barren of sediments (during K_2-P_{1-2}); 2–4 – lithophysical complexes: 2 – silty-clayey-sandy terrigenous with coals, 3 – sandy-silty-clayey terrigenous, 4 – silty-clayey-siliceous; 5 – current seafloor exposures of the acoustic basement; 6 – East Schmidt subsone (6a); 7 – axes of relative uplifts; 8 – axes of relative troughs; 9 – boundaries of high-order structural elements (second-type conditional boundaries [Kosygin, 1974]); 10 – axial line of the Deryugin trough (2); 11 – numbers of structural elements (same as in Fig. 3).

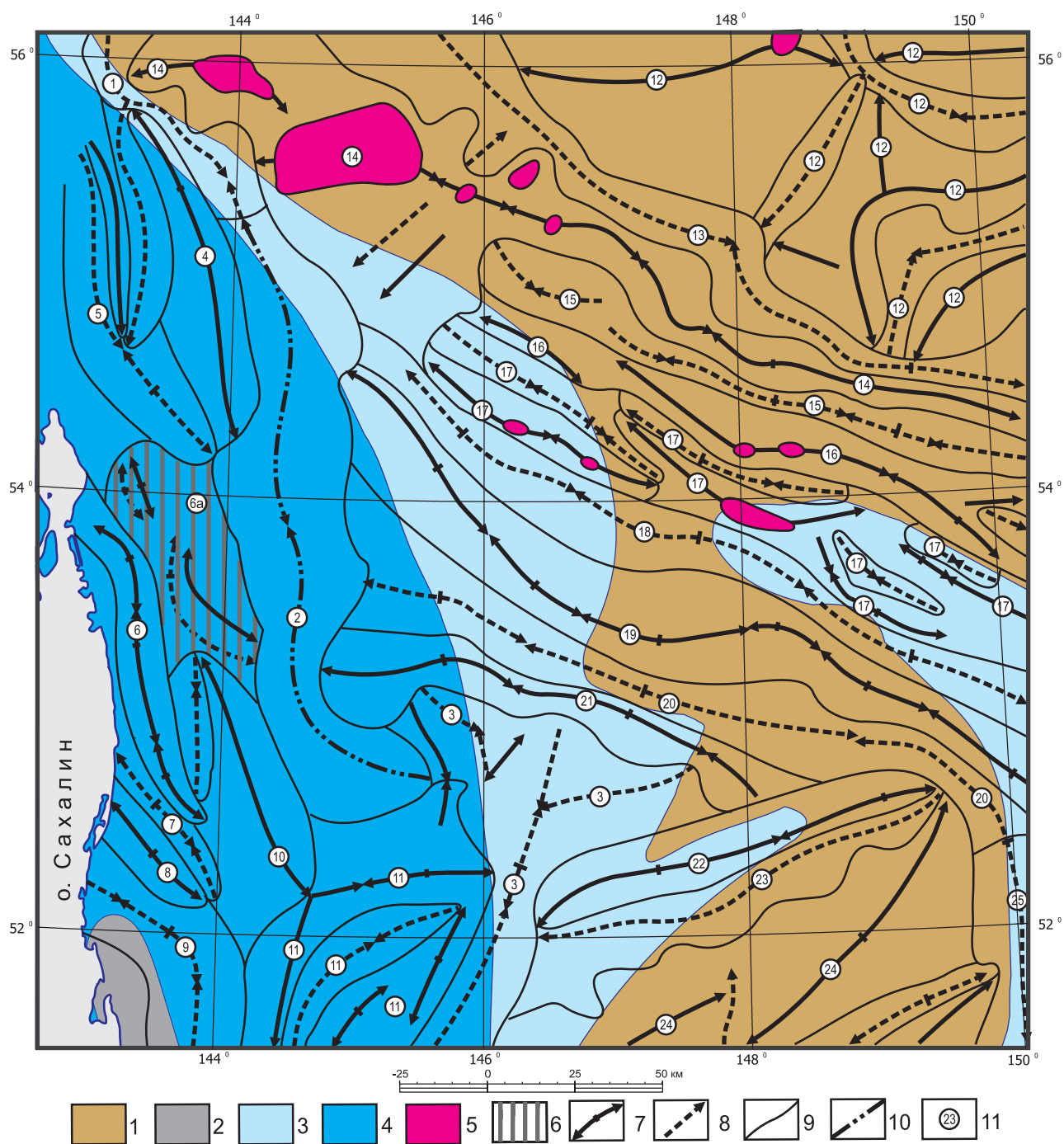


Рис. 8. Карта соотношения литофизических комплексов (ЛК) олигоцен-нижнемиоценового ($P_3-N_1^1$) сейсмостратиграфического комплекса – РССК II (структурного яруса) (см. рис. 2, Б) с высокопорядковыми структурными элементами осадочного чехла района впадины Дерюгина (Охотское море).

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 (LC) of the Oligocene-Lower Miocene ($P_3-N_1^1$) seismostratigraphic complex/structural layer (RSSC II) (see Fig. 2, B) and high-order structural elements in the sedimentary cover of the Deryugin basin area, the Sea of Okhotsk (see Fig. 5).

1 – areas barren of sediments (during $P_3-N_1^1$). The legend is given in Fig. 7.

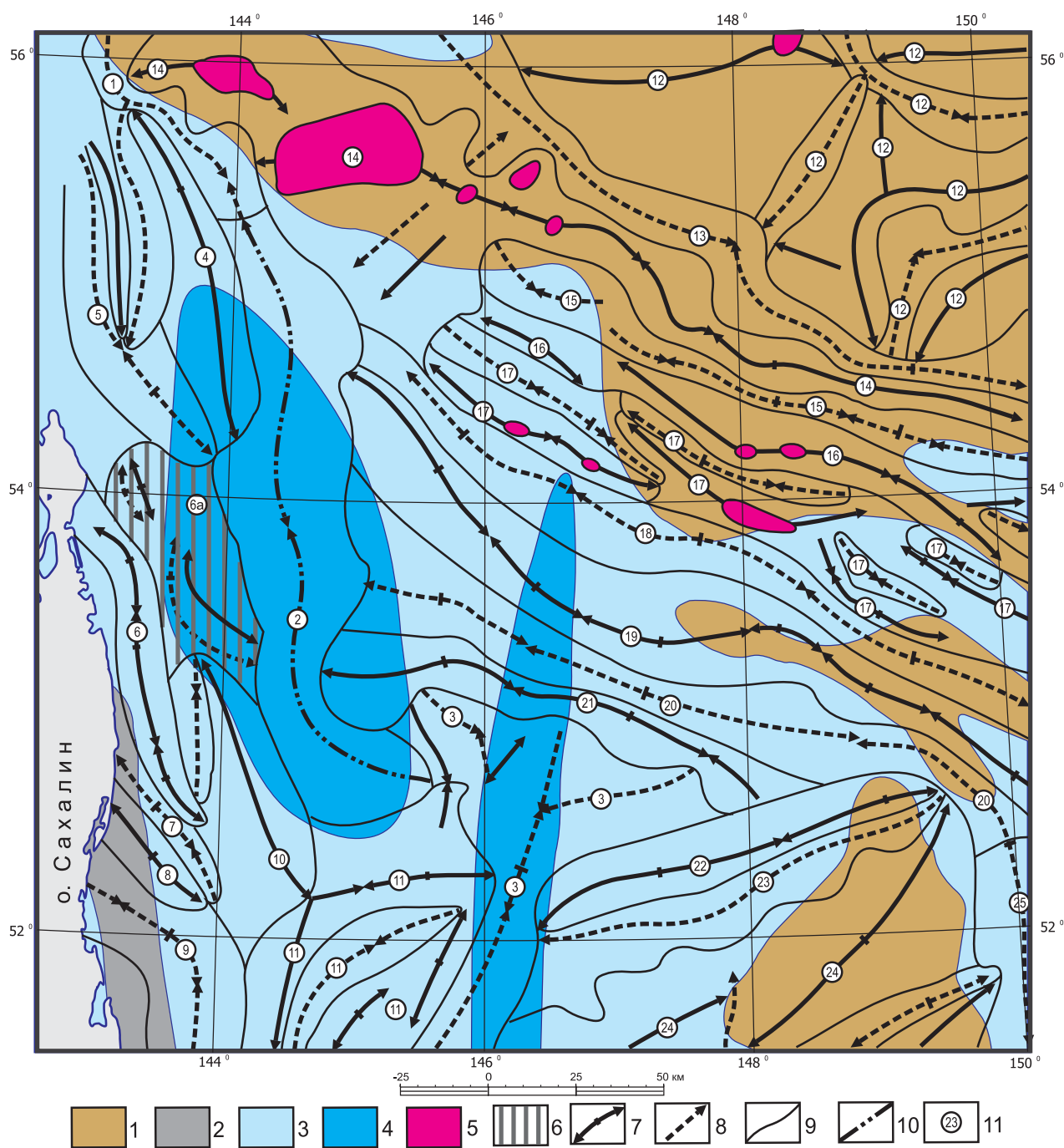


Рис. 9. Карта соотношения литофизических комплексов (ЛК) ниже-среднемиоценового (N_1^{1-2}) сейсмостратиграфического комплекса – РССК III (структурного яруса) (см. рис. 2, В) с высокопорядковыми структурными элементами осадочного чехла района впадины Дерюгина (Охотское море).

1 – область отсутствия отложений (в период N_1^{1-2}); остальные условные обозначения на рис. 7.

Fig. 9. The map of correlations between lithophysical complexes (LC) of the Lower-Mid Miocene (N_1^{1-2}) seismo-stratigraphic complex/structural layer (RSSC III) (see Fig. 2, C) and high-order structural elements in the sedimentary cover of the Deryugin basin area, the Sea of Okhotsk (see Fig. 5).

1 – areas barren of sediments (during N_1^{1-2}). The legend is given in Fig. 7.

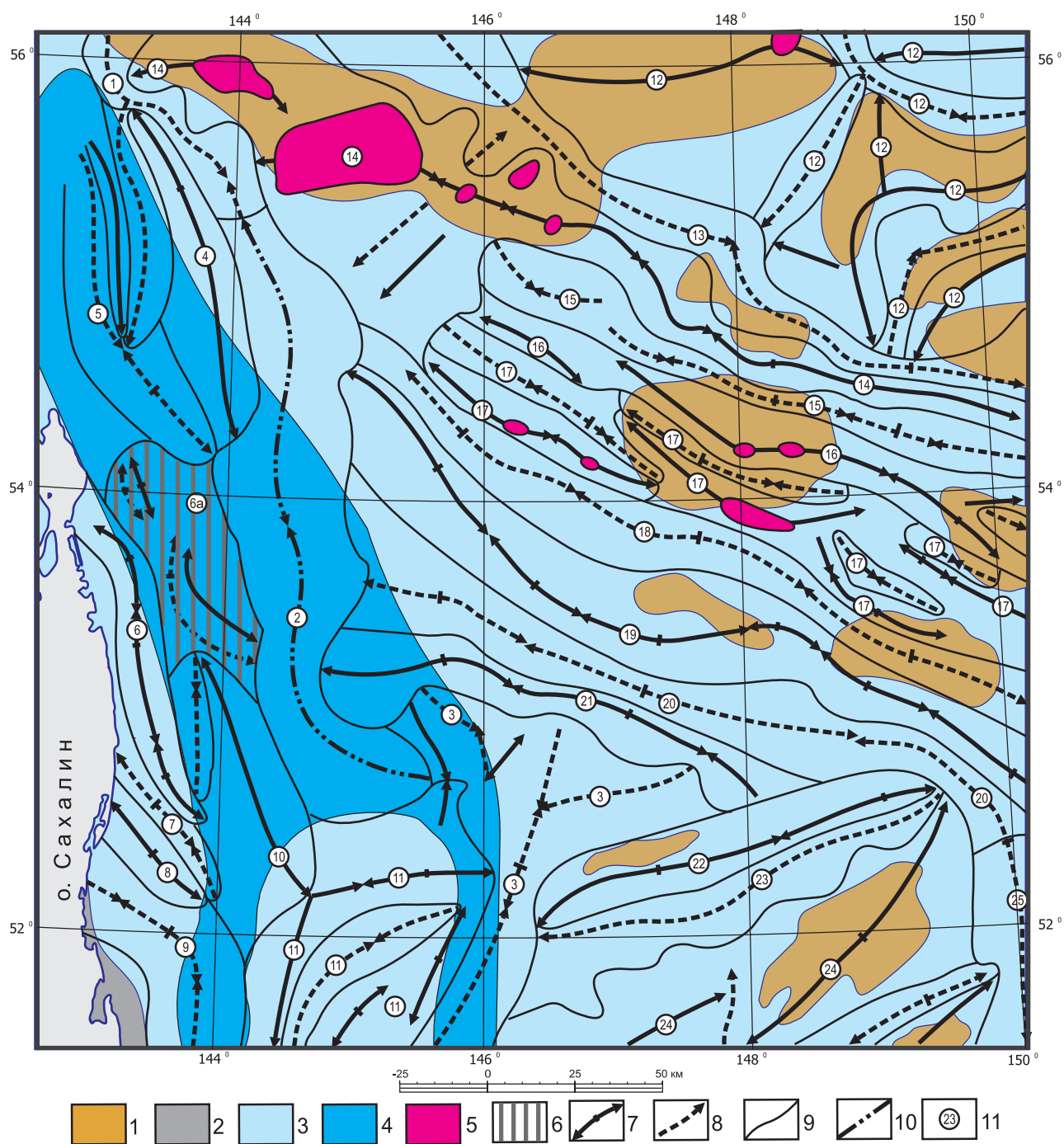


Рис. 10. Карта соотношения литофизических комплексов (ЛК) верхнемiocен-плиоценового ($N_1^3-N_2$) сейсмостратиграфического комплекса – РССК IV (структурного яруса) (рис. 2, Г) с высокопорядковыми структурными элементами осадочного чехла района впадины Дерюгина (Охотское море).

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 (LC) of the Upper Miocene – Pliocene ($N_1^3-N_2$) seismo-stratigraphic complex/structural layer (RSSC IV) (see Fig. 2, D) and high-order structural elements in the sedimentary cover of the Deryugin basin area, the Sea of Okhotsk (see Fig. 5).

1 – areas barren of sediments (during $N_1^3-N_2$). The legend is given in Fig. 7.

онирование осадочного чехла по вещественным (литофизическим), структурным и структурно-вещественным (литофизическим) признакам.

2. Тектоническое районирование осадочного чехла по вещественным (литофизическим) признакам выполнено в форме карт литофизических комплексов в рамках четырех региональных сейсмостратиграфических комплексов (РССК I K_2-P_{1-2} , РССК II $P_3-N_1^1$, РССК III N_1^{1-2} , РССК IV $N_1^3-N_2$), которые в тектоническом отношении рассматриваются нами как структурные ярусы, включающие следующие литофизические комплексы (ЛК): 1 – алеврито-глинисто-песчаный терригенный с углями, 2 – песчано-алеврито-глинистый терригенный, 3 – алеврито-глинисто-кремнистый.

3. Тектоническое районирование осадочного чехла по структурным признакам проведено на базе существенно уточненной для района впадины Дерюгина карты мощности осадочного чехла, на основе которой составлена структурно-тектоническая карта, отражающая 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 проведено их объединение в структурные зоны, включающие более мелкие по размерам структурные эле-

менты в форме относительных поднятий и прогибов.

4. На основании характера структурных рисунков предполагается, что высокопорядковые структурные элементы, ориентированные в северо-западном и субмеридиональном направлениях, образуют правый кулисный ряд (1–3, 16, 17), а также нередко они формируют левый кулисный ряд (6а–10, 6–9). Структурные элементы северо-восточной ориентировки иногда образуют левый кулисный ряд (Южно-Институтское поднятие (24), поднятие в пределах юго-восточной части Южно-Дерюгинской зоны (11)).

5. Тектоническое районирование осадочного чехла по структурно-вещественным (литофизическим) признакам выполнено на основании карт литофизических комплексов четырех региональных сейсмостратиграфических комплексов (структурных ярусов) и карты высокопорядковых структурных элементов осадочного чехла.

6. Составленные тектонические карты имеют важное значение для выявления закономерностей распределения рудных полезных ископаемых, нефте- и газопоявлений, а также для характеристики выделенных ОПБ. Тектонические карты могут дать необходимую информацию как о пространственном распределении различных вещественных комплексов в рамках ОПБ, так и о их тектонической структуре.

6. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Astakhov A.S., Gorbarenko S.A., Bakhareva G.A., Gretskeya 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.
- 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., Самтарава 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. Москва: Недра, 1974. 216 с.].
- Kulinich R.G., Obzhairov A.I., 2003. Barite-carbonate mineralization, methane anomalies, and geophysical fields in the Deryugin basin, the Sea of Okhotsk. *Tikhookeanskaya geologiya (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) // *Тихоокеанская геология*. 2003. Т. 22. № 4. С. 35–40].
- Obzhairov 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 Floor. 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: Дальнаука, 1999. 184 с.].
- Sergeyev 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.].
- Volgin P.F., Semakin V.P., Kochergin A.V., 2011. Structural elements of the sedimentary cover in the Deryugin basin of the Sea of Okhotsk. *Russian Journal of Pacific Geology* 5 (5), 380–386. <http://dx.doi.org/10.1134/S1819714011050113>.



Семакин Виктор Петрович, с.н.с., лаб. геодинамики
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
693022, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1 Б, Россия
Тел.: (4242)793115; ✉ e-mail: veselov@imgg.ru

Semakin, Viktor P., Senior Researcher, Lab. of Geodynamics
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
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
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



THE STRUCTURE OF THE LITHOSPHERIC MANTLE OF THE SIBERIAN CRATON AND SEISMODYNAMICS OF DEFORMATION WAVES IN THE BAIKAL SEISMIC ZONE

A. A. Stepashko

Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics FEB RAS, Khabarovsk, Russia

Abstract: The evolution and specific features of seismodynamics of the Baikal zones are reviewed in the context of interactions between deep deformation waves and the regional structure of the lithospheric mantle. The study is based on a model of the mantle structure with reference to chemical compositions of mantle peridotites from ophiolitic series located in the south-western framing of the Siberian craton (Fig. 1). The chemical zonation of the lithospheric mantle at the regional scale is determined from results of analyses of the heterogeneity of compositions of peridotites (Fig. 2, Table 1) and variations of contents of whole rock major components, such as iron, magnesium and silica (Fig. 3). According to spatial variations of the compositions of peridotites, the mantle has the concentric zonal structure, and the content of SiO_2 is regularly decreasing, while concentrations of FeO_Σ and MgO are increasing towards the centre of such structure (Fig. 4). This structure belongs to the mantle of the Siberian craton, which deep edge extends beyond the surface contour of the craton and underlies the north-western segment of the Central Asian orogenic belt.

Results of the studies of peridotites of the Baikal region are consistent with modern concepts [Snyder, 2002; O'Reilly, Griffin, 2006; Chen *et al.*, 2009] that suggest that large mantle lenses underlie the Archaean cratons (Fig. 5). The lenses are distinguished by high-density ultrabasic rocks and compose high-velocity roots of cratons which have remained isolated from tectonic processes. Edges of the mantle lenses may extend a few hundred kilometers beyond the limits of the cratons and underlie orogenic belts that frame the cratons, and this takes place in the south-western segment of the Siberian craton.

The revealed structure of the lithospheric mantle is consistent with independent results of seismic and magmatotectonic studies of the region. The Angara geoblock is located above the central part of the mantle lense (Fig 6, A); it is one of four main tectonic units that compose the basement of the Siberian craton [Mironyuk, Zagruzina, 1983]. As evidenced by the zonal composition of the mantle lense, the centre of the lense is highly dense, and this explains the location of a seismic anomaly there (Fig. 6, B) which is determined to a depth of about 50–60 km [Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I., 2006]. The high-velocity root located in this segment of the craton is traced by seismic tomography [Koulakov, Bushenkova, 2010] to a depth of about 600 km (Fig. 7). The southward-stretching edge of the sub-cratonic mantle has played a major role in the evolution of the Central Asian orogenic belt. In the Paleozoic, the position and the configuration of the accretional margin of the Siberian paleocontinent were determined by the hidden boundary of the craton (Fig. 8, A). Along the craton's boundary, rift-zones of various ages are located, and intrusions are concentrated, which genesis was related to extension settings (Fig. 8, B). The Cenozoic sedimentary basins are located above the hidden edge of the Siberian craton, which gives evidence of involvement of the deep lithospheric structure in the formation of the recent destruction zone. The basin of Lake Baikal is located along the mantle edge of the Siberian craton, and the basin's crescent shape accentuates the strike of the mantle edge.

In the region under study, the wave nature of seismicity is most evidently manifested by the cyclicity of the strongest earthquakes in the Baikal zone (Table 2). Three seismic cycles are distinguished as follows: (1) at the turn of the 20th century (earthquakes in the period from 1885 to 1931, $M=6.6-8.2$), (2) the middle of the 20th century (earthquakes from 1950 to 1967, $M=6.8-8.1$), and (3) at the turn of the 21st century (earthquakes from 1991 to 2012, $M=6.3-7.3$). While moving in the mantle, the deformation front collapses with the craton's basement, partially releases its energy to the lithosphere and involves the fragmented edge of the crust overlying the craton's edge into deformation (Fig. 9, A). This interaction resulted in the formation of the Mongolia-Baikol and the Altai-Baikol seismic sutures whereat all the strong earthquake took place in seismic cycles (1) and (3), respectively (Fig. 9, B). The third, West Amur seismic suture framing the boundary of the Amur plate comprises locations of strong earthquakes that occurred in cycle (2) (Fig. 10). An important specific feature of the Baikal seismic zone is orthogonal migration of earthquakes within seismic sutures. In each of the sutures, epicenters of strong earthquakes ($M>6.0$) migrated in the transverse direction, which established the orientation of maximum compression during interaction of deformation waves with the mantle structures (Fig. 9, and 10). The less strong seismic events ($M<6.0$) (Fig. 11) migrated along the seismic sutures. At the western flank of the zone, in the Altai-Baikol and Mongolia-Baikol sutures, latitudinal migration took place in the direction from west to east with account of the trajectory of the deformation wave. In the northern part of the West Amur suture, latitudinal migration was directed from east to west, and its direction was gradually changed to meridional in the southern part, which reflected the anticlockwise rotation of the Amur plate. This conclusion can

explain a paradox of counter migration of seismicity in the Baikal zone, which is revealed by S.I. Sherman [Sherman, Zlogodukhova, 2011].

In each of the three seismic/deformation sutures, stresses are released via orthogonal multi-directional migration of earthquakes (Fig. 12), and the sutures are regularly combined to compose a complex structure of the stress field in the Baikal seismic zone. Their positions predetermine locations of the major riftogenic structures, primarily sedimentary basins from Tunka to Ubsunur (Fig. 9, B). The three seismic sutures join and overlap each other in the area of Lake Baikal and thus set up the maximum intensity of deformation in this area. Apparently, each of the deformation sutures corresponds to one of the three basins of Lake Baikal (Fig. 13, A). Their depths are correlated with widths of the sutures, which is explained by 'weakening' of the deformation wave in the successive cycles of its interaction with the deep structure of the lithosphere. Seismicity of the Baikal zone and its Cenozoic rifting reflect the character of the stress field generated by interaction between the deep deformation wave and the organization of the lithospheric mantle.

Key words: Siberian craton, sub-craton mantle, zonation of the mantle, structure of the lithosphere, Baikal seismic zone, deformation waves, migration of earthquakes, seismic cycles, Amur plate, Baikal rift.

Recommended by S.I. Sherman

Citation: Stepashko A.A. 2013. The structure of the lithospheric mantle of the Siberian craton and seismodynamics of deformation waves in the Baikal seismic zone. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (4), 387–415. doi:10.5800/GT-2013-4-4-0108.

СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА И СЕЙСМОДИНАМИКА ДЕФОРМАЦИОННЫХ ВОЛН В БАЙКАЛЬСКОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗОНЕ

А. А. Степашко

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

Аннотация: Образование и особенности сейсмотектоники Байкальской зоны рассматриваются в контексте взаимодействия глубинных деформационных волн с региональной структурой литосферной мантии. В основе работы модель мантийной структуры, для реконструкции которой использованы химические составы мантийных перидотитов из офиолитовых комплексов, расположенных в юго-западном обрамлении Сибирского кратона (рис. 1). Анализ гетерогенности состава перидотитов (рис. 2, табл. 1) и вариаций содержаний в них главных породообразующих компонентов: железа, магния и кремния (рис. 3) позволил определить химическую зональность литосферной мантии регионального масштаба. Пространственные вариации состава перидотитов отражают концентрически-зональную мантийную структуру, к центру которой систематически уменьшаются содержания SiO_2 и возрастают концентрации FeO и MgO (рис. 4). Обнаруженная структура принадлежит мантии Сибирского кратона, глубинный край которого выходит за пределы его поверхностного контура, подстилая северо-западную часть Центрально-Азиатского орогенного пояса.

Результаты изучения перидотитов Байкальского региона согласуются с современными представлениями [Snyder, 2002; O'Reilly, Griffin, 2006; Chen et al., 2009], по которым под архейскими кратонами располагаются крупные мантийные линзы (рис. 5). Они отличаются повышенной плотностью ультраосновного вещества и образуют высокоскоростные корни кратонов, остававшиеся изолированными в тектонических процессах. Как и в юго-западной части Сибирского кратона, края мантийных линз могут выходить на сотни километров за пределы кратонов, подстилая орогенные пояса их обрамления.

Реконструкция структуры литосферной мантии согласуется с независимыми результатами сейсмических и тектономагматических исследований региона. Над центральной частью мантийной линзы расположен Ангарский геоблок (рис. 6, А), один из четырех главных тектонических элементов фундамента Сибирской платформы [Myronyuk, Zagruzina, 1983]. Зональность состава мантийной линзы определяет высокую плотность в ее центре, что объясняет положение здесь сейсмической аномалии (рис. 6, В), выделенной для глубины 50–60 км [Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I., 2006]. Расположенный в этой части кратона высокоскоростной корень прослеживается по данным сейсмотомографии [Koulakov, Bushenkova, 2010] до глубины ~600 км (рис. 7). Выдвинутый на юг край подкратонной мантии играл важную роль в тектонической эволюции Центрально-Азиатского орогенного пояса. В палеозое скрытая граница кратона определяла положение и конфигурацию аккреционной окраины Сибирского палеоконтинента (рис. 8, А). Вдоль нее также располагаются разновозрастные зоны рифтогенеза, концентрируются интрузии, генезис которых связан с обстановками растяжения (рис. 8, В). Над скрытым мантийным краем Сибирского кратона расположены кайнозойские осадочные впадины, что говорит об участии глубинной структуры литосферы в образовании современной зоны деструкции. Впадина озера Байкал вытянута вдоль мантийного края Сибирского кратона, подчеркивая своей серповидной формой его простираение.

Волновая природа сейсмичности наиболее проявлена в цикличности самых сильных землетрясений Байкальской зоны (табл. 2). Выделяются три сейсмических цикла: 1 – рубеж XIX–XX вв. (землетрясения 1885–1931 гг., $M=6.6-8.2$), 2 – середина XX в. (толчки 1950–1967 гг., $M=6.8-8.1$), 3 – рубеж XX–XXI вв. (события 1991–2012 гг., $M=6.3-7.3$). Перемещаясь в мантии, деформационный фронт сталкивается с основанием кратона, отдает литосфере часть энергии и вовлекает в деформации раздробленный край коры, расположенный над краем кратона (рис. 9, А). Результатом этого взаимодействия стало образование Монголо-Байкальского и Алтае-Байкальского сейсмических швов, в которых концентрируются все сильные землетрясения первого и последнего сейсмических циклов, соответственно (рис. 9, В). Сильные землетрясения середины XX в. (2-й цикл) образуют третий (Западно-Амурский) сейсмический шов, обрамляющий границу Амурской плиты (рис. 10). Важной особенностью Байкальской сейсмической зоны является ортогональная миграция землетрясений в пределах сейсмических швов. В каждом из швов обнаружена поперечная миграция эпицентров сильных землетрясений с $M>6.0$, которая фиксирует ориентацию максимального сжатия при взаимодействии деформационной волны с мантийными структурами (рис. 9, 10). Миграция более слабых землетрясений с магнитудами $M<6.0$ (рис. 11) происходит вдоль сейсмических швов. На западном фланге зоны в Алтае-Байкальском и Монголо-Байкальском швах продольная миграция, с учетом траектории деформационной волны, направлена с запада на восток. В Западно-Амурском шве продольная миграция направлена с востока на запад в северной части и постепенно меняет направление на меридиональное на юге, отражая вращение Амурской плиты против часовой стрелки. Это следствие объясняет парадокс встречной миграции сейсмичности в Байкальской зоне, обнаруженной С.И. Шерманом [Sherman, Zlogodukhova, 2011].

Закономерное сочетание трех сейсмических/деформационных швов, в каждом из которых стресс реализуется в виде разнонаправленной ортогональной миграции землетрясений (рис. 12), формирует сложную структуру поля напряжений в Байкальской сейсмической зоне. Позиция швов предопределяет расположение основных рифтогенных структур, прежде всего осадочных впадин, от Тункинской до Убсунурской (рис. 9, В). В районе озера Байкал все сейсмические швы смыкаются и накладываются друг на друга, что определяет максимальную интенсивность деформаций. Каждому из деформационных швов зоны, видимо, отвечает одна из трех котловин озера (рис. 13, А). Их глубина коррелирует с шириной швов, что объясняется «ослаблением» деформационной волны при последовательных циклах ее взаимодействия с глубинной структурой литосферы. Сейсмичность Байкальской зоны и ее кайнозойский рифтогенез с разных сторон отражают характер поля напряжений, генезис которого определен взаимодействием глубинной деформационной волны с организацией литосферной мантии.

Ключевые слова: Сибирский кратон, подкратонная мантия, зональность мантии, структура литосферы, Байкальская сейсмическая зона, деформационные волны, миграция землетрясений, сейсмические циклы, Амурская плита, Байкальский рифт.

1. ВВЕДЕНИЕ

Геодинамическая природа зон внутриплитной сейсмичности относится к числу наиболее важных, но до сих пор крайне дискуссионных и малопонятных проблем современной сейсмологии [Stone, 2008; Zoback, 2010]. Это в полной мере касается и Байкальской сейсмической зоны, несомненно, самой известной и наиболее опасной из областей внутриплитной сейсмичности России [Sherman, 2009; Sherman, Zlogodukhova, 2011]. Ее генезис и особенности в прошедшие десятилетия тщательно изучались и многократно обсуждались с разных позиций [Zonenshain, Savostin, 1979; Zorin, Turtanov, 2005; Logachev, 2003; Rundquist et al., 1999; Sherman, 2009]. Впечатляющий объем накопленной эмпирической информации и идейное богатство проведенных исследований не должны заслонять тот факт, что сеймотектоника до сих пор не располагает глубокой аргументацией тех геодинамических факторов, действие которых вызывает сильные землетрясения региона.

Фундаментальная идея, без которой невозможно, по нашему мнению, понять природу внутриплитной сейсмичности, сформулирована в гипотезе деформационных волн [Bykov, 2005; Vikulin et al., 2000; Ulomov,

1993; Sherman, 2009, 2013]. Самые сильные из таких волн, по-видимому, образуются в районах аномальной концентрации сжатия на границах плит и периодически распространяются или в самой литосферной мантии, или вдоль кровли астеносферы [Malamud, Nikolaevsky, 1983, 1985; Stepashko, 2011b]. Для Байкальской сейсмической зоны ближайшим районом аномального сжатия является Памиро-Гиндукушский узел Гималайской области коллизии Евразийской и Индо-Австралийской плит [Zonenshain, Savostin, 1979; Ivanova, Trifonov, 2005; Malamud, Nikolaevsky, 1985; Molnar, Tapponnier, 1975]. По нашему мнению, здесь образуется деформационная волна, которая вносит главный вклад в сейсмичность Байкальской зоны. Уходя затем на восток, эта же волна деформаций, по всей видимости, вызывает сильные землетрясения Приамурья, Приморья и Сахалина [Stepashko, 2010, 2011a].

Деформационные волны максимальной интенсивности приводят к региональной активизации литосферы, причем размеры областей, вовлеченных в процесс, могут составлять десятки и сотни тысяч квадратных километров [Stepashko, 2011b; Sherman, 2009, 2013]. Принимая во внимание глубину распространения деформационных волн и учитывая масштаб процессов, следует предполагать, что особенности строения лито-

сферной мантии играют существенную роль в генезисе зон внутриплитной сейсмичности. Это предположение доказало свою эффективность при изучении генезиса сильных внутриплитных землетрясений Дальнего Востока России и Северного Китая [Stepashko, 2010, 2011a, 2011b] и ниже использовано для понимания природы Байкальской сейсмической зоны.

Особый интерес, с нашей точки зрения, вызывают структурные особенности, отражающие вариации состава литосферной мантии. Еще недавно существование таких структур с тектонических позиций казалось маловероятным. Общепринятым считалось то, что вещество верхней мантии хорошо перемешано к настоящему времени в результате многократных планетарных циклов конвекции и субдукции. Однозначность этого постулата была поставлена под сомнение еще в семидесятые годы при обнаружении высокоскоростных мантийных зон, подстилающих архейские кратоны [Jordan, 1978]. Сейсмотомография подтвердила широкое развитие таких высокоскоростных корней и показала, что они вертикально погружаются под кратонами до глубины 300–400 км, а порой и глубже [Gossler, Kind, 1996; Polet, Anderson, 1995]. Современное изучение изотопного и геохимического состава глубинных ксенолитов подтвердило и аномальный возраст мантии архейских кратонов, который достигает, как правило, 2–3 млрд лет, и ее отличие по составу от мантии окружающих орогенных поясов протерозоя и фанерозоя [Griffin et al., 2009; Lee et al., 2011; Luguët et al., 2009; O'Reilly, Griffin, 2006; Pearson, 1999; Snyder, 2002]. Подкратонная мантия, играющая важнейшую роль в строении континентальной литосферы, является, таким образом, древней и сохранила свою вещественную изолированность в тектонической эволюции.

В настоящее время формируется принципиально новое представление о составе и структуре континентальной литосферной мантии, ключевые идеи которого кратко рассмотрены ниже применительно к Сибирскому кратону. Хотя основную информацию о мантии традиционно получают с помощью геофизических, прежде всего сейсмических, методов, работы прошедшего десятилетия показали также важность петрогеохимического исследования мантийного вещества. Используемый в работе подход основан на изучении зональности состава перидотитов мантии, которая, по нашему опыту, дает уникальную информацию о структуре литосферной мантии [Stepashko, 1998, 2010]. Анализ зональности перидотитовых протрузий из офиолитов Алтае-Саянской области позволяет установить особенности мантийного строения юго-западного края Сибирского кратона, которые хорошо согласуются с результатами глубинных сейсмических исследований [Koulakov, Bushenkova, 2010; Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I., 2006]. Высокое соответствие двух независимых «образов» литосферной мантии – сейсмического и петрогеохимического – принципиально и

позволяет предполагать правомерность реконструкции мантийной структуры региона. Мантия Сибирского кратона протягивается далеко на юг под структуры Центрально-Азиатского орогенного пояса, образуя глубинное основание Байкальской сейсмической зоны. Модель образования зоны, основные черты которой рассматриваются ниже, предполагает, что пространственно-временное распределение сильных землетрясений является отражением у поверхности литосферного взаимодействия деформационных волн с погруженным мантийным краем Сибирского кратона.

2. ВАРИАЦИИ СОСТАВА ПЕРИДОТИТОВ И ЗОНАЛЬНОСТЬ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ АЛТАЕ-САЯНСКОГО РЕГИОНА

Для расшифровки структуры мантии Байкальской сейсмической зоны особый интерес представляют многочисленные тела (блоки) перидотитов из рифей-раннекембрийских офиолитов, которые очень широко распространены в Алтае-Саянской аккреционной области (рис. 1). Такие ультрабазиты являются, как общепризнано, фрагментами мантийного вещества, перемещенными на поверхность в виде тектонических протрузий. Они были подняты приблизительно с глубины 40–60 км и характеризуют состав литосферной мантии.

Вопрос о зональности состава мантийных перидотитов региона ранее поднимался [Velinsky, Vartanova, 1980], но остался без удовлетворительного решения, прежде всего потому, что изучались породы лишь Тувы и Сангилен, а такой масштаб сравнения, как будет ясно в дальнейшем, явно недостаточен для обнаружения региональной зональности состава перидотитов.

В нашей работе сравнивался химический состав перидотитов из всех главных районов распространения офиолитов (рис. 1). Основные данные взяты из сводной работы Б.Н. Лапина [Lapin, 1997] и дополнены химическими анализами ультрабазитов Енисейского кряжа [Vernikovskiy et al., 1994] и Прихубсугульского района Монголии [Lesnov, 1986]. При изучении региональной гетерогенности перидотитов и зональности состава мантии прежде всего интересны содержания главных компонентов перидотитов: кремния, железа и магния [Stepashko, 1998]. В сумме они составляют порядка 95 % веса породы и, что важно, наиболее устойчивы ко вторичным преобразованиям. Содержания двух других породообразующих компонентов перидотитов – алюминия и кальция – существенно меньше и, как правило, сильно коррелируют с магнием, не неся дополнительной информации о структуре вариаций состава. Предварительно для устранения влияния степени серпентинизации все химические анализы по принятой методике пересчитывались на 100 % суммы петрогенных компонентов, железо приводилось к общей форме.

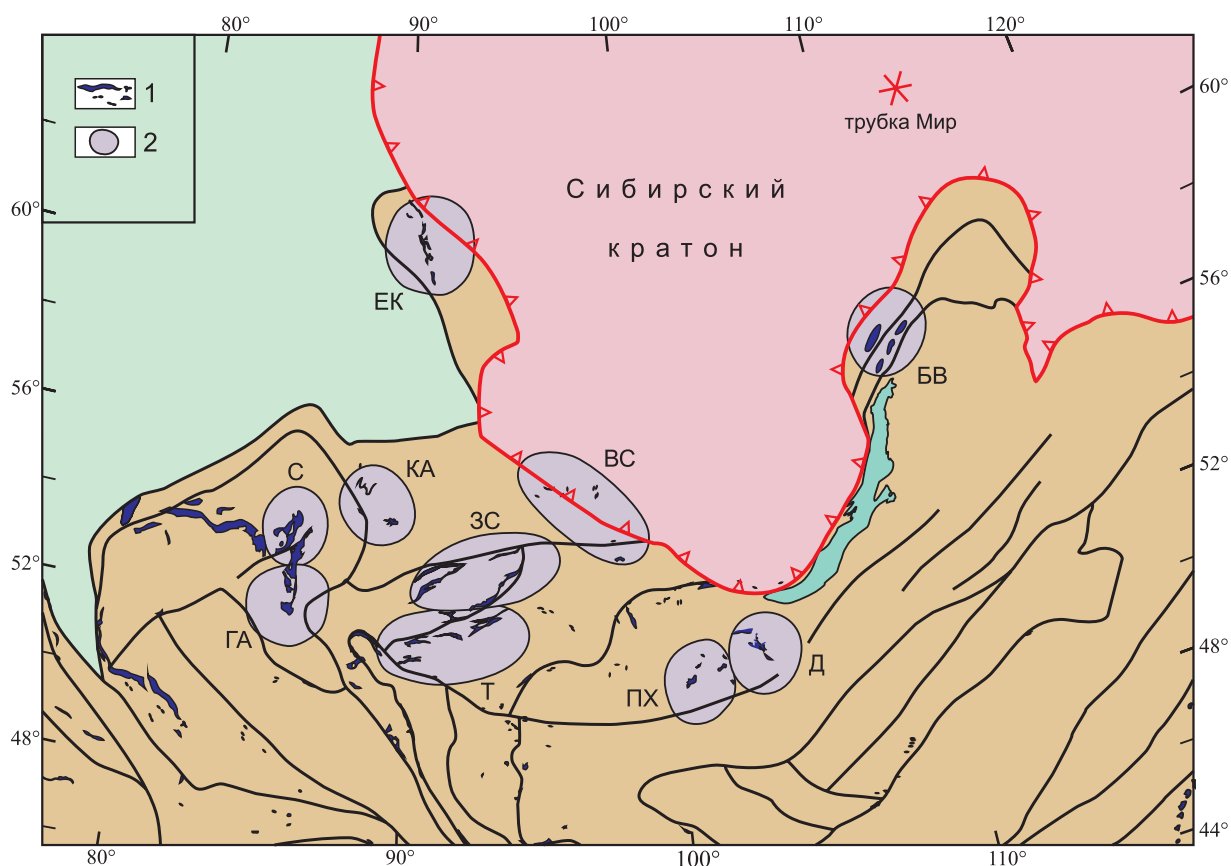


Рис. 1. Положение мантийных перидотитов у юго-западной окраины Сибирского кратона.

1 – офиолитовые комплексы с ультрабазитами в структуре Центрально-Азиатского орогенного пояса; 2 – основные районы, для которых анализировался состав мантийных перидотитов: ЕК – Енисейский кряж [Vernikovsky et al., 1994], С – Салаир, ГА – Горный Алтай, КА – Кузнецкий Алатау, ЗС – Западный Саян, ВС – Восточный Саян, Т – Тува, БВ – Байкало-Витимский, Д – Джидинский [Lapin, 1997], ПХ – Прихубсугульский [Lesnov, 1986]. Звездочкой отмечена позиция кимберлитовой трубки Мир. Красная линия с бергштрихами показывает границу Сибирского кратона, окрашенного розовым цветом. Коричневым цветом обозначена северо-западная часть Центрально-Азиатского орогенного пояса. В его пределах показана позиция основных тектонических нарушений.

Fig. 1. Positions of mantle peridotites at the south-western margin of the Siberian craton.

1 – ophiolite series with ultrabasites in the structure of the Central Asian orogenic belt; 2 – main areas with analysed compositions of the mantle peridotites: ЕК – Yenisei ridge [Vernikovsky et al., 1994], С – Salair, ГА – Gorny Altai, КА – Kuznetsky Altai, ЗС – West Sayan, ВС – East Sayan, Т – Tuva, БВ – Baikal-Vitim, Д – Dzhida [Lapin, 1997], ПХ – Prekhubugul [Lesnov, 1986]. The star shows the Mir kimberlite pipe. The red line with hachures shows the boundary of the Siberian craton (see the pink area). The north-western part of the Central Asian orogenic belt is shown in brown. Major tectonic faults are shown by black lines.

Закономерности состава ультрабазитов региона. Особенностью перидотитов Алтае-Саянской области являются сильные вариации содержаний железа, отражающие гетерогенность их состава. Породы большинства изученных районов на диаграммах FeO/MgO распадаются на группы, примеры такой неоднородности приведены для перидотитов Салаира, Тувы и Байкало-Витимского района (рис. 2, А-С). По содержаниям железа средние составы однородных групп, определенные для всех поясов (табл. 1), распадаются на две самостоятельные совокупности (рис. 2, Д). Разрыв распределения между ними предполагает закономерный характер обнаруженной неоднородности. Образование ультрабазитов разного уровня железистости при этом явно не связано со степенью деплеции мантии,

так как две совокупности мало различаются по положению на диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ (рис. 3, А). Все составы на ней образуют общий тренд истощения примитивной мантии (ПМ), в низкомagneзиальную часть которого попадают также средние составы мантийных ксенолитов из кайнозойских вулканов Хамар-Дабана и Джиды [Ashchepkov, 1991; Kiselev et al., 1979].

Наиболее высокие содержания магния характерны, как обнаружено, для мантии древних кратонов [Griffin et al., 2009; Luguet et al., 2009; Pearson, Wittig, 2008]. Если подразделить литосферную мантию на типы по возрасту коры [Griffin et al., 1999]: Archon (>2.5 млрд лет), Proton (2.5–1.0 млрд лет), Tecton (<1.0 млрд лет), то обнаруживается, что в соответствующих перидотитах содержания магния уменьшаются с омоложением

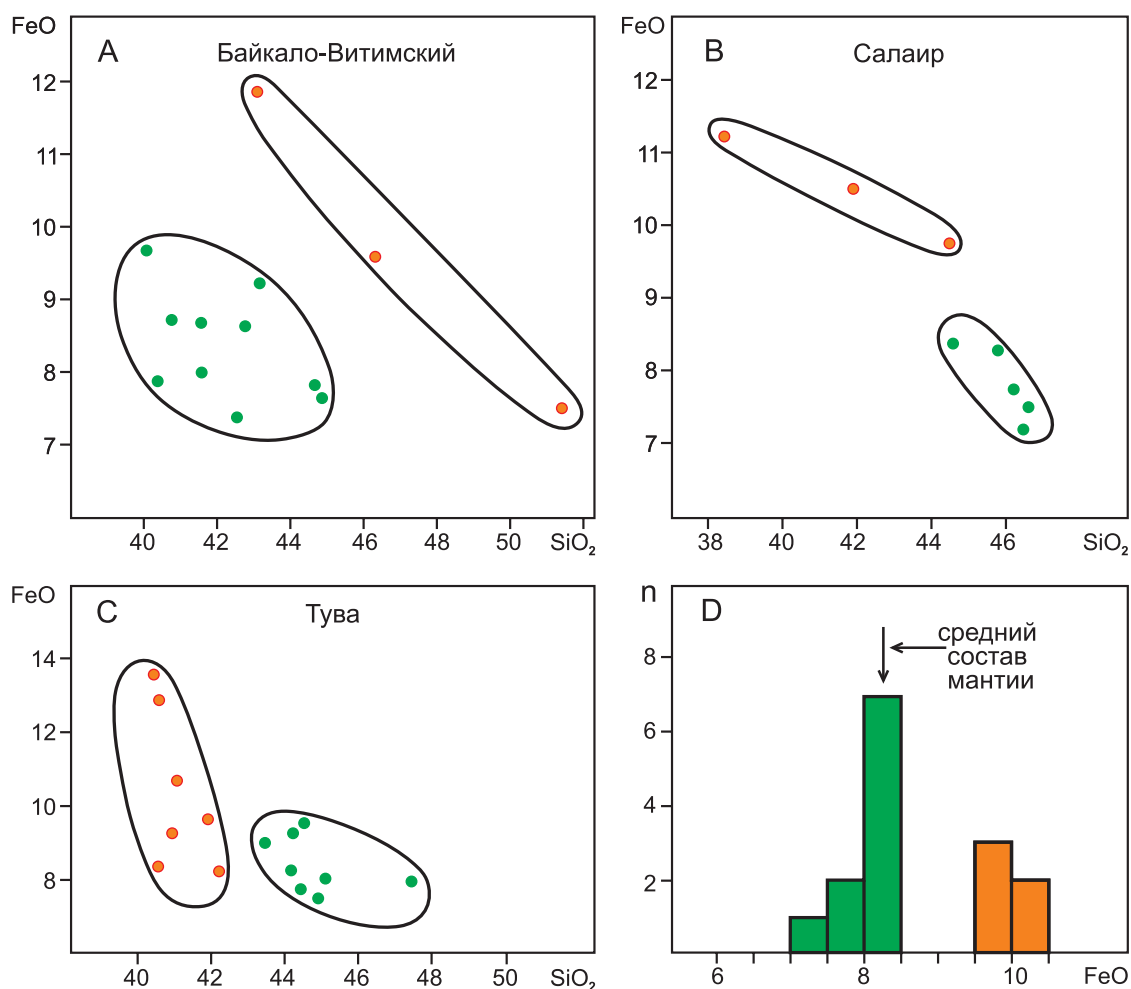


Рис. 2. Гетерогенность мантийных перидотитов из офиолитов Алтае-Саянского региона.

A, B, C – распределения ультрабазитов в трех районах. Цветом выделены однородные группы, для которых рассчитывался средний состав; D – гистограмма содержаний суммарного железа для средних составов групп Алтае-Саянского региона.

Fig. 2. Heterogeneity of mantle peridotites from ophiolites of the Altai- Sayan region.

A, B, C – distribution of ultrabasites in the three areas. Highlighted are homogeneous groups with calculated average compositions; D – histogram showing bulk iron contents for average compositions of groups in the Altai- Sayan region.

возраста кратонов (рис. 3, A). Перидотиты Алтае-Саянской области по степени истощения относятся, в этом контексте, к самой магнезиальной мантии наиболее древних архейских кратонов.

Существование пород с разным уровнем железистости (см. рис. 2, D) является отражением закономерной структуры вариаций состава. На диаграммах FeO/MgO, FeO/SiO₂ перидотиты образуют серии (полосы), расположенные параллельно (рис. 3, B, C). Каждой из двух совокупностей, выделенных выше по содержаниям железа, отвечает своя серия. Видимо, к отдельной серии следует отнести перидотиты Кузнецкого Алатау, которые отличаются крайне низкими содержаниями железа (рис. 3, B, C). Для распределений такого типа (их удобно обозначать как «спектральные структуры вариаций» [Stepashko, 1998]) характерны закономерные связи содержаний главных компонен-

тов: магния, кремния и железа. В сериях перидотитов Алтае-Саянского региона хорошо выражена положительная корреляция FeO и MgO, рост которых компенсируется уменьшением содержаний SiO₂. Обнаруженная спектральная структура объединяет перидотиты огромной области и является ключом к пониманию характера зональности литосферной мантии.

Особый интерес в этом отношении представляют породы главной серии, в которых содержания FeO отвечают диапазону 7.7–8.5 % (табл. 1). В поля этой серии попадают эталонные составы литосферной мантии: архона, протона и тектона. Такой уровень железистости является характерным в целом для Земли, как для перидотитов из офиолитов разных регионов, так и для мантийных ксенолитов из кимберлитов и базальтов.

Сравнительный анализ перидотитов главной серии

Таблица 1. Составы однородных групп мантийных ультрабазитов Алтае-Саянской области

Table 1. Compositions of homogeneous groups of mantle ultrabasites of the Altai-Sayan region

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	n
1	43.58	0.03	1.87	8.34	0.12	44.25	1.50	0.23	0.06	11
2A	44.26	0.06	1.05	8.28	0.10	45.53	0.42	0.30	–	4
2B	45.23	0.22	1.02	9.97	0.03	42.55	0.78	0.20	–	3
3A	42.60	0.03	0.87	8.41	0.11	47.42	0.44	0.08	0.04	10
3B	47.26	0.06	1.38	9.66	0.08	41.34	0.20	0.02	–	3
4A	45.09	0.08	2.43	8.39	0.09	42.09	1.23	0.31	0.27	8
4B	41.46	0.11	2.48	10.43	0.12	43.71	1.27	0.29	0.13	7
5A	46.35	–	1.12	7.75	0.02	44.53	0.19	0.03	0.01	5
5B	42.15	0.03	1.80	10.44	0.12	44.96	0.49	0.01	–	3
6	43.94	0.13	1.33	8.32	0.08	45.18	0.86	0.12	0.04	13
7	42.82	0.06	1.67	8.11	0.11	44.53	2.26	0.39	0.04	5
8	44.06	0.20	1.31	7.19	0.05	46.11	0.90	0.18	–	8
9A	45.39	0.03	1.39	7.84	0.13	42.59	2.32	0.25	0.05	3
9B	44.99	0.06	2.63	9.92	0.14	41.21	0.93	0.04	0.08	3
10	43.85	0.04	0.89	8.09	0.10	45.76	1.15	0.07	0.05	14
Ксенолитовые ассоциации										
11	44.17	0.17	2.77	8.22	0.12	42.11	2.01	0.32	0.10	7
12	45.84	0.22	3.88	7.83	0.13	38.17	3.21	0.54	0.17	13
13	44.99	0.08	2.31	7.85	0.12	42.93	1.42	0.17	0.12	52

Примечание. Средние составы мантийных перидотитов поясов: 1 – Восточного Саяна, 2 – Джидинского района, 3 – Байкало-Витимской области, 4 – Тувы, 5 – Салаира, 6 – Западного Саяна, 7 – Горного Алтая, 8 – Кузнецкого Алатау, 9 – Енисейского кряжа, 10 – Прихубсугульского пояса. Для поясов под № 2, 3, 4, 5, 9 (левая колонка) приведены средние составы однородных (А, В) групп перидотитов. Зеленым цветом выделены составы нормальной железистости. Ксенолитовые ассоциации: 11 – Хамар-Дабана, 12 – Джидинского района, 13 – Трубки Мир. При расчетах использованы анализы по Б.Н. Лапину [Lapin, 1997], В.А. Верниковскому и др. [Vernikovskiy et al., 1994], Ф.П. Леснову [Lesnov, 1986], И.В. Ащепкову и А.И. Киселеву и др. [Ashchepkov, 1991; Kiselev et al., 1979], Б.М. Владимирову и др. [Vladimirov et al., 1976].

Note. Average compositions of mantle peridotites in belts: 1 – East Sayan, 2 – Dzhida, 3 – Baikal-Vitim, 4 – Tuva, 5 – Salair, 6 – West Sayan, 7 – Altai, 8 – Kuznetsk Alatau, 9 – Yenisei ridge, 10 – Prekhubsugul belt. Average compositions of homogeneous (A, B) groups of peridotites are shown for the belts under numbers 2, 3, 4, 5, and 9 in the left column. Green – normal iron contents. Xenolith associations: 11 – Khamar-Daban, 12 – Dzhida, 13 – Mir kimberlitic pipe. Calculations are based on analyses according to B.N. Lapin [Lapin, 1997], V.A. Vernikovskiy et al. [Vernikovskiy et al., 1994], F.P. Lesnov [Lesnov, 1986], I.V. Ashchepkov and A.I. Kiselev et al. [Ashchepkov, 1991; Kiselev et al., 1979], and B.M. Vladimirov et al. [Vladimirov et al., 1976].

обнаруживает зональность состава мантии Алтае-Саянского региона, наиболее определенно в вариациях содержаний кремния (рис. 4). Менее отчетливо зональность выражена по магнию, на содержания которого гораздо сильнее влияет степень истощения, видимо, отличающаяся в разных районах. Единственным исключением в рисунке зональности являются перидотиты Горного Алтая, которые показывают самые низкие содержания SiO₂. Среди изученных пород они занимают самое юго-западное положение и, возможно, являются фрагментами мантии уже из другой области. Перидотиты всех остальных девяти районов Алтае-Саянского региона намечают закономерную концентрическую поверхность вариаций, к центру которой содержания кремния систематически уменьшаются от 46 до 43 %. Несомненно, изолинии компонента обрамляют выступающий на юг край Сибирского кратона и центр вариационной поверхности оказывается расположен далеко в контуре кратона. Это предполагает, что перидотиты Алтае-Саянской области являются фрагментами литосферной мантии Сибирского кратона. Подтверждением являются ксенолиты кимберлитовой

трубки «Мир», которые по содержаниям всех компонентов относятся к той же вариационной структуре (см. рис. 3). Содержания кремния в этих ксенолитах так же хорошо согласуются с концентрическим рисунком зональности мантии (рис. 4). В соответствии с корреляционными связями (см. рис. 3, В, С) уменьшение содержаний кремния к центру поверхности вариаций сопровождается ростом в перидотитах содержания магния и железа. Мантия под краем Сибирского кратона в центре концентрической поверхности должна отличаться самой высокой железистостью и магниальностью, а следовательно плотностью.

3. СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О МАНТИИ КРАТОНОВ

В последние 10–15 лет представления о структуре верхней мантии испытывают кардинальную трансформацию, и те новые идеи, которые сейчас активно развиваются, позволяют понять природу вариаций состава перидотитов Алтае-Саянской области.

Модель подкратонной мантии. Развитие геологии на

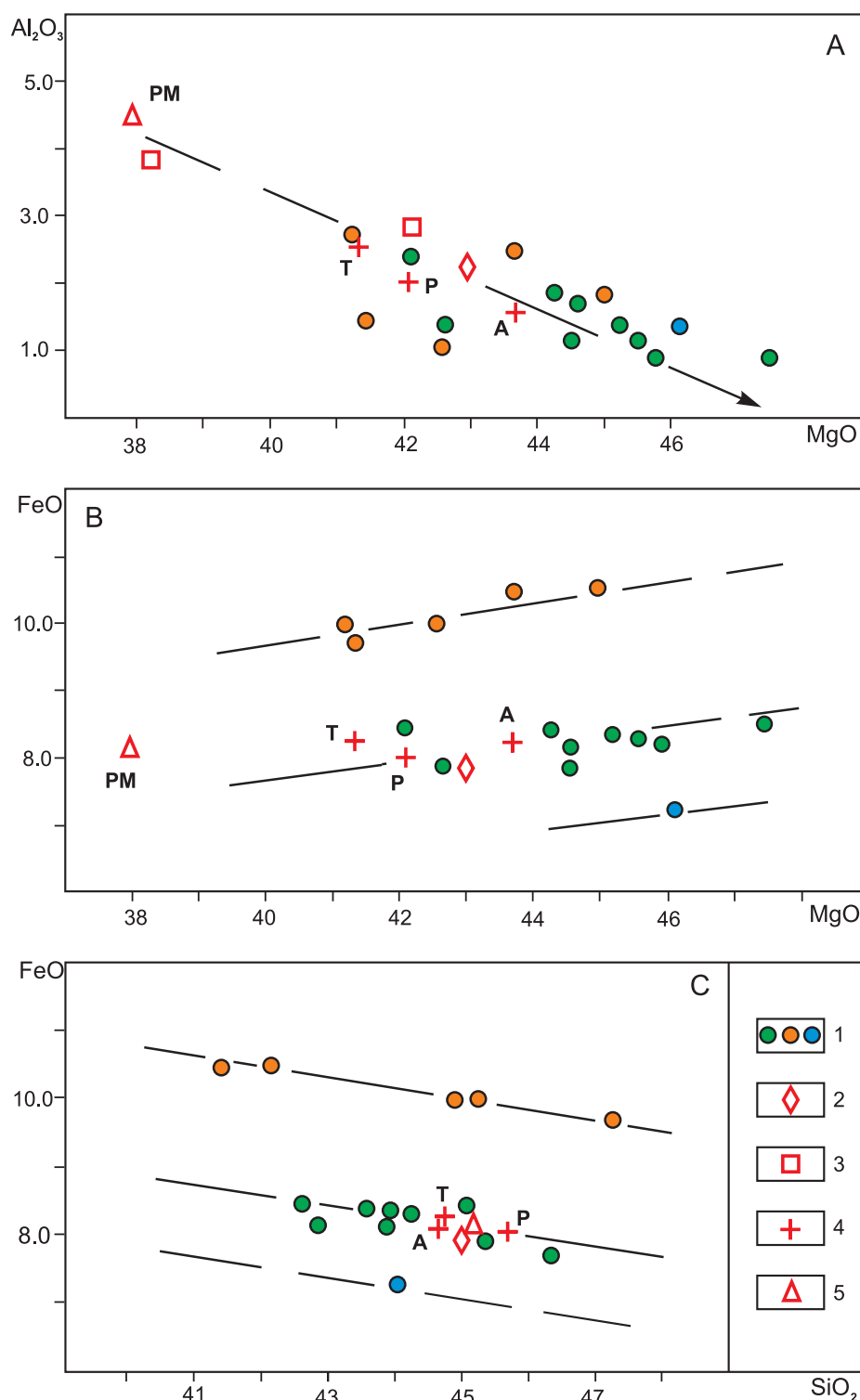


Рис. 3. Структура вариаций состава мантийных перидотитов Алтае-Саянского региона.

A – тренд истощения мантии на диаграмме Al_2O_3/MgO ; B, C – спектральное распределение составов на диаграммах FeO/MgO и FeO/SiO_2 . Средние составы: 1 – однородных групп перидотитов по районам (табл. 1); 2 – ксенолитов кимберлитовой трубки Мир [Vladimirov et al., 1976]; 3 – мантийных ксенолитов из кайнозойских базальтов Джиды и Хамар-Дабана [Ashchepkov, 1991; Kiselev et al., 1979]; 4 – континентальной мантии, возрастные типы: A – архон, P – протон, T – тектон [Griffin et al., 1999]; 5 – примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995].

Fig. 3. The pattern of variations in compositions of mantle peridotites in the Altai-Sayan region.

A – depleted mantle trend in Al_2O_3/MgO diagram; B, C – spectral distribution of compositions in FeO/MgO and FeO/SiO_2 diagrams. Average compositions: 1 – homogeneous groups of peridotites by regions (Table 1); 2 – xenoliths of the Mir kimberlite pipe [Vladimirov et al., 1976]; 3 – mantle xenoliths from the Cenozoic basalts of Dzhida and Khamar-Daban [Ashchepkov, 1991; Kiselev et al., 1979]; 4 – continental mantle by age types: A – Archon, P – Proton, T – Tecton [Griffin et al., 1999]; 5 – primitive mantle [McDonough, Sun, 1995].

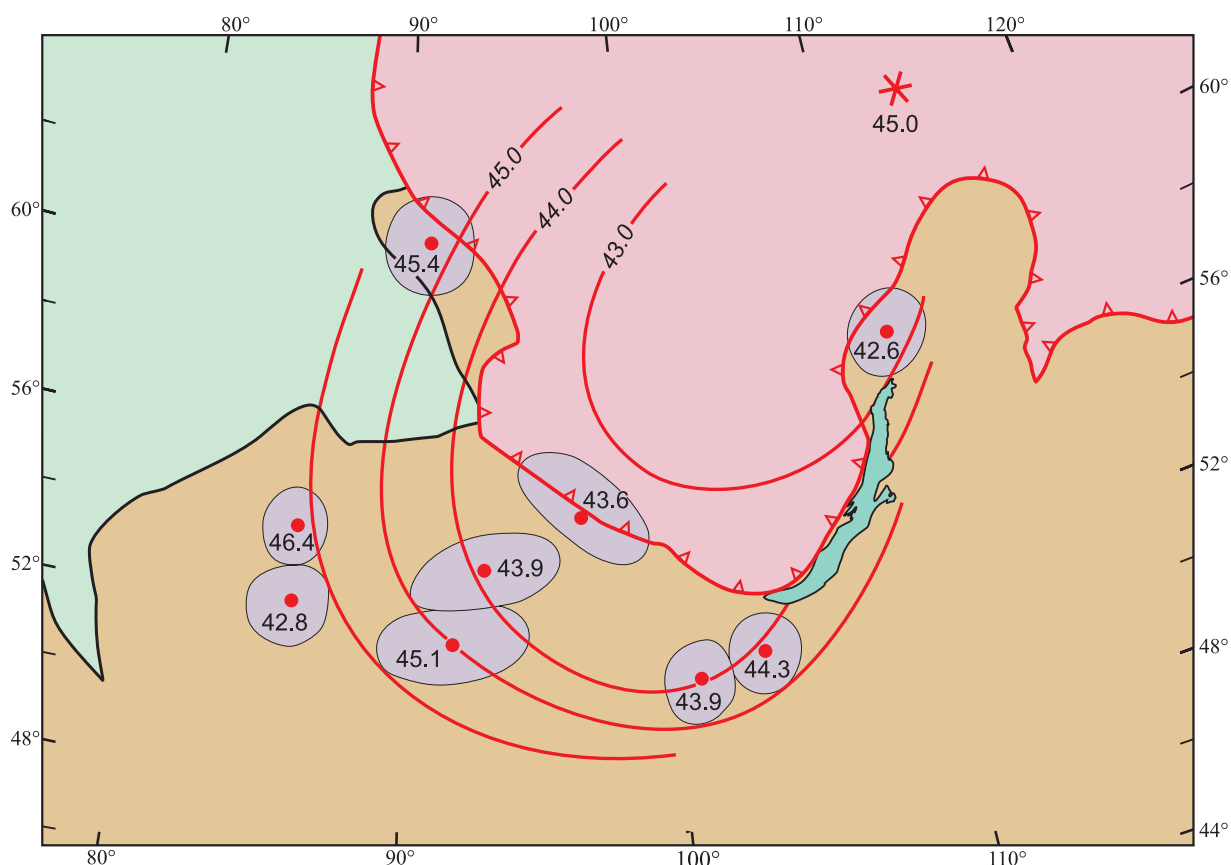


Рис. 4. Концентрически-зональный характер вариаций кремния в мантийных перидотитах юго-западного обрамления Сибирского кратона.

Цифры в овалах – средние содержания SiO_2 в перидотитах нормальной железистости. Звездочка – кимберлитовая трубка Мир и содержания кремния в ее мантийных ксенолитах. Граница Сибирского кратона показана красной линией с бергштрихами. Центрально-Азиатский орогенный пояс и Сибирский кратон окрашены коричневым и розовым цветом, соответственно.

Fig. 4. Concentrically zonal variations of silica in mantle peridotites of the south-western framing of the Siberian craton.

Numbers in the ovals show average contents of SiO_2 in peridotites with normal iron contents. The star shows the Mir kimberlite pipe. The red line with hachures shows the boundary of the Siberian craton (shown in pink). The Central Asian orogenic belt is shown in brown.

рубеже XX–XXI вв. подтвердило справедливость идей о структуре мантии, высказанных в работе [Jordan, 1978]. Одним из главных достижений сейсмотомографии конца века стало доказательство существования глубинных высокоскоростных корней архейских кратонов, которые пронизывают весь разрез верхней мантии до глубины 400–500 км [Gossler, Kind, 1996; Gudmundsson, Sambridge, 1998; Polet, Anderson, 1995].

Детальное изучение мантийных ксенолитов из кимберлитов с помощью самых современных изотопно-геохронологических (Rb-Sr, Sm-Nd, Re-Os) методов показало древний, часто архейский, возраст подкратонной мантии [Ferrini, Sassano, 1999; Lee et al., 2011; Menzies et al., 1998; Pearson, 1999; Pearson et al., 1999; Rudnick, Walker, 2009; Xu et al., 2008]. Судя по сводным данным о Re-Os возрасте ксенолитов из кимберлитов кратонных областей Южной Африки, Канады, Гренландии, Танзании, США и Сибири, мантия, как правило, древнее 1 млрд лет, причем выраженный мак-

симум распределения возрастных оценок приходится на 2.5–3.0 млрд лет [Luguet et al., 2009]. Исследования ксенолитов из кимберлитовых трубок подтвердили систематическое отличие кратонной мантии по химическому составу [Griffin et al., 2009; Pearson, Wittig, 2008; Wittig et al., 2008]. Высокая скорость сейсмических волн в корнях кратонов вызвана, как предполагается, высокими содержаниями MgO, которые в мантии континентов систематически возрастают в ряду «тектон» – «протон» – «архон».

Исследования петрохимии и геохимии мантийных ультрабазитов, а также их минералов, проведенные в последние два десятилетия, обнаружили химическую расслоенность литосферной мантии [Stepashko, 1998; Ishikawa et al., 2004; O'Reilly, Griffin, 2006]. Проявления химической стратификации были установлены по разным признакам при изучении ксенолитов архейских областей: Канады (Slave Craton) [Griffin et al., 1999], Южной Австралии [Gaul et al., 2000], Фенно-

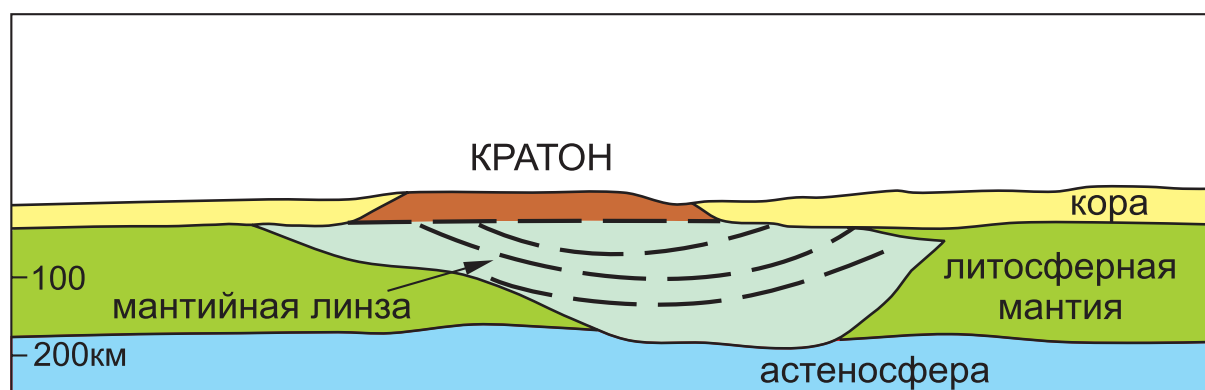


Рис. 5. Принципиальная схема строения литосферной линзы на основе модели подкратонной мантии кратона Slave [Snyder, 2002], с упрощениями и дополнениями.

Астеносфера показана голубым, литосферная мантия – зеленым, кора – желтым цветом. Коровая часть литосферной структуры кратона окрашена коричневым, мантийная часть – зеленовато-синим цветом. Пунктиром обозначены условные границы расслоенности мантийной линзы по химическому составу.

Fig. 5. A schematic diagram showing the structure of the lithospheric lense according to the model of the sub-cratonic mantle of the Slave craton [Snyder, 2002] (simplified and added).

Colour codes: blue – the asthenosphere, green – the lithospheric mantle, yellow – the crust, brown – the crustal part of the lithospheric structure of the craton, greenish-blue – the mantle part. Dashed lines show conventional boundaries of layers of the mantle lense which differ in chemical composition.

скандии [Peltonen, Brugmann, 2006], Венесуэлы [Schulze et al., 2006], ЮАР (кратоны Каапвааль и Калахари [Kuskov et al., 2006; Wittlinger, Farra, 2007], Западной Гренландии [Sand et al., 2009] и Индии [Patel et al., 2010]. Гипотеза «тонкой» верхнемантийной стратификации нашла независимое подтверждение в результатах глубинных сейсмических исследований, проведенных в последние годы [Wittlinger, Farra, 2007; Yuan, Romanowicz, 2010; Pavlenkova, 2011].

Принципиальная модель строения подкратонной мантии предложена Д.В. Снайдером на примере североамериканского кратона Slave (рис. 5) и опирается на результаты изучения архейских областей на базе глубинного сейсмического профилирования и сравнительного анализа геохимии ксенолитов [Snyder, 2002; O'Reilly, Griffin, 2006; Chen et al., 2009]. Две особенности данной модели имеют для нас важное значение. Во-первых, подкратонная мантия имеет, по всей видимости, линзовидную форму. Во-вторых, как показал специальный анализ глубинных границ кратона, край мантийной линзы может протягиваться на сотни километров под более молодыми аккреционно-складчатыми поясами обрамления [Snyder, 2002; O'Reilly, Griffin, 2006]. Горизонтальные размеры верхней коровой части кратона оказываются в этом случае значительно меньше по сравнению с его глубинным мантийным основанием.

Литосферная мантия Сибирского кратона. Близкая картина глубинной организации постепенно проявляется для Сибирского кратона. В его литосферной мантии по результатам сверхглубинного сейсмического

зондирования с помощью мирных атомных взрывов выделено несколько скоростных аномалий, которые можно рассматривать как сложный корень кратона [Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I., 2006]. Сейсмотомографическое моделирование показывает [Koulakov, Bushenkova, 2010], что высокоскоростная зона в юго-западной части кратона опускается до глубины 500–600 км. Мантия Сибирского кратона является древней. Для алмазоносных ксенолитов трубки Удачная получено значение 2.94 ± 0.38 млрд лет [Pearson, 1999]. Образование сульфидных включений из кристалла якутского алмаза произошло в интервале 3.1–3.5 млрд лет назад [Pearson et al., 1999]. Изучение вариаций состава мантийных ультрабазитов Сибирского кратона показало химическую расслоенность его литосферной мантии [Stepashko, 2001]. Идея стратификации подкратонной мантии получила развитие при детальном изучении геохимии и термодинамики мантийных ксенолитов из кимберлитовых трубок Якутской провинции [Ashchepkov et al., 2010]. Тонкую расслоенность верхней мантии по скоростным характеристикам убедительно демонстрируют результаты региональных сейсмических исследований Сибирской платформы [Egor-kin, 2004; Pavlenkova, 2011].

В контексте современных представлений о подкратонной мантии закономерности вариаций состава перидотитов Алтае-Саянской области имеют очевидную интерпретацию. Серии пород с разным уровнем железистости (см. рис. 3, В, С) отражают химическую стратификацию, и перидотиты из офиолитов региона первоначально принадлежали двум, возможно трем слоям

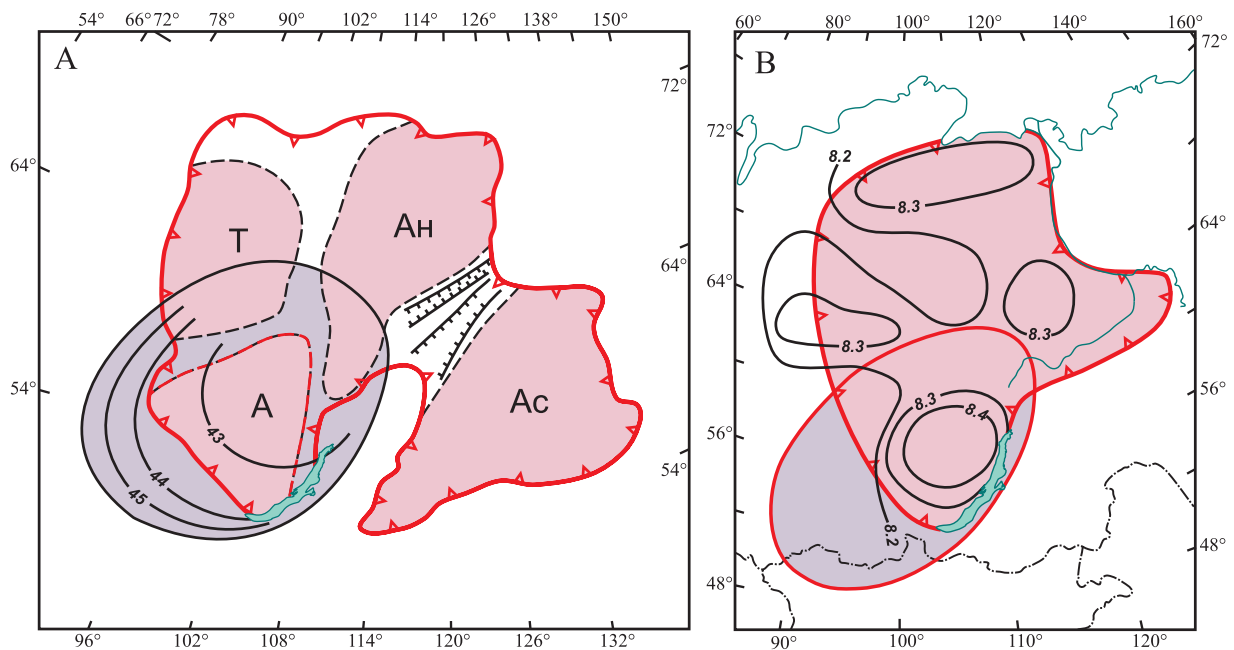


Рис. 6. Позиция мантийной линзы и особенности строения литосферы Сибирского кратона.

A – мегаблоки фундамента Сибирского кратона: А – Ангарский, Т – Тунгусский, Ан – Анабарский, Ас – Алдано-Становой [Mironyuk, Zagruzina, 1983]; B – положение высокоскоростных сейсмических аномалий в литосферной мантии на глубине 60 км [Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I., 2006]. Фиолетовым цветом показана предполагаемая мантийная линза на юго-западной окраине Сибирского кратона.

Fig. 6. The position of the mantle lense and specific features of the lithospheric structure of the Siberian craton.

A – megablocks of the basement of the Siberian craton: A – Angara, T – Tunguska, An – Anabar, Ac – Aldan-Stanovoy [Mironyuk, Zagruzina, 1983]; B – positions of high-velocity seismic anomalies in the lithospheric mantle at the depth of 60 km [Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I., 2006]. The supposed mantle lense at the south-western margin of the Siberian craton is shown in purple.

литосферной мантии. Результаты экспериментов по высокобарическому плавлению мантийных лерцолитов показывают, что железо является чувствительным индикатором давления [Herzberg, 2004; Ionov, Hofmann, 2007]. Перидотиты более железистой группы Алтае-Саянского региона, исходя из этих данных, являются фрагментами верхнего слоя мантии. Концентрическое изменение содержаний кремния в перидотитах основной серии (слоя) указывает на линзовидную организацию мантии (см. рис. 4). В полном соответствии с общей моделью [Snyder, 2002], юго-западный край мантийного основания выступает далеко за видимый контур Сибирского кратона, подстилая обрамляющие его комплексы Центрально-Азиатского орогенного пояса.

4. ЛИТОСФЕРНАЯ СТРУКТУРА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Используя концентрическую зональность мантийных перидотитов, а также содержания кремния в ксенолитах трубки Мир (см. рис. 4), можно наметить контуры мантийной линзы, расположенной под юго-

западным краем Сибирского кратона (рис. 6). Последний, строго говоря, является суперкратоном, в фундаменте которого, в зависимости от детальности анализа, выделяют до 15 региональных блоков. Наиболее важные и резкие разделы оконтуривают 4–5 основных мегаблоков, положение которых практически совпадает на разных схемах [Mironyuk, Zagruzina, 1983; Mitrofanov, Taskin, 1994]. В фундаменте юго-западной части Сибирской платформы выделяется Ангарский мегаблок [Mironyuk, Zagruzina, 1983], расположенный над центральной частью предполагаемой мантийной линзы (рис. 6, A). Именно он отвечает верхней «коровой» части той литосферной структуры, глубинным основанием которой является мантийная линза. По концепции М.З. Глуховского [Glukhovsky, 1990], здесь расположен Ангарский нуклеар, в пределах которого формировалась кора Сибирского кратона на архейской стадии планетарной эволюции.

Сейсмические данные о структуре подкратонной мантии. Сложная структура фундамента Сибирского кратона согласуется с расположением высокоскоростных аномалий, обнаруженных на основе супердлинных профилей в сейсмическом эксперименте с мирными атомными взрывами [Pavlenkova G.A., Pavlen-

кова N.I., 2006]. На схеме, построенной для глубины 60 км (рис. 6, B), с Анабарским и Тунгусским мегаблоками фундамента совпадают две аномалии в мантии, оконтуренные изолиниями скорости 8.3 км/с. Ангарскому мегаблоку отвечает главная сейсмическая аномалия Сибирского кратона, в пределах которой скорость волн превышает 8.4 км/с. Положение аномалии совпадает с центральной частью мантийной линзы. Именно в этом районе становятся крайне низкими концентрации кремния в перидотитах и, в соответствии с корреляциями, до максимальных значений возрастают содержания железа и магния – компонентов, определяющих высокую плотность мантийного вещества. Закономерно то, что центр мантийной линзы отличается самой высокой скоростью сейсмических волн, установленной для Сибирского кратона.

Результаты сейсмотомографического моделирования неоднородности мантии Сибирского кратона [Koulakov, Bushenkova, 2010] подтверждают закономерное положение высокоскоростной сейсмической аномалии в центре мантийной структуры (рис. 7, A). Предполагаемая мантийная линза отвечает верхней части трубообразного корня кратона, который погружается на глубину свыше 600 км (рис. 7, B). Для среза 50 км сейсмотомографическая модель показывает постепенное возрастание скорости волн к центру мантийной структуры [Koulakov, Bushenkova, 2010], в соответствии с концентрической зональностью изменения состава мантии (рис. 7, A). Примечательно то, что в самом центре сейсмической аномалии скорость волн резко падает, что, по нашему мнению, может отражать химическую стратификацию мантии (рис. 7, B). При наклоне мантийных слоев к центру линзы скорость сейсмических волн в нем на горизонтальном срезе может отражать уже плотность перидотитов самого верхнего слоя мантии.

Важной характеристикой литосферной мантии является азимутальная анизотропия распространения сейсмических волн, связанная преимущественно с закономерной ориентировкой кристаллов оливина – главного минерала мантийных перидотитов. Первые азимуты распространения быстрых волн для юго-западной части Сибирского кратона были определены Л.П. Винником с соавторами [Vinnik et al., 1992] на станциях ELT, ZAK и IRK (рис. 7, A). Анализ сводных данных [San'kov et al., 2011], полученных за последние 20 лет для Алтае-Саянского региона, показал существование двух четко выраженных региональных максимумов анизотропии: главного – 310–320° и дополнительного, менее четкого, 30–60° (рис. 7, A). Положение и структура мантийной линзы могут, по нашему мнению, играть определяющую роль в закономерностях анизотропии сейсмических волн. Во внутренних частях линзы ориентировка оливина может быть преимущественно реликтовой, «fossil» в понимании [Silver, Chan, 1991], и изменяться в соответствии с зональностью состава мантии. Векторы анизотропии в этом

случае будут преимущественно выстраиваться по касательной к центру мантийной структуры. С этим фактором могут быть связаны как ориентировка главного регионального направления анизотропии (310–320°), так и азимут быстрой оси волн на станции IRK (рис. 7, A). Во внешних частях мантийной линзы оливин должен быть преимущественно переориентирован под действием внешних сжимающих напряжений. Векторы анизотропии должны располагаться перпендикулярно границе мантийной структуры. Этот фактор мог определить появление второго максимума сейсмической анизотропии [San'kov et al., 2011] и значения азимутов быстрых волн на станциях ELT, ZAK (рис. 7, A). Красноречивым примером предполагаемого распределения векторов быстрых волн в мантии Сибирского кратона является концентрический рисунок анизотропии, детально изученной для мантии западной части США [Savage, 1999].

Вполне возможно, что выступающий на юг глубинный край Сибирского кратона определял и определяет конфигурацию полей напряжений в мантии и, значит, ориентировку анизотропии во всей западной части Центрально-Азиатского пояса. По крайней мере, в более южной части орогенного пояса [Barruol et al., 2008] особенности сейсмической анизотропии, видимо, согласуются с положением литосферной линзы. Здесь быстрые оси сейсмических волн меняют ориентировку с СЗ-ЮВ направления в Центральной Монголии на СВ-ЮЗ направление далее к востоку.

Роль мантийной структуры в геодинамической эволюции. Огромная высокоплотная мантийная линза, поперечник которой составляет около 2000 км, несомненно, должна была влиять на процессы деформирования литосферы. Ее воздействие на тектоническую эволюцию легко обнаруживается тогда, когда рассматриваются наиболее общие и масштабные особенности регионального строения.

Становление офиолитовых комплексов поверх мантийного края кратона в рифее – начале кембрия завершило окраинноморский рифтогенез на окраине Сибирского континента [Didenko et al., 1994; Pechersky, Didenko, 1995]. В последующем закрытии Палеоазиатского океана главную роль играла аккреция перемещенных палеозойских океанических и островодужных блоков к континентальной окраине [Şengör, Natal'in, 1996; Xiao et al., 2010]. Именно мантийная линза, как показывает кругообразный изгиб общего простиранения главных палеозойских субдукционно-аккреционных комплексов (рис. 8, A), определяла конфигурацию окраины Сибирского палеоконтинента. Зоны полномасштабной субдукции, разделявшие сибирские и гондванские блоки, очевидно, не могли находиться севернее глубинной границы кратона. Анализ данных по тектонике и магматизму показывает [Glorie et al., 2011], что на западе региона ближайшая к Сибирскому палеоконтиненту кембрийская зона субдукции располагалась к югу от Горного Алтая вдоль скрытого ман-

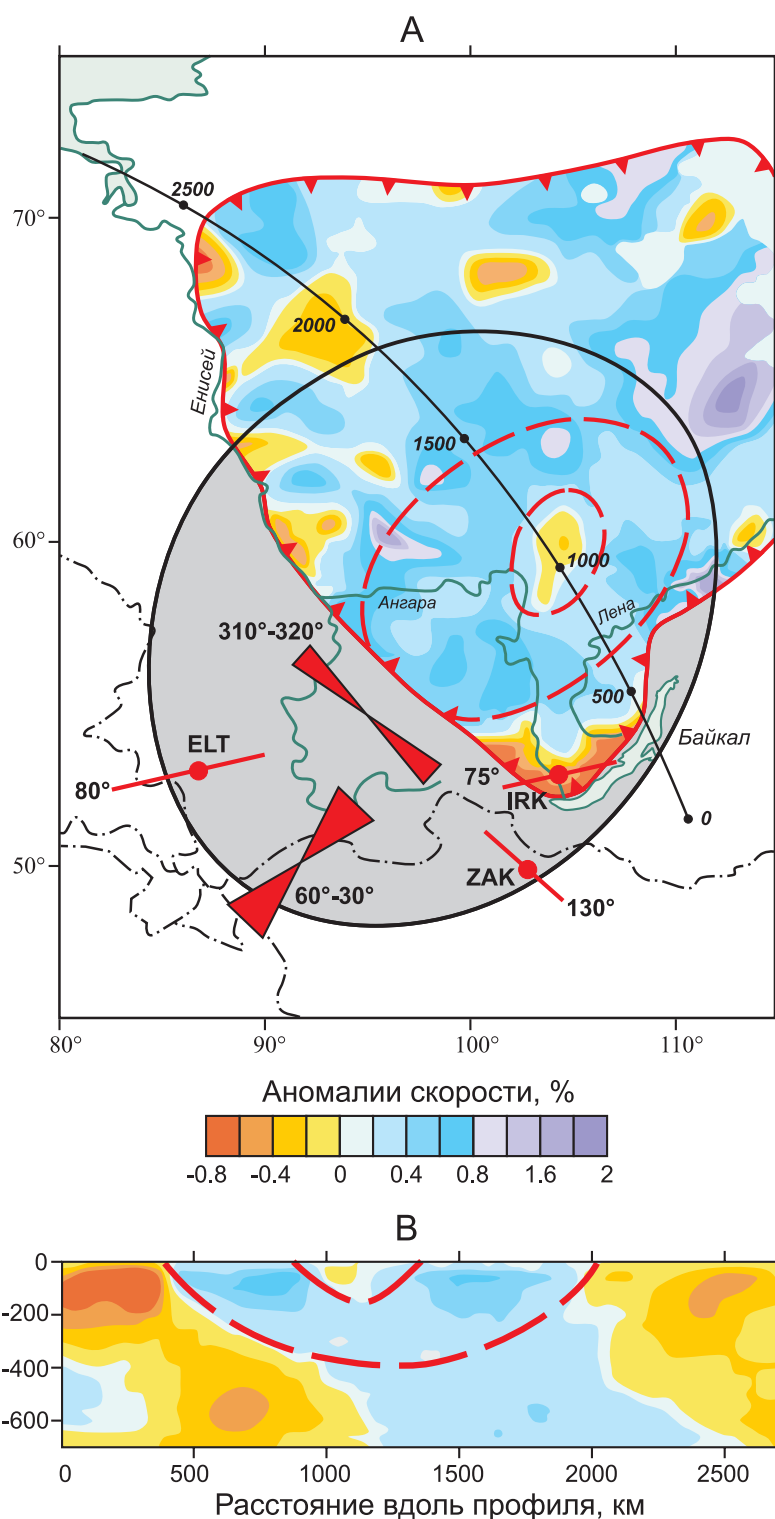


Рис. 7. Структура литосферной мантии юго-западной части Сибирского крата по сейсмологическим данным.

A – сейсмотомографическая модель верхней мантии для глубины 50 км [Koulakov, Bushenkova, 2010]. Красным цветом показаны направления сейсмической анизотропии в верхней мантии для станций ZAK, ELT, IRK, по [Vinnik et al., 1992], усредненные векторы анизотропии, по [San'kov et al., 2011]; B – разрез скоростной структуры подкратонной мантии вдоль профиля на рис. 7, A, по [Koulakov, Bushenkova, 2010]. Красным пунктиром показан предполагаемый контур мантийной линзы.

Fig. 7. The structure of the lithospheric mantle of the south-western part of the Siberian craton from seismological data.

A – the seismotomographic model of the upper mantle to a depth of 50 km [Koulakov, Bushenkova, 2010]. Red – directions of seismic anisotropy in the upper mantle for ZAK, ELT, and IRK Stations according to [Vinnik et al., 1992]. Average anisotropy vectors are shown according to [San'kov et al., 2011]; B – a cross-section of the velocity structure of the sub-cratonic mantle along the profile shown in Fig. 7, A, according to [Koulakov, Bushenkova, 2010]. The red dashed line shows the estimated contour of the mantle lense.

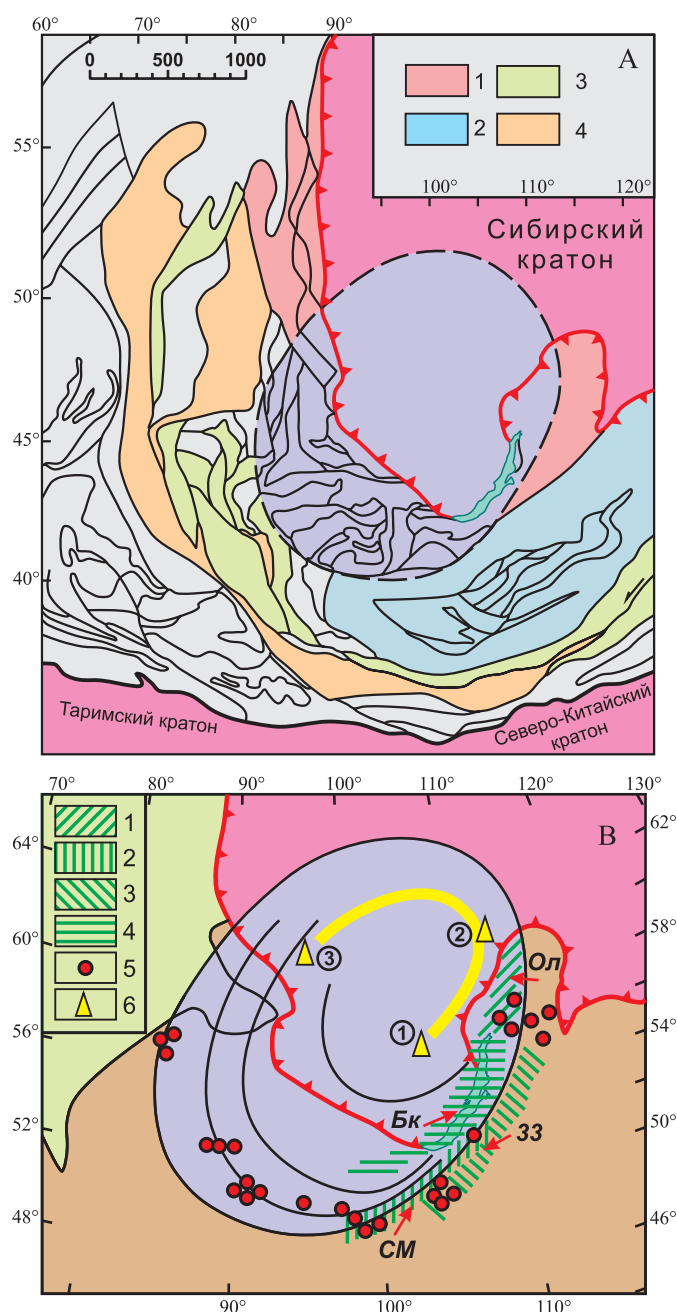


Рис. 8. Влияние мантийного края Сибирского кратона на тектоническую эволюцию северо-западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Положение мантийной линзы показано сиреневым цветом, граница Сибирского кратона в структуре верхней части коры обозначена красной линией со штрихами. А – кругообразная конфигурация комплексов алтаид у края Сибирского палеоконтинента. 1 – байкалиды; 2 – Тувино-Монгольский массив; субдукционно-аккреционные комплексы палеозоя: 3 – кембрия–силура, 4 – девона–перми, по [Sengör, Natal'in, 1996; Xiao et al., 2010]; В – положение областей растяжения у мантийного края Сибирского кратона. 1–4 – рифтовые зоны: 1 – Олоkitская (рифей) [Rytsk et al., 2002], 2, 3 – Северо-Монгольская (поздняя пермь – ранний триас) и Западно-Забайкальская (средний триас – поздний триас), по [Yarmolyuk et al., 1997], 4 – Байкальская (кайнозой); 5 – интрузии субщелочных и щелочных габброидов и расслоенные габбро-норит-ортопироксенитовые массивы; 6 – желтым цветом подчеркнута зона, в которой расположены нефтегазовые супергиганты Лено-Тунгусской провинции: 1 – Ковыктинское, 2 – Чаяндинское и 3 – Юрубчено-Тохомское месторождения.

Fig. 8. The influence of the mantle edge of the Siberian craton on the tectonic evolution of the north-western part of the Central Asian fold belt.

The position of the mantle lense is shown in purple; the boundary of the Siberian craton in the structure of the upper crust is shown by the red line with strokes. А – circular configuration of the Altai series at the edge of the Siberian paleocontinent. 1 – Baikallides; 2 – Tuva-Mongolia massif; the Palaeozoic subduction-accretion complexes: 3 – Cambrian–Silurian, 4 – Devonian–Permian, according to [Sengör, Natal'in, 1996; Xiao et al., 2010]; В – positions of stretching areas at the mantle edge of the Siberian craton. 1–4 – rift zones: 1 – Olokit (Riphean) [Rytsk et al., 2002], 2 – North-Mongolian (Late Permian to Early Triassic), 3 – West Transbaikalian (Middle Triassic to Late Triassic), according to [Yarmolyuk et al., 1997], 4 – Baikal (Cenozoic); 5 – sub-alkaline and alkaline intrusions and layered gabbro-norite-orthopyroxenite massifs; 6 – the area highlighted in yellow comprises super-gigantic fields of oil and gas in the Lena-Tunguska province: 1 – Kovykta, 2 – Chayanda, 3 – Yurubcheno-Takhoma.

Таблица 2. Циклы сильных землетрясений анализируемых сейсмических зон Азии

Table 2. Cycles of strong earthquakes of analyzed seismic zones of Asia

№	Название	Дата	Эпицентр		Глубина, км	Магнитуда, М
			Широта	Долгота		
Первый цикл, М≥6.6						
1		12.01.1885	52.5	106.5	25	6.7
2		11.04.1902	51.6	104.5	16	6.6
3	Байкальское	26.11.1903	52.7	107.6	30	6.7
4	Цэцэрлэгское	09.07.1905	49.5	97.3	22	7.6
5	Болнайское	23.07.1905	49.3	96.2	25	8.2
6		29.04.1917	56.0	113.8	18	6.6
7	Монголо-Алтайское	10.08.1931	46.5	90.5	40	7.8
Байкальская сейсмическая зона, 1885–1931 гг.						
Приамурская и Приморская сейсмические зоны, 1888–1924 гг.						
Второй цикл, М≥6.6						
8	Мондинское	04.04.1950	51.77	101.00	20	7.0
9	Муйское	27.06.1957	56.2	116.4	15	7.6
10	Гоби-Алтайское	04.12.1957	45.1	99.4	25	8.1
11	Среднебайкальское	29.08.1959	52.68	106.98	20	6.8
12	Могодское	05.01.1967	48.1	102.9	25	7.8
Байкальская сейсмическая зона, 1950–1967 гг.						
Приамурская и Приморская сейсмические зоны, 1942–1973 гг.						
Третий цикл, М≥6.3						
13	Бусийнгольское	27.12.1991	51.02	98.15	13	6.4
14	Алтайское	27.09.2003	50.04	87.81	16	7.3
15		27.09.2003	50.09	87.76	10	6.4
16		01.10.2003	50.21	87.72	10	6.7
17		27.08.2008	51.61	104.16	16	6.3
18		27.12.2011	51.84	95.91	15	6.6
19		26.02.2012	51.73	95.92	11	6.7
Байкальская сейсмическая зона, 1991–2012 гг.						
Приамурская и Приморская сейсмические зоны, 1986–2008 гг.						

П р и м е ч а н и е. Параметры землетрясений приводятся в соответствии с «Новым каталогом сильных землетрясений на территории СССР» [Kondorskaya, Shebalin, 1977] для 1880–1974 гг. и Базой данных Национального информационного центра по землетрясениям Геологической службы США [<http://neic.usgs.gov>] для 1973–2012 гг., сейсмические циклы Приамурской и Приморской зон – по [Stepashko, 2010, 2011a].

N o t e. Earthquake parameters are given according to the USSR Catalog of Strong Earthquakes [Kondorskaya, Shebalin, 1977] for the period from 1880 to 1974 and data from the National Earthquake Information Center (NEIC) of the U.S. Geological Survey (<http://neic.usgs.gov>) for the period from 1973 to 2012. Seismic cycles of the Amur and Primorskaya zones are given according to [Stepashko, 2010, 2011a].

тийного края кратона.

При процессах регионального растяжения погруженные краевые части мантийной структуры должны быть наиболее благоприятны для деструкции литосферы. К северо-востоку от Байкала (рис. 8, В), вдоль границы подкратонной линзы, протягивается на 250 км линейная Олоkitская зона рифтогенеза среднего-позднего рифея [Rytsk et al., 2002]. Южнее, также обрамляя мантийную линзу, расположены Северо-Монгольская и Западно-Забайкальская рифтогенные зоны, образование которых последовательно произошло в перми и триасе [Yarmolyuk et al., 1997]. С рифтогенезом связано образование глубинных расплавов щелочных и субщелочных габброидов, а также становление расслоенных габбро-норит-ортопироксеновых плутонов. Абсолютное большинство магматических интрузий этих типов сосредоточено в изогнутой полосе от Кузнецкого Ала-

тау на западе до русла р. Витим на востоке (рис. 8, В). Наблюдаемое соответствие предполагает, что образование мантийных расплавов, отражающих глубинное растяжение, контролируется скрытой мантийной границей Сибирского кратона.

В северной части литосферной линзы в пределах Сибирского кратона важным отражением рифтогенеза являются нефтегазовые месторождения Лено-Тунгусской провинции [Kontorovich et al., 2009; Surkov et al., 1996]. Нефтегазоносность здесь связана, прежде всего, с терригенно-карбонатными отложениями венд-рифейского возраста, с периодом, когда условия растяжения господствовали и на южной окраине Сибирского кратона. Заслуживает внимания то, что супергигантские месторождения Восточной Сибири (Чаяндинское, Ковыктинское, Юрубчено-Тажомское) расположены на близком расстоянии от центра мантийной структуры

(рис. 8, В). Возможно, именно ее воздействие являлось тем глубинным фактором, который определил как региональные следствия рифтогенеза (от вариаций температурного режима до проницаемости недр), так и особенности размещения структур, наиболее благоприятных для накопления углеводородов.

Осадочные впадины, фиксирующие юго-западный фланг Байкальской сейсмической зоны кайнозойского рифтогенеза, также сосредоточены вдоль погребенного края мантийной линзы (рис. 8, В). Эта связь подчеркнута котловиной озера Байкал, которая ориентирована вдоль простирания зональности мантии (рис. 8, В). Вовлеченность скрытого основания кратона в региональные деформации на кайнозойском этапе определенно предполагает прямое участие мантийной структуры в генезисе Байкальской сейсмической зоны.

5. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ВОЛН С ЛИТОСФЕРНОЙ СТРУКТУРОЙ В БАЙКАЛЬСКОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗОНЕ

Самым красноречивым отражением волновой природы сейсмичности в Байкальской зоне является регулярная цикличность сильных землетрясений (табл. 2). Для последних 130 лет они группируются в три сейсмических цикла: граница XIX и XX вв., середина прошлого века и граница XX и XXI вв. Эти же циклы сильных землетрясений наблюдаются на Дальнем Востоке России, в Приморской и Приамурской зонах (табл. 2), причем направления сейсмической миграции на Дальнем Востоке точно указывают на то, что деформационные волны приходят с запада [Stepashko, 2010, 2011a]. Согласованность байкальской и дальневосточной ритмики предполагает, что раз в ~50 лет вдоль северной границы Центрально-Азиатского орогенного пояса с запада на восток проходят деформационные волны, которые образуются, по всей видимости, в результате сжатия в Памиро-Гиндукушском узле области коллизии Индийской и Евразийской плит [Ivanova, Trifonov, 2005; Malamud, Nikolaevsky, 1983, 1985].

Взаимодействие волны деформаций с мантийным основанием Сибирского кратона. Самый общий тектонофизический подход предполагает, что, перемещаясь в мантии из района Памира в северо-восточном направлении, деформационная волна сталкивается с глубинным основанием Сибирского кратона и реагирует на эту преграду, отдавая ей часть своей энергии. В этом случае над местом столкновения должна возникать область деформирования и деструкции, которая может охватывать весь разрез литосферы (рис. 9, А). В соответствии с положениями механики, энергия деформационной волны и сжатие, которое она вызывает, должны перераспределяться по двум направлениям (рис. 9, В): по радиусу к центру мантийной линзы и по касательной к ее границе. Эти особенности взаимодей-

ствия должны находить отражение в региональном поле напряжений, определяя общий характер сейсмичности.

Предполагаемая область деформаций обнаруживается в распределении эпицентров землетрясений последнего цикла (табл. 2). Все они, начиная с Бусийно-гольского толчка 1991 г. и заканчивая недавними землетрясениями в Туве в 2011 и 2012 гг. (рис. 9, С), образуют полосу, которая протягивается субширотно от Байкала до Алтая на расстояние порядка 2000 км. Ее положение прямо не связано ни с каким тектоническим нарушением. Этот сейсмический шов (удобно называть его **Байкало-Алтайским**) маркирует скрытую зону деформаций, которая расположена по касательной к концентрической структуре подкратонной мантии (рис. 9, С). Смещенность ее к северу относительно глубинной границы в плане объясняется уменьшением поперечника мантийной линзы с ростом глубины (рис. 9, А). Второе предполагаемое направление сжатия, ориентированное к центру мантийной структуры (рис. 9, В), обнаруживается в миграции самых сильных землетрясений цикла поперек сейсмического шва (рис. 9, С). Эпицентр первого Бусийно-гольского землетрясения 1991 г. занимает самое южное положение, а тувинские события 2011 и 2012 гг. находятся на севере сейсмического шва. Как и предполагаемый вектор сжатия (рис. 9, В), траектория миграции землетрясений ориентирована с юга на север.

Аналогичный сейсмический шов образуют землетрясения первого цикла, которые произошли на границе XIX и XX вв. (табл. 2). Эпицентры событий (рис. 9, С), начиная с толчка 1885 г. и заканчивая Монголо-Алтайским землетрясением 1931 г., укладываются в полосу, смещенную на юго-восток относительно первого сейсмического шва. Ориентировка ее также изменяется, подчиняясь постепенной смене простирания мантийной структуры. Сильные землетрясения в пределах второго сейсмического шва (его можно назвать **Байкало-Монгольским**), как и в первом случае, мигрируют поперечно (рис. 9, С), но уже в обратном – южном – направлении, от центра мантийной линзы. Рабочее объяснение предполагает (рис. 9, А, В), что деформационная волна частично проникает в пределы подкратонной мантии, отражается там и разворачивается в юго-восточном направлении. Взаимодействие волны деформаций с границей мантийной линзы происходит в этом случае дважды, на входе и на выходе из нее.

В соответствии с рабочей моделью (рис. 9, В), под действием волны деформаций должен возникать второй вектор сжатия, ориентированный продольно вдоль зон деформаций. С учетом траектории волны, в обоих сейсмических швах, как в Байкало-Алтайском, так и в Байкало-Монгольском, он ориентирован в восточном направлении. В этом направлении должна возникать соответствующая продольная сейсмическая миграция, по касательной к концентрической мантийной структуре. Такая миграция землетрясений с запада на

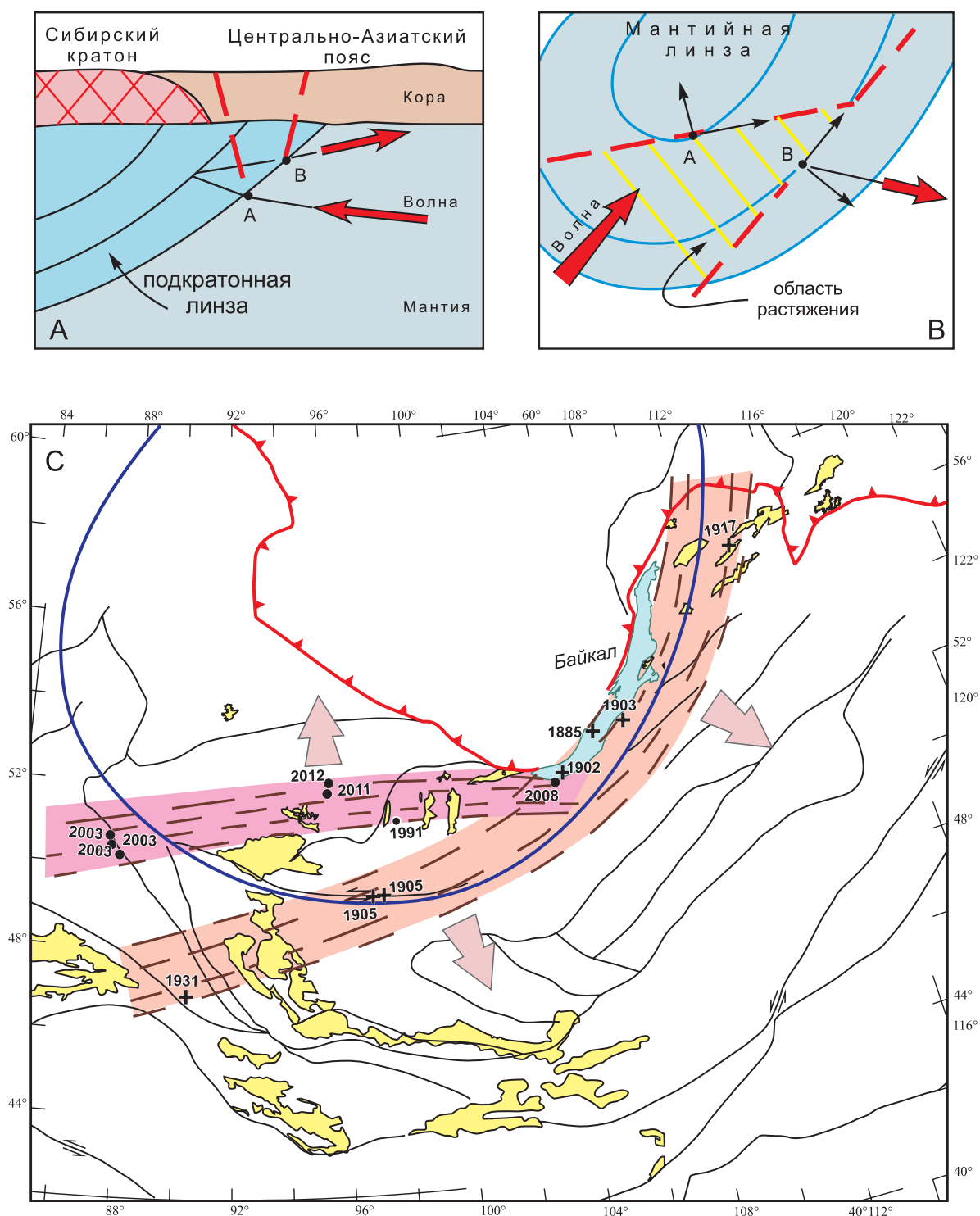


Рис. 9. Взаимодействие деформационной волны с мантийным основанием Сибирского кратона.

A – образование двух зон деформаций над точками (A) и (B) у границы мантийной линзы; B – швы сжатия и область растяжения между ними, образовавшиеся под воздействием деформационной волны над краем мантийной линзы; C – сейсмические швы Байкальской зоны. Точки и крестики – эпицентры сильных землетрясений двух циклов (табл. 2). Большие стрелки показывают направления сжатия и поперечной сейсмической миграции в швах. Рифтовые впадины: Тункинская, Хубсугульская, Дархатская, Бусийгольская, Убсунурская и другие показаны желтым цветом. Фиолетовая линия – граница мантийной линзы Сибирского кратона.

Fig. 9. Interaction between the deformation wave and the mantle basement of the Siberian craton.

A – formation of two zones of deformation above points (A) and (B) at the boundary of the mantle lens; B – compression sutures separated by the stretching area, which formed under the influence of the deformation wave above the edge of the mantle lens; C – seismic sutures of the Baikal zone. Dots and crosses show epicentres of strong earthquakes that occurred in two cycles (see Table 2). Large arrows show directions of compression and transverse seismic migration. Rift valleys (Tunka, Khubsugul, Darkhat, Busiyngol, Ubsunur etc.) are shown in yellow. The purple line shows the boundary of the mantle lens of the Siberian craton.

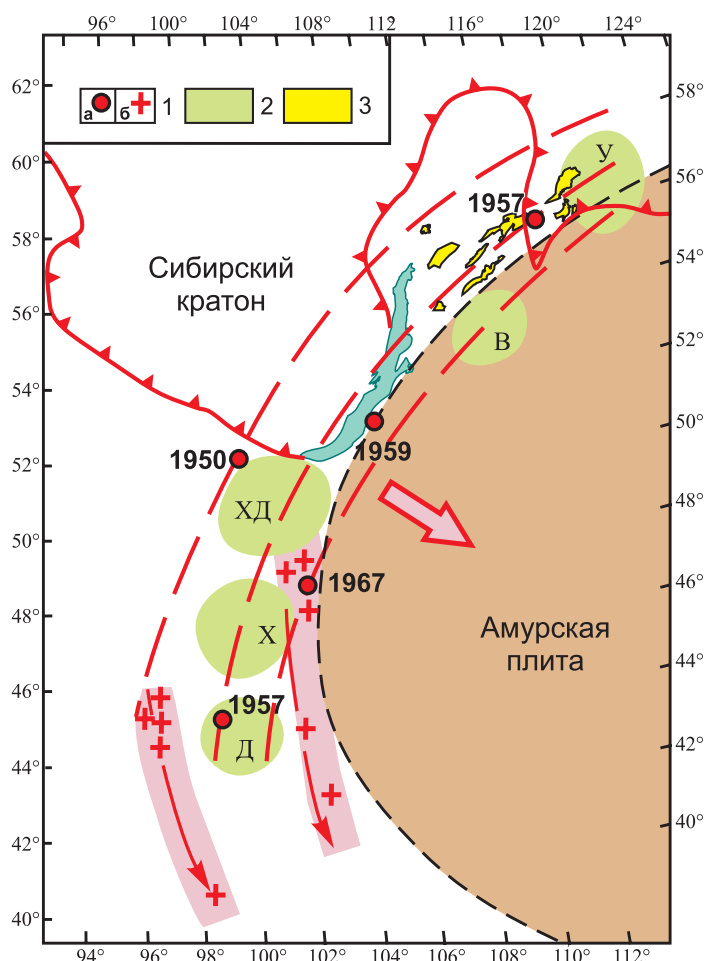


Рис. 10. Ортогональная миграция сейсмичности в Западно-Амурском сейсмическом шве.

Кружки – эпицентры и годы землетрясений магнитудой $M \geq 6.6$ второго цикла (табл. 2). Большая стрелка – направление поперечной миграции сильных землетрясений. Крестики – положение эпицентров землетрясений магнитудой $M \geq 5.0$ за последние 40 лет в районе с координатами $50\text{--}40^\circ$ с.ш. и $94\text{--}104^\circ$ в.д. (табл. 3). Стрелки – направления продольной миграции землетрясений в южной части сейсмического шва. Зеленым цветом показано положение полей кайнозойских щелочных базальтов. Граница Амурской плиты по [Zonenshain, Savostin, 1979].

Fig. 10. Orthogonal migration of seismicity in the West Amur seismic suture.

Epicentres and years of earthquakes ($M \geq 6.6$, Cycle 2, see Table 2) are shown at the circles. The large arrow shows the direction of transverse migration of strong earthquakes. Crosses show positions of epicentres ($M \geq 5.0$) for the past 40 years in the region with the following coordinates: $50\text{--}40^\circ\text{N}$, $94\text{--}104^\circ\text{E}$ (see Table 3). Arrows show directions of longitudinal migration of earthquakes in the southern segment of the seismic suture. Fields of the Cenozoic alkaline basalts are shown in green. The boundary of the Amur plate is given according to [Zonenshain, Savostin, 1979].

восток на ЮЗ фланге Байкальской сейсмической зоны обнаружена для событий с магнитудой $M \geq 4.4$, которые произошли в период с 1950 по 2008 г. [Sherman, Gorbunova, 2010; Sherman, Zlogodukhova, 2011].

Противоположные направления поперечного сжа-

тия в двух сейсмических швах, с юга на север в Байкало-Алтайском и с севера на юг в Байкало-Монгольском, должны обязательно приводить к постоянному растяжению ограниченной швами треугольной области. Именно в ней расположены кайнозойские осадочные впадины, от Тункинской и Хубсугульской на востоке до Убсунурской на западе (см. рис. 9, С), которыми отмечена область максимального проявления рифтогенных процессов [Logachev, 2003]. Следовательно, рифтогенез и его сейсмичность, имея общий генезис, по-разному отражают взаимодействие деформационной волны с мантийным краем Сибирского кратона.

Столкновение волны деформаций с границей Амурской плиты. Изменив траекторию после столкновения с мантийным основанием Сибирского кратона, деформационная волна уходит в юго-восточном направлении. Сильные землетрясения, объединенные во второй цикл (см. табл. 2), позволяют определить возникающие при этом сейсמודинамические следствия. Эпицентры толчков, которые произошли с 1950 г. по 1967 г., укладываются в широкую изогнутую полосу (рис. 10), маркируя еще один сейсмический шов Байкальской зоны. Он протягивается вдоль западной границы Амурской плиты [Zonenshain, Savostin, 1979], положение которой подчеркнуто известной цепочкой полей кайнозойского щелочно-базальтового вулканизма, от Удокана на северо-востоке до Долиноозерского ареала на юго-западе. Этот шов может быть назван **Западно-Амурским**. Для него также характерна поперечная миграция сильных землетрясений, эпицентры которых смещаются с запада на восток (рис. 10), указывая на ориентировку главного вектора сжатия в направлении, перпендикулярном границе Амурской плиты.

Если образование сейсмического шва по границе Амурской плиты вызвано деформационной волной (см. рис. 9, В), то, кроме поперечного сжатия, в соответствии с общим механизмом должно возникать дополнительное сжатие, ориентированное вдоль шва. Продольная миграция землетрясений на северо-восточном фланге Байкальской сейсмической зоны известна [Sherman, 2009; Sherman, Zlogodukhova, 2011]. Эпицентры толчков с магнитудой $M \geq 4.4$ в последние 60 лет здесь мигрировали с востока на запад (рис. 11, А). Сжимая Амурскую плиту в восточном направлении, деформационная волна, видимо, закручивает ее одновременно против часовой стрелки. В этом случае продольная миграция землетрясений должна наблюдаться не только в северной части сейсмического шва к северо-востоку от Байкала, но и в его южной части, на территории Монголии (см. рис. 10). В соответствии с принятыми допущениями, продольная миграция землетрясений здесь должна проходить не с востока на запад, а с севера на юг.

Судя по мировой базе данных NEIC.USGS, в области, ограниченной координатами $50\text{--}40^\circ$ с.ш. и $94\text{--}104^\circ$ в.д. (см. рис. 10), за последние 40 лет произошло 10 землетрясений с магнитудой $M \geq 5.0$ (табл. 3). Законо-

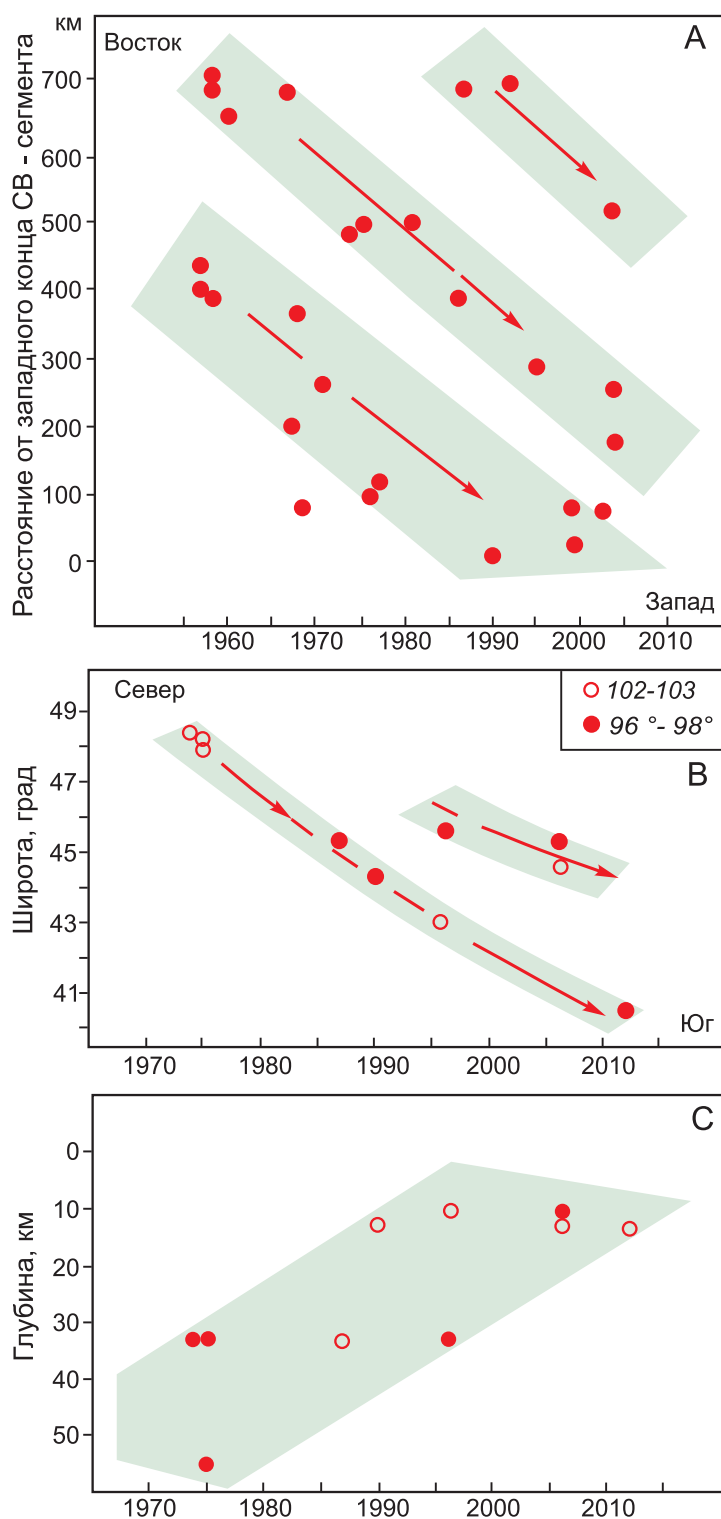


Рис. 11. Особенности продольной сейсмической миграции вдоль западной границы Амурской плиты.

A – субширотная миграция землетрясений с магнитудой ≥ 4.4 в северо-восточном сегменте Байкальской зоны, перестроенный график работы [Sherman, Zlogodukhova, 2011], с упрощениями. По вертикальной оси – расстояние от западного окончания сегмента. *B* – субмеридиональная миграция землетрясений с магнитудой ≥ 5.0 в южной части Байкальской зоны, район с координатами 40–50° с.ш., 94–104° в.д.; залитые и незалитые кружки – толчки двух разных зон (рис. 10). *C* – уменьшение глубины гипоцентров землетрясений с $M \geq 5.0$ в южной части Байкальской зоны.

Fig. 11. Specific features of longitudinal seismic migration along the western boundary of the Amur plate.

A – sublatitudinal migration of earthquakes ($M \geq 4.4$) in the north-eastern segment of the Baikal zone; the curve from [Sherman, Zlogodukhova, 2011] is revised and simplified. Vertical axis – distances from the western termination of the segment. *B* – submeridional migration of earthquakes ($M \geq 5.0$) in the southern part of the Baikal zone, coordinates of the area: 40–50°N, 94–104°E; filled and unfilled circles show seismic shocks in two different zones (see Fig. 10). *C* – reduction in depths of hypocenters of earthquakes ($M \geq 5.0$) in the southern part of the Baikal zone.

Т а б л и ц а 3. Параметры землетрясений магнитудой $M \geq 5.0$ на юге Байкальской зоны, район с координатами 40–50° с.ш., 96–104° в.д.Table 3. Parameters of earthquakes ($M \geq 5.0$) in the southern part of the Baikal zone (coordinates: 40–50°N, 96–104°E)

№	Дата	Эпицентр		Глубина, км	Магнитуда, М
		Широта	Долгота		
1	18.12.1974	48.40	103.11	33	5.1
2	27.10.1975	48.22	102.69	55	5.2
3	09.11.1975	47.97	102.97	33	5.4
4	28.01.1987	45.36	96.14	33	5.1
5	26.11.1990	44.30	97.52	12	5.0
6	07.02.1996	42.96	103.00	10	5.2
7	01.08.1996	45.59	97.31	33	5.1
8	15.06.2006	45.37	97.44	12	5.0
9	07.07.2006	44.55	102.35	10	5.0
10	03.05.2012	40.51	98.57	13	5.2

П р и м е ч а н и е. Параметры землетрясений по данным Национального информационного центра по землетрясениям Геологической службы США [<http://neic.usgs.gov>].

N o t e. Earthquake parameters are given according to data from the National Earthquake Information Center (NEIC) of the U.S. Geological Survey (<http://neic.usgs.gov>).

мерное изменение широты их эпицентров (рис. 11, В) отражает миграцию сейсмичности в южном направлении. На графике выделяются две серии событий, последняя из которых началась в 90-е годы. Она соответствует аналогичной небольшой серии землетрясений на северо-востоке Байкальской сейсмической зоны (рис. 11, А). Главная серия южной части включает толчки, которые происходили на протяжении последних 40 лет, вплоть до настоящего времени (рис. 11, В). В действительности, она объединяет землетрясения, эпицентры которых сосредоточены в двух меридиональных подзонах (см. рис. 10). С учетом пространственных параметров, на юге выделяются две одновозрастных и продолжительных миграционных серии. Две аналогичных серии, которые начались в пятидесятые годы и продолжаются уже в XXI в., установлены и на северо-востоке сейсмического шва (рис. 11, А). Видимо, продольная миграция землетрясений происходит согласованно вдоль всей активизированной западной границы Амурской плиты.

Две узких зоны, которые объединяют землетрясения с $M \geq 5.0$ в южной части региона (см. рис. 10), очевидно, приурочены к границам сейсмического шва, расположенного вдоль окраины Амурской плиты. При продольной миграции здесь закономерно меняется не только широта землетрясений, но и глубина их гипоцентров (рис. 11, С). Первые толчки здесь фиксируются в нижней части коры на глубине 60–30 км, последние – в верхней части, на глубине меньше 20 км. Миграция, таким образом, происходит не только в направлении с севера на юг, но и снизу вверх, что подчеркивает связь сейсмичности с деформационными процессами, происходящими в подкоровой части литосферы.

6. К СЕЙСМОДИНАМИКЕ БАЙКАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ ДЕСТРУКЦИИ

Ритмика сейсмичности. Генетическая связь Байкальской сейсмической зоны с волновыми деформациями нагляднее всего отражена в регулярной цикличности самых сильных землетрясений (см. табл. 2). Эта же ритмика наблюдается для более слабых толчков. Так, миграционные последовательности землетрясений с магнитудой $M \geq 4.4$ в Западно-Амурском шве образовались в циклы сильных землетрясений середины и конца прошлого века. Общий уровень сейсмической активности в том или ином районе также, видимо, подчиняется предполагаемой волновой ритмике. Например, расчеты сейсмического момента для землетрясений с магнитудой 2.0–6.7 показали [Rundquist et al., 1999], что сейсмичность на северо-востоке Байкальской зоны с 1962 по 1991 г. была значительно выше, чем на ее юго-западном фланге. Самые сильные землетрясения с магнитудой 6.8–7.8 цикла середины века также произошли только в Западно-Амурском шве.

Особенностью Байкальской зоны является переменная активность, когда в каждом из циклов самые сильные землетрясения происходят только в одном из трех сейсмических швов. Возможно, что сжатия, которое накапливается в продолжение одного цикла, просто недостаточно для генерации сильного землетрясения. Исходя из траектории деформационной волны, можно предполагать, что первым должен активизироваться Байкало-Алтайский шов, затем Байкало-Монгольский, потом Западно-Амурский шов (рис. 12). Если 50-летний цикл выдерживается, то эта последовательность должна повторяться примерно через 150 лет.

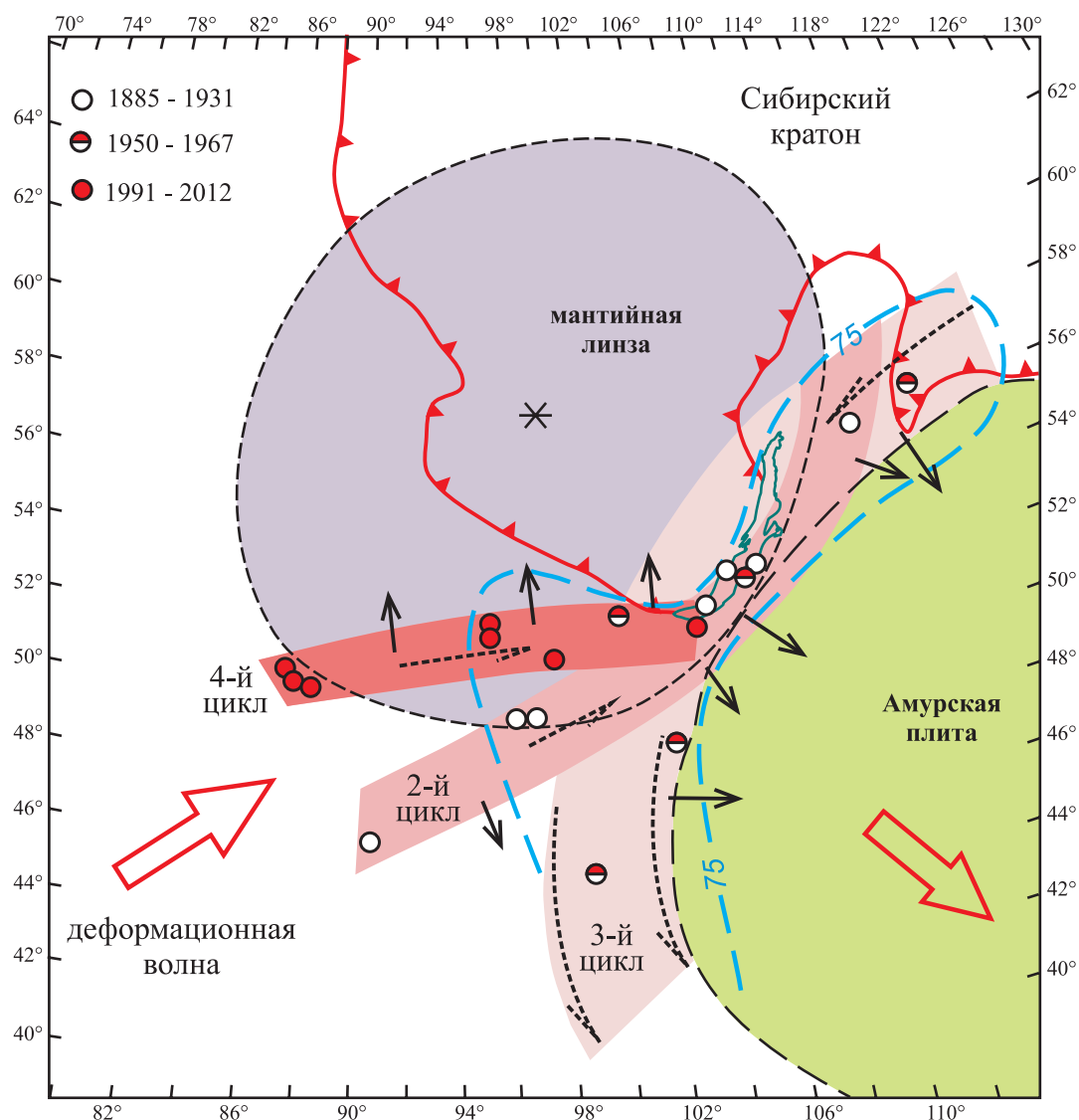


Рис. 12. Сейсמודинамическая модель Байкальской сейсмической зоны, расположенной на границе мантийной линзы Сибирского кратона и Амурской плиты.

Выделены цветом сейсмические швы, в которых сосредоточены землетрясения трех сейсмических циклов. Большие стрелки отмечают траекторию деформационной волны до и после взаимодействия с мантийной структурой. Сплошные стрелки – направления поперечной миграции землетрясений, пунктирные – продольной миграции землетрясений. Синей линией показаны контуры аномальной мантии, изолиния глубины литосферы 75 км приведена по [Zorin, Turutanov, 2005].

Fig. 12. The seismodynamic model of the Baikal seismic zone located at the boundary between the mantle lense of the Siberian craton and the Amur plate.

Highlighted are seismic sutures with clusters of earthquakes that occurred in three seismic cycles. Large arrows – trajectories of the deformation wave before and after interaction with the mantle structure; solid arrows – directions of transverse migration of earthquakes; dotted arrows – longitudinal migration of earthquakes; blue line – contours of the anomalous mantle; the lithosphere depth at 75 km is shown according to [Zorin, Turutanov, 2005].

Сейсмические швы Байкальской зоны. Если деформационные волны задают временные характеристики сейсмичности, то глубинная структура литосферы играет решающую роль в пространственных особенностях распределения землетрясений. Для западного фланга Байкальской зоны главное значение имеет мантийная линза, которая изменяет направление перемещения волны деформаций (рис. 12). Ее положение и

морфология определяют позицию и ориентировку двух сейсмических швов, в которых сосредоточены самые сильные землетрясения первого и третьего циклов. Отраженная мантийной линзой деформационная волна уходит на юго-восток и активизирует западную границу Амурской плиты. С этой границей генетически связан третий сейсмический шов Байкальской зоны. Эпицентры всех самых сильных землетрясений

региона с магнитудой $M \geq 6.5$, которые произошли за последние 150 лет, локализуются в описанных трех сейсмических швах. Они определяют, по всей видимости, локализацию не только самых сильных толчков, но и региональное распределение сейсмичности Байкальской зоны в целом. В границы сейсмических швов попадают, например, все участки высокой плотности эпицентров, полученные при прямой обработке параметров 30000 землетрясений магнитудой $2.5 \leq M \leq 7.7$ за 1961–1999 гг. [Sherman, 2009]. Близкий рисунок районов максимального выделения энергии деформаций получен исходя из вариаций сейсмического момента, рассчитанных для землетрясений с магнитудой $M \geq 6$ за последние 260 лет [Klyuchevskii, Dem'yanovich, 2009]. В этой работе показано также, что к этим «концентраторам напряжений» приурочены и палеосейсмодислокации последних 2000 лет. Три выделенных сейсмических шва определяют, по всей видимости, главные пространственные характеристики Байкальской сейсмической зоны на современном этапе в целом.

В разломно-блоковой структуре региона не существует региональных нарушений, вдоль которых бы протягивались выделенные сейсмические швы. Напротив, генезис множества разломов, прежде всего сдвигов и сбросо-сдвигов, явно обусловлен деформациями в пределах этих швов. Особенности геометрии Байкальской сейсмической зоны контролируются, прежде всего, структурой литосферной мантии. Именно она определяет расположение тех литосферных зон, вдоль которых энергия деформационных волн передается к поверхности. Сейсмические швы отмечают эти зоны на уровне коры, и постоянство их позиции предопределено глубинной структурой литосферы. На северо-востоке и юго-западе Байкальской зоны сейсмические швы сближаются и накладываются. Интенсивность деформаций здесь, по всей видимости, достигает максимальных значений. Известные контуры аномальной мантии [Zorin, Turutanov, 2005], очевидно, совпадают с положением сейсмических швов в Байкальской зоне (рис. 12). Образование этой области разуплотнения в верхней мантии является, скорее всего, следствием тех деформаций, в которые вовлекается весь разрез литосферы на краю Сибирского кратона.

Ортогональный тип сейсмической миграции. Сочетание, порой одновременное, разных направлений регионального сжатия в Байкальской сейсмической зоне заслуживает отдельного внимания. Ключевым элементом является «ортогональная миграция», которая обозначает сочетание продольного и поперечного направлений миграции эпицентров землетрясений в пределах сейсмических швов. Во всех трех швах Байкальской зоны самые сильные землетрясения магнитудой $M \geq 6.8$ мигрируют в поперечном направлении. Более слабые землетрясения, магнитуда которых отвечает диапазону $4.0 \leq M \leq 6.0$, подчиняются продольной миграции. По-видимому, для образования сейсмогенных разрывов, ориентированных по касательной к границам лито-

сферной структуры, требуется значительно меньше энергии. По этой же причине, скорее всего, среди разломов региона господствуют северо-восточные сдвиги [Parfeevets et al., 2002; Rundquist et al., 1999; Sherman, Levi, 1978]. Характерное для Байкальской рифтовой зоны сочетание сдвигов и сбросов также, по нашему мнению, наследует ортогональное распределение сжатия, которое возникает при взаимодействии деформационных волн с литосферной структурой.

В каждом из швов направления сейсмической миграции заметно различаются, что создает сложную общую картину в Байкальской сейсмической зоне (рис. 12). Одна из ее главных особенностей заключается в том, что продольная миграция землетрясений на флангах Байкальской зоны происходит во встречном направлении. В обоих юго-западных сейсмических швах она ориентирована с запада на восток. В северной же части Западно-Амурского шва продольная миграция должна быть направлена против часовой стрелки, а значит, с востока на запад. Это следствие общей модели вполне объясняет феномен встречной миграции землетрясений в юго-западной и северо-восточной частях Байкальской зоны [Sherman, Gorbunova, 2010].

Разная ориентировка сжатия в сейсмических швах создает сложный рисунок поля напряжений, в котором разные типы деформаций по-разному сочетаются на разных участках Байкальской зоны. Западно-Амурский и Байкало-Монгольский сейсмические швы определяют характер поля напряжений на ее северо-восточном фланге. Судя по миграции сейсмичности (рис. 12), для обоих швов векторы главного поперечного сжатия здесь ориентированы в юго-восточном направлении. В результате растяжение на региональном уровне имеет выраженное северо-западное направление [Parfeevets et al., 2002]. На юго-западном фланге Байкальской зоны поле напряжений определяется взаимодействием уже Байкало-Монгольского и Байкало-Алтайского швов, у которых в одном северо-восточном направлении ориентированы векторы продольного сжатия. Большую роль на юго-западном фланге зоны играет сдвиговый режим, а рифтогенные впадины развиваются при сочетании сдвига с растяжением [Lunina, Gladkov, 2004; Parfeevets et al., 2002]. С учетом простого тектонофизического механизма появления ортогональной миграции землетрясений, она может иметь широкое распространение в сейсмических областях, генетически связанных с деформационными волнами.

К тектонической природе рифтогенеза. Процессы растяжения в Байкальской зоне начались еще 50–40 млн лет назад [Logachev, 2003], вероятно, под воздействием коллизии Индо-Австралийской плиты с Евразией [Zonenshain, Savostin, 1979; Molnar, Tapponnier, 1975]. В этот период Амурская плита начала свой дрейф в юго-восточном направлении, а ведущую роль в рифтогенезе, скорее всего, играли перемещения и ротация тектонических блоков. Если не использовать

плюмовую гипотезу, то миграция кайнозойского щелочно-базальтового вулканизма с юга на север в Монголии в интервале 50–7 млн лет, видимо, отражает вращение Амурской плиты по часовой стрелке до конца миоцена.

Рифтогенез начался в районе Южного Байкала, там, где наиболее сближены Амурская плита и Сибирский кратон (рис. 12), и постепенно распространялся на северо-восток и юго-запад [Logachev, 2003]. С учетом глубинной структуры литосферы, такой сценарий выглядит наиболее оптимальным в геодинамическом отношении. Зарождение Байкальской рифтовой зоны произошло над краем основания Сибирского кратона, и зона растяжения развивалась вдоль границы линзы подкратонной мантии. В этом отношении развитие кайнозойского рифтогенеза ничем не отличалось от его более ранних этапов в регионе (см. рис. 8, В).

На границе с плиоценом произошла смена поля напряжений, усиление растяжения литосферы и ускорение тектонических движений [Logachev, 2003]. Началась и продолжается поныне стадия «быстрого рифтинга», с некомпенсируемым погружением Байкальской впадины. Участие деформационной волны в региональном растяжении разумно предполагать лишь для этой последней стадии рифтогенеза. Согласованность в положении сейсмических швов и рифтовых впадин предполагает (см. рис. 9, С), что рифтогенез и сейсмичность на современном этапе тектонической эволюции Байкальской зоны являются разными следствиями единого механизма, в основе которого лежит взаимодействие волны деформаций с литосферной структурой. С региональным сжатием связано образование сильных землетрясений Байкальской зоны. Компенсирующее растяжение в сейсмических швах, суммируясь за десятки тысяч циклов деформаций, приводит к образованию рифтогенных впадин. Наиболее интенсивно этот процесс проявлен там, где сейсмические швы сближаются и совмещаются в пространстве. Южно-Байкальская впадина в этом отношении уникальна, так как в этом районе суммируются напряжения всех трех сейсмических швов (рис. 12). Возможно, это та причина, которая определила и наивысшую степень раздробленности дна Южно-Байкальской впадины, и наиболее интенсивное прогибание здесь Байкальского рифта [Logachev, 2003].

Деформационные швы, как одна из основных структур Байкальской зоны, являются концентраторами напряжений, реализуемых в сейсмичности. При таком подходе предлагаемая модель деформационной волны логически объясняет, например, формирование своеобразной структуры Байкальской котловины. Как известно, дно озера состоит из трех хорошо морфологически выраженных впадин (рис. 13, А). Согласованность в положении позволяет сравнить ориентировку каждой из впадин озера с одним из деформационных (сейсмических) швов. Алтае-Байкальскому шву отвечает самая глубокая Средняя впадина, и связь их под-

черкнута характерным северо-восточным простиранием поднятия о. Ольхон. Разумно предполагать, что деформационная волна, теряя при каждом взаимодействии с мантийной структурой часть энергии, постепенно разрушается. С этим эффектом, по нашему мнению, связано увеличение поперечника деформационных швов. Ширина первого – Алтае-Байкальского – минимальна, порядка 160 км, для Монголо-Байкальского она возрастает до ~220 км и становится в два раза больше – ~440 км – для Западно-Амурского шва. С другой стороны, потеря энергии должна приводить к уменьшению степени воздействия деформационной волны на динамику литосферы (рис. 13, В). Сопоставляя ширину сейсмических швов и глубину впадин, обнаруживаем четкую корреляцию между ними. Это предполагает, что сама морфоструктура рифтогенной котловины озера обусловлена расположением деформационных швов. Их влияние на развитие рифтогенеза в Байкальской зоне деструкции может быть очень глубоким и заслуживает дальнейшего специального изучения.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследования развивают тектонический подход к пониманию внутриплитной Байкальской сейсмической зоны, генезис которой объясняется столкновением планетарных плит в Гималайской зоне [Zonenshain, Savostin, 1979; Molnar, Tapponnier, 1975]. Недостатки и ограничения этого направления исследований связаны, по нашему мнению, с господством разломно-блокового представления о передаче энергии деформаций из области коллизии в глубину континента. Тектонофизический механизм взаимодействия блоков действует в масштабах миллионов лет. Деформационные волны являются другим «быстрым» механизмом разгрузки напряжений, которые постоянно накапливаются при столкновении плит. Привлечение гипотезы глубинных деформационных волн позволяет, по нашему мнению, приблизиться к пониманию особенностей сейсмотектоники и сейсмодинамики Байкальской рифтовой зоны.

Основную роль в сейсмичности региона играет деформационная волна, которая приходит в Байкальскую сейсмическую зону через ~50 лет, последние три раза: в конце XIX – начале XX в., затем в середине XX в. и последний раз на границе XX и XXI вв. Существование цикличности с периодом в 50 лет для самых сильных землетрясений Земли предполагалось неоднократно. Действительно, все катастрофические землетрясения прошедшего столетия с магнитудой $M \geq 8.8$ отвечают выделенным для Байкальской зоны временным периодам. В первом цикле произошло землетрясение (1906 г., $M=8.8$) на границе Колумбии и Эквадора. Во втором цикле произошли самые катастрофические события: на Камчатке (1952 г., $M=9.0$), в Чили (1960 г.,

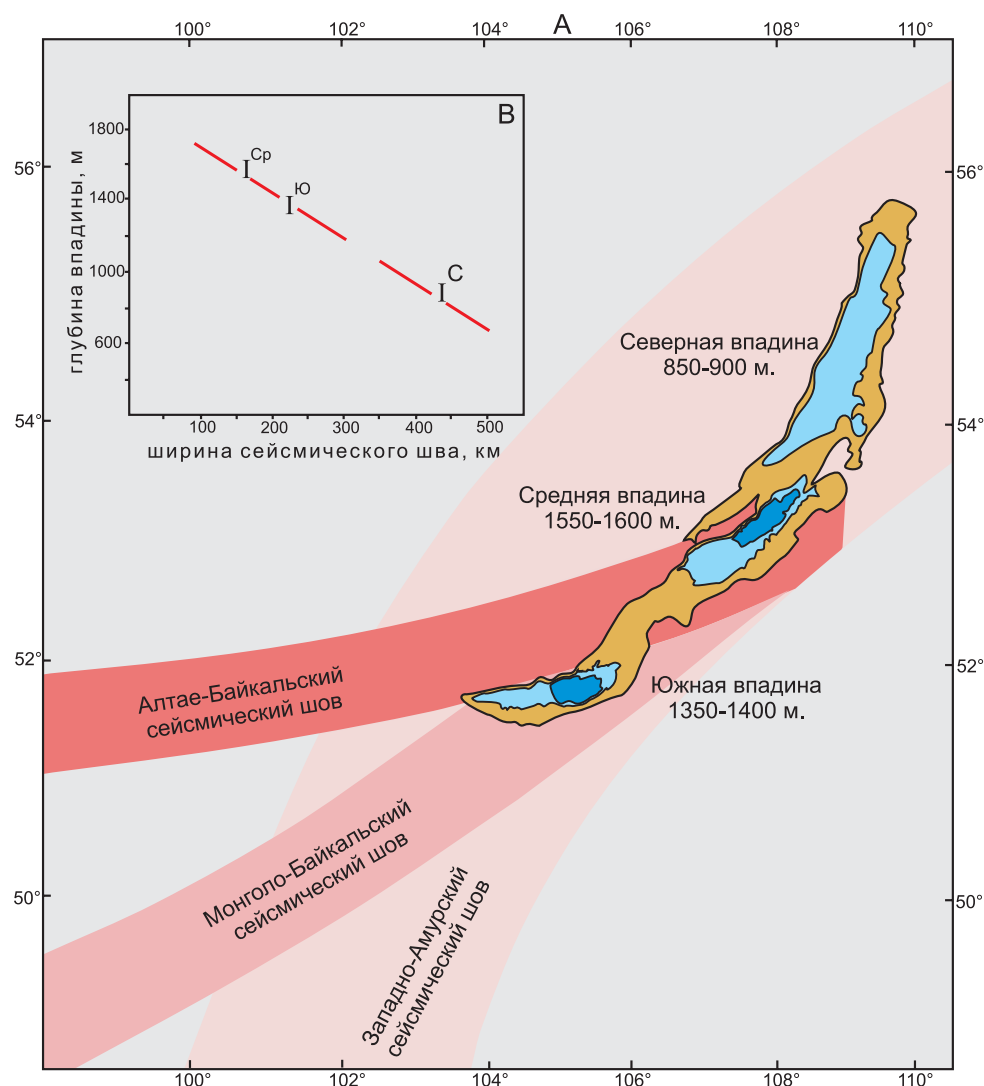


Рис. 13. Соотношение характеристик сейсмических швов зоны и морфоструктуры Байкальской котловины.

A – взаиморасположение сейсмических швов зоны и впадин оз. Байкал; B – корреляция глубины Байкальских впадин (Cp – Средняя, C – Северная и Ю – Южная впадины) и ширины трех сейсмических швов.

Fig. 13. Correlation between characteristics of seismic sutures of the zone and the morphological structure of the Baikal basin.

A – positions of the seismic sutures and Lake Baikal basins; B – correlation between depths of the Baikal basins (Cp – Middle, C – Northern, and Ю – Southern basins) and widths of the three seismic sutures.

$M=9.5$) и на Аляске (1964 г., $M=9.2$). Затем перерыв в 50 лет и начало третьего цикла катастрофических землетрясений: у берегов Суматры (2004 г., $M=9.1$), в Чили (2010 г., $M=8.8$) и в Японии (2011 г., $M=9.0$). Вероятно, сейсмичность Байкальской зоны вызвана деформационной волной, которая определяет или наследует ритмику планетарной сейсмической активности в целом.

Наряду с сейсמודинамикой Северного Китая [Stepashko, 2011b] и Дальнего Востока России [Stepashko, 2010, 2011a], Байкальская сейсмическая зона является еще одним подтверждением прямого участия верхней мантии в наиболее масштабных деформационных процессах, вызывающих самые сильные землетрясения.

Образование зон внутриплитной сейсмичности происходит там, где мантийные структуры заставляют деформационные волны расходовать свою энергию. Особенности региональной сейсмичности оказываются своеобразным слепком глубинной структуры литосферы. Развитие кайнозойского рифтогенеза у края Сибирского кратона также, несомненно, наследует особенности мантийной структуры. Это соответствие подчеркивает плодотворность изучения региональных структур верхней мантии для прогресса ключевых направлений современной геологии. Важнейшая и практически не изученная до сих пор информация о мантийной структуре заключена, как было показано, в характере зональности мантийных перидотитов. Но в

целом при региональном исследовании необходимо учитывать как геофизический, так и петрогеохимический образы мантии, согласованность которых должна служить критерием достоверности моделей глубинной структуры литосферы.

Результаты работы подтверждают перспективность концепции деформационных волн для изучения региональной сейсмичности [Sherman, 2013]. Главное препятствие на этом пути – заведомо иерархический и триггерный характер волновых деформаций в сейсмической зоне [Sherman, 2013]. Главная волна способна порождать каскад все более слабых деформационных волн, каждая из которых обладает собственными миграционными и ритмическими особенностями. Наложение землетрясений, вызванных разными деформационными волнами, создает запутанную картину совокупной сейсмичности, расшифровка которой является сложной задачей. Ее решение должно начинаться с отдельного анализа самых сильных землетрясений региона, в пространственно-временном распределении которых отражены особенности только главной волны деформаций. Пример Байкальской сейсмической зоны

подчеркивает необходимость одновременного изучения циклических и миграционных характеристик региональной сейсмичности, поскольку закономерный характер миграции обнаруживается лишь для землетрясений конкретного цикла.

Ключевой особенностью Байкальской сейсмической зоны, имеющей очевидное прогнозное значение, является «шовная» структура пространственно-временного распределения сильных землетрясений. В настоящее время уже закончился или заканчивается цикл, сильные землетрясения которого были сосредоточены в Алтае-Байкальском шве. В следующем цикле сейсмическая активность должна перейти в Монголо-Байкальский шов, где будет происходить накопление и разгрузка региональных деформаций в ближайшие 50 лет. Модель взаимодействия волн деформаций со структурой литосферной мантии юго-западного обрамления Сибирского кратона создает основу для контроля напряжений в деформационных швах, что имеет принципиальное значение для прогноза сильных землетрясений в Байкальской сейсмической зоне.

8. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Ashchepkov I.V., 1991. Deep Xenoliths of the Baikal Rift. Nauka, Novosibirsk, 160 p. (in Russian) [Ащепков И.В. Глубинные ксенолиты Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1991. 160 с.].
- Ashchepkov I.V., Pokhilenko N.P., Vladikin N.V., Logvinova A.M., Afanasiev V.P., Pokhilenko L.N., Kuligin S.S., Malygina E.V., Alymova N.A., Kostrovitsky S.I., Rotman A.Y., Mityukhin S.I., Karpenko M.A., Stegnitsky Yu.B., Khmelnikova O.S., 2010. Structure and evolution of the lithospheric mantle beneath Siberian craton, thermobarometric study. *Tectonophysics* 485 (1–4), 17–41. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2009.11.013>.
- Barruol G., Deschamps A., Deverchere J., Mordvinova V.V., Ulziibat M., Perrot J., Artem'ev A.A., Dugarmaa T., Bokermann G.H.R., 2008. Upper mantle flow beneath and around the Hangay dome, Central Mongolia. *Earth and Planetary Science Letters* 274 (1–2), 221–233. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2008.07.027>.
- Bykov V.G., 2005. Strain waves in the Earth: theory, field data, and models. *Russian Geology and Geophysics* 46 (11), 1176–1190.
- Chen C.-W., Rondenay S., Evans R.L., Snyder D.B., 2009. Geophysical detection of relict metasomatism from an archaic (~3.5 Ga) subduction zone. *Science* 326 (5956), 1089–1091. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1178477>.
- Didenko A.N., Mossakovsky A.A., Pechersky D.M., Ruzhentsev S.V., Samygin S.G., Kheraskova T.N., 1994. Geodynamics of the Central-Asian paleozoic oceans. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 35 (7–8), 59–75 (in Russian) [Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Рузнецов С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // *Геология и геофизика*. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 59–75].
- Egorkin A.V., 2004. Mantle structure of the Siberian platform. *Izvestia, Physics of the Solid Earth* 40 (5), 385–394.
- Ferrini V., Sassano G., 1999. Nature, origin and age of diamonds: a state-of-the-art report. *Periodico Di Mineralogia* 68 (2), 109–126.
- Gaul O.F., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., 2000. Mapping olivine composition in the lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 182 (3–4), 223–235. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00243-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00243-0).
- Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Izmer A., Vandorne W., Ryabinin A., Van der haute P., Vanhaecke F., Elburg M.A., 2011. Formation and Palaeozoic evolution of the Gorny-Altai-Mongolia suture zone (South Siberia): Zircon U/Pb constraints on the igneous record. *Gondwana Research* 20 (2–3), 465–484. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2011.03.003>.
- Glukhovskiy M.Z., 1990. Geological Evolution of Basements of Ancient Platforms (Nuclear Conception). Nauka, Moscow, 215 p. (in Russian) [Глуховский М.З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ (Нуклеарная концепция). М.: Наука, 1990. 215 с.].
- Gossler J., Kind R., 1996. Seismic evidence for very deep roots of continents. *Earth and Planetary Science Letters* 138 (1–4), 1–13. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00215-X](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(95)00215-X).

- Griffin W.L., Doyle B.J., Ryan C.G., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Davies R.M., Kivi K., van Achterberg E., Natapov L.M., 1999. Layered mantle lithosphere in the Lac de Gras, Slave Craton: composition, structure and origin. *Journal of Petrology* 40 (5), 705–727. <http://dx.doi.org/10.1093/etroj/40.5.705>.
- Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Afonso J.C., Begg G.C., 2009. The composition and evolution of lithospheric mantle: a re-evaluation and its tectonic implications. *Journal of Petrology* 50 (7), 1185–1204. <http://dx.doi.org/10.1093/etrology/egn033>.
- Gundmundsson O., Sambridge M., 1998. A regionalized upper mantle (RUM) seismic model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 103 (B4), 7121–7136. <http://dx.doi.org/10.1029/97JB02488>.
- Herzberg C., 2004. Geodynamic information in peridotite petrology. *Journal of Petrology* 45 (12), 2507–2530. <http://dx.doi.org/10.1093/etrology/egh039>.
- Ionov D.A., Hofmann A.W., 2007. Depth of formation of subcontinental off-craton peridotites. *Earth and Planetary Science Letters* 261 (3–47), 620–634. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2007.07.036>.
- Ishikawa A., Maruyama S., Komiya T., 2004. Layered lithospheric mantle beneath the Ontong Java Plateau: Implications from xenoliths in Alnoite, Malaita, Solomon Islands. *Journal of Petrology* 45 (10), 2011–2044. <http://dx.doi.org/10.1093/etrology/egh046>.
- Ivanova T.P., Trifonov V.G., 2005. Neotectonics and mantle earthquakes in the Pamir-Hindu Kush Region. *Geotectonics* 39 (1), 56–68.
- Jordan T.H., 1978. Composition and development of the continental tectosphere. *Nature* 274 (5671), 544–548. <http://dx.doi.org/10.1038/274544a0>.
- Kiselev A.I., Medvedev M.E., Golovko G.A., 1979. Volcanism of the Baikal Rift Zone and Origination Problems of Deep Magma. Nauka, Novosibirsk, 197 p. (in Russian) [Киселев А.И., Медведев М.Е., Головки Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 197 с.].
- Klyuchevskii A.V., Dem'yanovich V.M., 2009. Baikal rift zone: an area of higher energy of seismotectonic deformations in the lithosphere. *Doklady Earth Sciences* 429 (1), 1314–1317. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X09080169>.
- Kondorskaya N.V., Shebalin N.V., 1977. The New Catalog of Strong Earthquakes in the Territory of USSR from Ancient Times to 1975. Nauka, Moscow, 536 p. (in Russian) [Кондорская Н.В., Шебалин Н.В. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. 536 с.].
- Kontorovich A.E., Belyaev S.Yu., Kontorovich A.A., Starosel'tsev V.S., Mandel'baum M.M., Migurskii A.V., Moiseev S.A., Safronov A.F., Sitnikov V.S., Fliptsov Yu.A., Khomenko A.V., Eremin Yu.G., Bykova O.V., 2009. Tectonic map of the Vendian – Lower Paleozoic structural stage of the Lena – Tunguska petroleum province, Siberian Platform. *Russian Geology and Geophysics* 50 (8), 657–667. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2008.10.005>.
- Koulakov I., Bushenkova N., 2010. Upper mantle structure beneath the Siberian craton and surrounding areas based on regional tomographic inversion of P and PP travel times. *Tectonophysics* 486 (1–4), 81–100. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2010.02.011>.
- Kuskov O.L., Kronrod V.A., Annersten H., 2006. Inferring upper-mantle temperatures from seismic and geochemical constraints: Implications for Kaapvaal craton. *Earth and Planetary Science Letters* 244 (1–2), 133–154. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2006.02.016>.
- Lapin B.N., 1997. Atlas of Structures of Alpine-Type Hyperbasites from Siberia and Far East. Publishing House of SB RAS, OIGGM, Novosibirsk, 331 p. (in Russian) [Лопин Б.Н. Атлас структур пород альпинотипных гипербазитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Издательство СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. 331 с.].
- Lee C.-T. A., Luffi P., Chin E.J., 2011. Building and destroying continental mantle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 39, 59–90. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev-earth-040610-133505>.
- Lesnov F.P., 1986. Petrochemistry of Polygenic Basite-Hyperbasite Plutons from Folded Regions. Nauka, Novosibirsk, 136 p. (in Russian) [Леснов Ф.П. Петрохимия полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей. Новосибирск: Наука, 1986. 136 с.].
- Logachev N.A., 2003. History and Geodynamics of the Baikal Rift. *Russian Geology and Geophysics* 5, 373–387.
- Luguet A., Jaques A.L., Pearson D.G., Smith C.B., Bulanova G.P., Roffey S., Rayner M., Lorand J.P., 2009. An integrated petrological, geochemical and Re-Os isotope study of peridotite xenoliths from the Argyle lamproite, Western Australia and implications for cratonic diamond occurrences. *Lithos* 112 (2), 1096–1108. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2009.05.022>.
- Lunina O.V., Gladkov A.S., 2004. Fault pattern and stress field in the western Tunka rift (southwestern flank of the Baikal rift system). *Russian Geology and Geophysics* 45 (10), 1188–1199.
- Malamud A.S., Nikolaevsky V.N., 1983. Periodicity of the Pamir – Hindu Kush earthquakes and tectonics waves in subducting lithospheric plates. *Doklady AN* 269 (5), 1075–1078 (in Russian) [Маламуд А.С., Николаевский В.Н. Периодичность Памиро-Гиндукушских землетрясений и тектонические волны в субдуцируемых литосферных плитах // Доклады АН. 1983. Т. 269. № 5. С. 1075–1078].
- Malamud A.S., Nikolaevsky V.N., 1985. Cyclicity of seismotectonic events at the edges of the Indian lithospheric plate. *Doklady AN* 282 (6), 1333–1337 (in Russian) [Маламуд А.С., Николаевский В.Н. Цикличность сеймотектонических со-

- бытий на краях Индийской литосферной плиты // Доклады АН СССР. 1985. Т. 282. № 6. С. 1333–1337].
- McDonough W.F., Sun S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120 (3–4), 223–253. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- Menzies A.N., Shirey S.B., Carlson R.W., Gurney J.J., 1998. Re-Os isotope systematics of diamond bearing eclogites and peridotites from Newlands kimberlite. In: J.J. Gurney, J.L. Gurney, M.D. Pascoe, S.H. Richardson (Eds.), Extended Abstracts 7th International Kimberlite Conference. Red Roof Design, Cape Town, p. 579–581.
- Mironyuk E.P., Zagruzina I.A., 1983. Geoblocks of Siberia and stages of their formation. In: Tectonics of Siberia. The Structure of the Earth's Crust in the Eastern Region of the USSR in the Light of Modern Tectonic Concepts. Nauka, Novosibirsk, V. XI, p. 133–140 (in Russian) [Миронюк Е.П., Загрузина И.А. Геоблоки Сибири и этапы их формирования // Тектоника Сибири. Строение земной коры востока СССР в свете современных тектонических концепций. Новосибирск: Наука, 1983. Т. XI. С. 133–140].
- Mitrofanov G.L., Taskin A.P., 1994. Structural relationships of the Siberian platform with the folded framing. *Geotektonika (Geotectonics)* 1, 3–15 (in Russian) [Митрофанов Г.Л., Таскин А.П. Структурные соотношения Сибирской платформы со складчатым окружением // Геотектоника. 1994. № 1. С. 3–15].
- Molnar P., Tapponnier P., 1975. Cenozoic tectonic of Asia: Effects of continental collision. *Science* 189 (4201), 419–426. <http://dx.doi.org/10.1126/science.189.4201.419>.
- National Earthquake Information Center – NEIC, 2013. Available from: <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/> (last accessed 29.10.2013).
- O'Reilly S.Y., Griffin W.L., 2006. Imaging global chemical and thermal heterogeneity in the subcontinental lithospheric mantle with garnets and xenoliths: Geophysical implications. *Tectonophysics* 416 (1–4), 289–309. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2005.11.014>.
- Parfeevets A.V., San'kov V.A., Miroshnichenko A.I., Lukhnev A.V., 2002. The evolution of the state of stresses of the Earth's crust of the Mongol-Baikal mobile belt // *Tikhookeanskaya Geologiya (Russian Journal of Pacific Geology)* 21 (1), 14–28 (in Russian) [Парфеевец А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лукнев А.В. Эволюция напряженного состояния земной коры Монголо-Байкальского подвижного пояса // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21. № 1. С. 14–28].
- Patel S.C., Ravi S., Anilkumar Y., Pati J.K., 2010. Major element composition of concentrate garnets in Proterozoic kimberlites from the Eastern Dharwar Craton, India: Implications on sub-continental lithospheric mantle. *Journal of Asian Earth Sciences* 39 (6), 578–588. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.04.020>.
- Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I., 2006. Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data. *Tectonophysics* 416 (1–4), 33–52. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2005.11.010>.
- Pavlenkova N.I., 2011. Seismic structure of the upper mantle along the long-range PNE profiles – rheological implication. *Tectonophysics* 508 (1–4), 85–95. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2010.11.007>.
- Pearson D.G., 1999. The age of continental roots. *Lithos* 48 (1–4), 171–194. [http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00026-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00026-2).
- Pearson D.G., Shirey S.B., Bulanova G.P., Carlson R.W., Milledge H.J., 1999. Re-Os isotope measurements of single sulfide inclusions in a Siberian diamond and its nitrogen aggregation systematics. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63 (5), 703–711. [http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00042-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00042-3).
- Pearson D.G., Wittig N., 2008. Formation of Archaean continental lithosphere and its diamonds: the root of the problem. *Journal of the Geological Society* 165 (5), 895–914. <http://dx.doi.org/10.1144/0016-76492008-003>.
- Pechevsky D.M., Didenko A.N., 1995. Paleo-Asian Ocean: Petro-magnetic and Paleomagnetic Information about Its Lithosphere. Publishing House of OIFZ RAN, Moscow, 298 p. (in Russian) [Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.].
- Peltonen P., Brugmann G., 2006. Origin of layered continental mantle (Karelian craton, Finland): Geochemical and Re-Os isotope constraints. *Lithos* 89 (3–4), 405–423. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2005.12.013>.
- Polet J., Anderson D.L., 1995. Depth extent of cratons as inferred from tomographic studies. *Geology* 23 (3), 205–208. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0205:DEOCAI>2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0205:DEOCAI>2.3.CO;2).
- Rudnick R.L., Walker R.J., 2009. Interpreting ages from Re-Os isotopes in peridotites. *Lithos* 112 (2), 1083–1095. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2009.04.042>.
- Rundquist D.V., Sobolev P.O., Ryakhovskii V.M., 1999. Reflection of different fracture types in the seismicity of the Baikal Rift Zone. *Doklady Earth Sciences* 367 (5), 708–710.
- Rytsk E.Yu., Shalaev V.S., Rizvanova N.G., Krymskii R.Sh., Makeev A.F., Rile G.V., 2002. The Olokit zone of the Baikal fold region: new isotope-geochronological and petrochemical data. *Geotectonics* 36 (1), 24–35.
- San'kov V.A., Parfeevets A.V., Lukhnev A.V., Miroshnichenko A.I., Ashurkov S.V., 2011. Late Cenozoic geodynamics and mechanical coupling of crustal and upper mantle deformations in the Mongolia – Siberian Mobile Region. *Geotectonics* 45 (5), 378–393. <http://dx.doi.org/10.1134/S0016852111050049>.
- Sand K.K., Waight T.E., Pearson D.G., Nielsen T.F.D., Makovicky E., Hutchison M.T., 2009. The lithospheric mantle below southern west Greenland: A geothermobarometric approach to diamond potential and mantle stratigraphy. *Lithos* 112 (2),

- 1155–1166. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2009.05.012>.
- Savage M.K., 1999. Seismic anisotropy and mantle deformation: what have we learned from shear wave splitting. *Reviews of Geophysics* 37 (1), 65–106. <http://dx.doi.org/10.1029/98RG02075>.
- Schulze D.J., Canil D., Channer D.M.D., Kaminsky F.V., 2006. Layered mantle structure beneath the western Guyana Shield, Venezuela: Evidence from diamonds and xenocrysts in Guaniamo kimberlites. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 70 (1), 192–205. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2005.08.025>.
- Şengör A.M.C., Natal'in B.A., 1996. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis. In: A.Yin, M. Harrison (Eds.), *The Tectonic Evolution of Asia*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 486–640.
- Sherman S.I., 2009. A tectonophysical model of a seismic zone: experience of development based on the example of the Baikal rift system. *Izvestia, Physics of the Solid Earth* 45 (11), 938–951. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351309110020>.
- Sherman S.I., 2013. Deformation waves as a trigger mechanism of seismic activity in seismic zones of the continental lithosphere. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (2), 83–117. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2013-4-2-0093>.
- Sherman S.I., Gorbunova E.A., 2010. New data on the regularities of the earthquake manifestation in the Baikal seismic zone and their forecast. *Doklady Earth Sciences* 435 (2), 1659–1664. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X10120238>.
- Sherman S.I., Levi K.G., 1978. Transform faults of the Baikal rift zone and seismicity of its flanks. In: *Tectonics and seismicity of the continental rift zones*. Nauka, Moscow, p. 7–18 (in Russian) [Шерман С.И., Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 7–18].
- Sherman S.I., Zlogodukhova O.G., 2011. Seismic belts and zones of the Earth: formalization of notions, positions in the lithosphere, and structural control. *Geodynamics & Tectonophysics* 2 (1), 1–34. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2011-2-1-0031>.
- Silver P.G., Chan W.W., 1991. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 96 (B10), 16429–16454. <http://dx.doi.org/10.1029/91JB00899>.
- Snyder D.B., 2002. Lithospheric growth at margins of cratons. *Tectonophysics* 355 (1–4), 7–22. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00131-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00131-2).
- Stepashko A.A., 1998. The Chemical Structure of Ultrabasic Mantle. Dalnauka, Vladivostok, 128 p. (in Russian) [Сменауко А.А. Химическая структура ультраосновной мантии. Владивосток: Дальнаука, 1998. 128 с.].
- Stepashko A.A., 2001. The upper mantle structure and geodynamics of the Siberian plate. In: *Tectonics, deep structure and geodynamics of the Eastern Asia: The 3rd conference in memory of Yu.A. Kosygin*. Publishing House of ITIG FEB RUS, Khabarovsk, p. 53–62 (in Russian) [Сменауко А.А. Структура верхней мантии и геодинамика Сибирской платформы // Тектоника, глубинное строение и геодинамика востока Азии: III Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2001. С. 53–62].
- Stepashko A.A., 2010. Deep roots of seismotectonics in the Far East: The Sakhalin zone. *Russian Journal of Pacific Geology* 4 (3), 228–241. <http://dx.doi.org/10.1134/S181971401003005X>.
- Stepashko A.A., 2011a. Deep roots of seismotectonics of the Far East: The Amur River and Primorye zones. *Russian Journal of Pacific Geology* 5 (1), 1–12. <http://dx.doi.org/10.1134/S1819714011010076>.
- Stepashko A.A., 2011b. Seismodynamics and deep internal origin of the North China zone of strong earthquakes. *Geodynamics & Tectonophysics* 2 (4), 341–355. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2011-2-4-0049>.
- Stone R., 2008. An unpredictably violent fault. *Science* 320 (5883), 1578–1580. <http://dx.doi.org/10.1126/science.320.5883.1578>.
- Surkov V.S., Korobeinikov V.P., Krylov S.V., Grishin M.P., Kraevsky B.G., Larichev A.I., 1996. Geodynamic and depositional conditions of the Riphean petroleum complex formation at the western margin of the Siberian Paleocoast. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 37 (8), 154–166 (in Russian) [Сурков В.С., Коробейников В.П., Крылов С.В., Гришин М.П., Краевский Б.Г., Ларичев А.И. Геодинамические и седиментационные условия формирования рифейских нефтегазоносных комплексов на западной окраине Сибирского палеоконтинента // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 8. С. 154–166].
- Ulomov V.I., 1993. Waves of seismogeodynamic activation and long-term prediction of earthquakes. *Fizika Zemli (Physics of the Solid Earth)* (4), 43–53 (in Russian) [Уломов В.И. Волны сейсмогеодинамической активизации и долгосрочный прогноз землетрясений // Физика Земли. 1993. № 4. С. 43–53].
- Velinsky V.V., Vartanova N.S., 1980. Chemical patterns of the Tuva ultrabasic rocks. In: *Petrology of ultrabasic and basic rocks from Siberia and the Far East of Russia and Mongolia*. Nauka, Novosibirsk, p. 14–27 (in Russian) [Велинский В.В., Вартанова Н.С. Закономерности в химизме гипербазитов Тувы // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980. С. 14–27].
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Nozhkin A.D., Ponomarchuk V.A., 1994. The Riphean ophiolites of the Isakovka belt (Yenisei Ridge). *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 35 (7–8), 169–181 (in Russian) [Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Ножкин А.Д., Пономарчук В.А. Рифейские офиолиты Исаковского пояса (Енисейский край) // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 169–181].
- Vikulin A.V., Bykov V.G., Luneva M.N., 2000. Nonlinear deformation waves in a rotational model of a seismic process. *Computational technologies* 5 (1), 31–39.

- Vinnik L.P., Makeyeva L.I., Milev A., Usenko A.Yu., 1992. Global pattern of azimuthal anisotropy and deformations in the continental mantle. *Geophysical Journal International* 111 (3), 433–447. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb02102.x>.
- Vladimirov B.M., Volyanyuk N.Ya., Ponomarenko A.I., 1976. Deep Xenoliths from Kimberlites, Basalts and Kimberlite-like Rocks. Nauka, Moscow, 284 p. (in Russian) [Владимиров Б.М., Волянюк Н.Я., Пономаренко А.И. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М.: Наука, 1976. 284 с.].
- Wittig N., Pearson D.G., Webb M., Ottley C.J., Irvine G.J., Kopylova M., Jensen S.M., Nowell G.M., 2008. Origin of cratonic lithospheric mantle roots: A geochemical study of peridotites from the North Atlantic Craton, West Greenland. *Earth and Planetary Science Letters* 274 (1–2), 24–33. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.034>.
- Wittlinger G., Farra V., 2007. Converted waves reveal a thick and layered tectosphere beneath the Kalahari super-craton. *Earth and Planetary Science Letters* 254 (3–4), 404–415. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2006.11.048>.
- Xiao W., Huang B., Han C., Sun S., Li J., 2010. A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens. *Gondwana Research* 18 (2–3), 253–273. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2010.01.007>.
- Xu X., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Geng H., Zheng J., 2008. Re-Os isotopes of sulfides in mantle xenoliths from eastern China: Progressive modification of lithospheric mantle. *Lithos* 102 (1–2), 43–64. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.010>.
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kotov A.B., Sal'nikova E.V., 1997. The Angara-Vitim Batholith: On the problem of batholith geodynamics in the Central Asia Foldbelt. *Geotectonics* 31 (5), 359–373.
- Yuan H., Romanowicz B., 2010. Lithospheric layering in the North American craton. *Nature* 466 (7310), 1063–1068. <http://dx.doi.org/10.1038/nature09332>.
- Zoback M.D., 2010. Earthquakes: Climate and intraplate shocks. *Nature* 466 (7306), 568–569. <http://dx.doi.org/10.1038/466568a>.
- Zonenshain L.P., Savostin V.G., 1979. Introduction to Geodynamics. Nedra, Moscow, 311 p. (in Russian) [Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.].
- Zorin Yu. A. Turutanov E.Kh., 2005. Plumes and geodynamics of the Baikal rift zone. *Russian Geology and Geophysics* 46 (7), 669–682.



Степашко Андрей Анатольевич, канд. геол.-мин. наук., в.н.с.
Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН
680000, Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, Россия
✉ e-mail: stepashko@itig.as.khb.ru

Stepashko, Andrey A., Candidate of Geology and Mineralogy, Lead Researcher
Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far East Branch of RAS
65 Kim Yu Chen street, Khabarovsk 680000, Russia
✉ e-mail: stepashko@itig.as.khb.ru



EDITORIAL BOARD'S NOTE: INTRODUCTION TO SPECIAL SECTION

This issue of Geodynamics & Tectonophysics contains four articles based on materials presented at the All-Russia Conference on Tectonics and Current Issues of the Earth Sciences held on 8–12 October 2012 in Moscow and recommended for publication by its Organizing Committee. The articles presenting modern research method that are currently applied in tectonophysics can trigger useful scientific discussions.

ОТ РЕДКОЛЛЕГИИ: ВСТУПЛЕНИЕ К СПЕЦИАЛЬНОМУ РАЗДЕЛУ

Представленная ниже серия из четырех статей является второй частью материалов 3-й Всероссийской конференции «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле» (г. Москва, 8–12 октября 2012 г.), рекомендованных оргкомитетом для публикации в журнале «Геодинамика и тектонофизика». В статьях излагаются различные методические приемы исследований, используемые в современной тектонофизике. Возможно, они дадут повод для развития дискуссий по современным методам тектонофизических исследований.



THE TECTONICS STRESS AND STRAIN FIELD MODELING ADJUSTED FOR EVOLUTION OF GEOLOGICAL STRUCTURES (SAILAG INTRUSION, EASTERN SAYAN)

V. N. Voytenko¹, V. V. Pogorelov², A. O. Yakubovskaya³, A. V. Gonerger³

¹ Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

² The Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia

³ Hoozhir Enterprise LLC, Ulan-Ude, Russia

Abstract: The article describes a tectonophysical model showing evolution of structures in the Sailag granodiorite massif in relation to its gold-bearing capacity. The model takes into account the load patterns according to geological data, accumulated deformation, and gravity stresses. This model provides for updating the structural-geological model showing development of the intrusion body and the ore field. Forecasted are destruction patterns in the apical and above-dome parts of the massif in the intrusion and contraction phase, formation of the long-term shear zone at the steeply dipping slope of the intrusion body, and subvertical fractures associated with the long-term shear zone and vertical mechanical 'layering' of the intrusive body.

Key words: intrusive complexes, digital simulation, gravity stresses, accumulated deformation.

Recommended by Yu.L. Rebetsky

Citation: Voytenko V.N., Pogorelov V.V., Yakubovskaya A.O., Gonerger A.V. 2013. The tectonics stress and strain field modeling adjusted for evolution of geological structures (Sailag Intrusion, Eastern Sayan). *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (4), 419–433. doi:10.5800/GT-2013-4-4-0110.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОЛЯ ТЕКТЕНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ С УЧЕТОМ ЭВОЛЮЦИОННОГО ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОСТРУКТУР (НА ПРИМЕРЕ САЙЛАГСКОГО МАССИВА, ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

В. Н. Войтенко¹, В. В. Погорелов², А. О. Якубовская³, А. В. Гонегер³

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

³ ООО «Хужир Энтерпрайз», Улан-Удэ, Россия

Аннотация: Рассмотрена тектонофизическая эволюционная модель развития структур Сайлагского массива гранодиоритов в связи с его золотоносностью. В эволюционной модели учтены схема нагрузки по геологическим данным, гравитационные напряжения и накопленные деформации. В результате моделирования была уточнена структурно-геологическая модель развития интрузива и рудного поля. Спрогнозированы структуры разрушения в апикальной и

надкупольной частях массива на этапе внедрения и остывания интрузии. Спрогнозировано формирование долгоживущей зоны сдвига на крутопадающем склоне интрузии и сопряженных субвертикальных разрывных нарушений, вертикальной механической «расслоенности» интрузивного тела.

Ключевые слова: интрузивные комплексы, численное моделирование, гравитационные напряжения, накопленные деформации.

1. ВВЕДЕНИЕ

Моделирование поля тектонических напряжений и деформаций с учетом эволюционного формирования геологических структур – актуальное направление в области использования законов механики для изучения масштабных участков земной коры – тектонофизики. Численное моделирование позволяет учитывать такую важную величину, как сила гравитации, которая многими исследователями не принималась во внимание из-за отсутствия возможности оценить ее влияние на количественном уровне. С другой стороны, именно традиционное геологическое исследование и выявление истории геологического развития региона (эволюции нагрузки геологических структур) дают первичные необходимые параметры (размеры геологических тел, последовательность деформаций и пр.) для тектонофизического моделирования. В итоге, комплексное, наиболее приближенное к реальным объектам, тектонофизическое моделирование может исправлять или уточнять влияние того или иного фактора в геологических моделях развития структур рудных полей и месторождений.

В последние годы в юго-восточной части Восточного Саяна выявлен ряд месторождений (в том числе Коневинское месторождение), относимых к золотопорфировому типу. Гранитоиды, вмещающие оруденение, относят к I-типу, а формирование интрузивных комплексов – к обстановкам островных дуг и активной континентальной окраины, существовавших в байкальское и каледонское время соответственно [Zhmodik et al., 2006].

Коневинское месторождение расположено в Сайлагском интрузиве порфировидных монцо-гранодиоритов Таннуольского комплекса в южной части Хамсаринской структурно-фациальной зоны, в 7.5 км к северу от ее южной границы, проходящей по субширотному Жомболокскому глубинному разлому. Массив имеет изометричную форму в плане, слегка вытянутую в широтном направлении, размеры массива 12×7 км. Сайлагский интрузив внедрен в карбонатные породы иркутской свиты, в западной части массива наблюдаются отложения вулканогенно-осадочной илейской свиты, с размывом залегающей на интрузивном массиве и на породах иркутской свиты. Возраст массива составляет 450–480 млн лет [Fedotova, Khain, 2002].

Если вещественный состав руд месторождений золотопорфирового и золото кварцевого типов, а также вмещающих их пород достаточно детально охарактеризован [Gromov et al., 2011; Zhmodik et al., 2006; Roshchektaev et al., 2000], то структуры интрузивов, контролирующих оруденение, изучены слабо. С целью уточнения формирования структур в пределах Сайлагского массива, в связи с его золотоносностью, было проведено двухмерное численное моделирование интрузива и вмещающей его рамы, что позволило скорректировать структурно-тектоническую модель развития, основанную только на геологических наблюдениях [Gromov et al., 2011].

2. ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ

Конечно-элементная модель двухмерного профиля через Сайлагский массив, ориентированного в направлении юг–север, построена на основе структурно-тектонической модели с учетом прочностных параметров по результатам петрофизических исследований пород массива. Структура профиля представлена на рис. 1. Описание материалов и механические параметры модельной среды вдоль структурного профиля приведены в таблице.

Предложенный разрез имеет прямоугольную форму, размеры составляют 6×9 км при анализируемой области 3×5 км (пунктир). Цифрами в кружках отмечены номера структурных областей модели (таблица, столбец 11). Границы раздела карбонатных пород и интрузивного тела имеют различный наклон (13° и 28°), что отражено в геометрическом строении внутренних областей 5 и 1 (рис. 1). Верхний горизонтальный блок схематически отображает осадочные отложения, полностью эродированные на начальных стадиях формирования структуры. Их влияние на формирование напряженно-деформированного состояния задавалось дополнительной распределенной по поверхности нагрузкой переменного во времени значения. Нижние области (6–7) предназначены для компенсации граничных условий, а также создания дополнительных предпосылок для проседания центральной части разреза.

Реологическая модель геоматериала описывалась упруго-пластическим телом Друккера-Прагера для

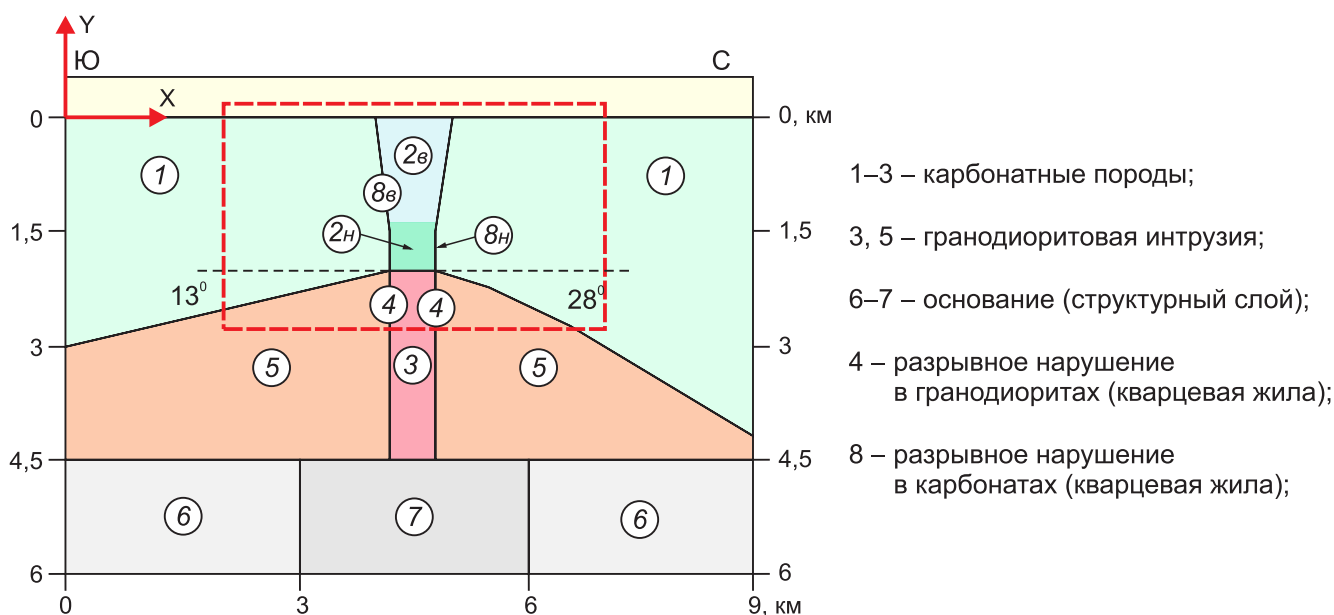


Рис. 1. Структура расчетного профиля интрузивного массива.

Описание материалов и механические параметры модельной среды вдоль структурного профиля приведены в таблице. Пунктирный прямоугольник – анализируемая область (3×5 км).

Fig. 1. The structure of the calculated profile of the intrusive massif.

See Table for the description of materials and mechanical parameters of the structural model along the profile. The area under study (3×5 km) is marked by the red box.

основных анализируемых структур и телом Мизеса (таблица, столбец 7) для структурного нижнего слоя, а также для интрузии на стадии внедрения [Pogorelov et al., 2010; Rebetskiy, 2008]. Плотностные и механические свойства основных материалов, а также условия нагрузки менялись в соответствии с геологической эволюционной моделью формирования структуры Сайлагского массива (рис. 2, а; 7, а): вертикальное внедрение и остывание массива; разрыв; горизонтальное растяжение, однородное по вертикали; формирование депрессий и наложенных разрывов; горизонтальное сжатие. Линеаризованные области (кварцевые жилы), обрамляющие центральную область вмещающей рамы, определяют разломные зоны, активизирующиеся на заключительных стадиях нагружения и описываемые телом Друккера-Прагера с пониженным пределом прочности. Предполагалось, что данные элементы будут «работать на сдвиг» при проседании центральной части модели (рис. 5, а). Численное моделирование проводилось с использованием конечно-элементного вычислительного комплекса UWAY [Vlasov et al., 2004]. Основным преимуществом модели, построенной в комплексе UWAY, в отличие от предшествующих эволюционных моделей внедрения интрузивов (например [Belov, 1993]), является возможность учитывать массовые силы и накопленные деформации.

На основе разработанной эволюционной геологиче-

ской модели [Gromov et al., 2011] была рассмотрена следующая схема нагружения (рис. 2, б; 7, б). Первая стадия представляет собой накопление начальных деформаций и поле напряжений под воздействием начального гравитационного состояния (рис. 2, б). Интрузия на начальной стадии внедрения характеризуется слабосжимаемым геоматериалом (коэффициент Пуассона $\nu=0.35$, таблица, ст. 6), подверженным интенсивному катакlastическому течению (тело Мизеса, низкий предел текучести).

На второй стадии (рис. 3, б) происходит застывание верхних слоев интрузивного внедрения, что характеризуется изменением значения ν до 0.27. Более податливая нижняя часть интрузии продолжает внедрение (создает небольшое дополнительное давление вверх (рис. 3, б)). Эрозионный разрыв на данной стадии приводит к уменьшению распределенной нагрузки на верхнюю границу вдвое.

На первой и второй стадиях структурные области в пределах однотонной заливки (рис. 2, б; 3, б) однородны, как и прямоугольный нижний блок в центральной части. На вертикальных границах допускается деформирование по вертикальной оси системы координат, связанной с плоскостью разреза. Перемещения на этих границах по горизонтали отсутствуют.

Третья стадия (рис. 4, б) характеризуется региональным горизонтальным растяжением, амплитуда которого достоверно не известна. Предполагается, что за

Описание материалов и механические параметры модельной среды вдоль структурного профиля (рис. 1)
Description of materials and mechanical parameters of the modeling medium along the structural profile (see Fig. 1)

№	Описание материала	Шаг смены свойств	Плотность ρ , кг·м ⁻³	Модуль Юнга, Е, ГПа	Коэф. Пуассона, ν	Кр. плас-тичности	Предел прочности, σ_c , МПа	Коэф. внутр. трения, $\text{tg}(\alpha)$	Прим.	№ области на рис. 1 / описание
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	Известняки	1	2600	60	0.25	Др-Праг	2	7.4		1 / карбонат. фундамент
2	Известняки	1	2600	60	0.25	Др-Праг	2	7.4		1 / карбонат. фундамент
112	Известняки флюид.	4	2600	60	0.25	Др-Праг	2	17.5	разупрочнение	2в / верх карбонат. фундамент, центральная область
3	Инtruзия	1	2700	90	0.35	Др-Праг	1	17.5	внедрение	3 /
13	Гранодиорит основной 2	2	2700	90	0.27	Др-Праг	1	17.5	остывание	инtruзия, центральная область
113	Разупрочненная порода	4	2700	10	0.1	Др-Праг	1	35.0	проседание части	центр.
4	Инtruзия	1	2700	90	0.35	Др-Праг	1	17.5	внедрение	4 /
14	Гранодиорит основной 2	2	2700	90	0.27	Др-Праг	1	17.5	остывание	кварцевая жила
114	Кварцевая жила	4	2600	30	0.40	Др-Праг	0.1	2.4	скольжение по разлому	
5	Гранодиорит основной 1	1	2700	90	0.35	Др-Праг	1	17.5	инtruзия	5 /
15	Гранодиорит основной 2	2	2700	90	0.27	Др-Праг	1	17.5	остывание	инtruзия, основное тело
6	Оснoвание 1	1	2750	90	0.49	Мизес	1		края	6 / структурный блок, края
7	Оснoвание 2	1	2750	90	0.49	Мизес	1		центр	7 / структурный блок, центр
8	Известняки	1	2600	60	0.25	Др-Праг	2	7.4	верх	8в /
118	Кварцевая жила	4	2600	30	0.40	Др-Праг	0.1	2.4	скольжение по разлому	кварцевая жила
9	Карбонаты	1	2600	60	0.25	Др-Праг	2	7.4	Ф4 → 112	2н / низ карбонат. фундамент, центральная область
10	Кварцевая жила	1	2600	60	0.25	Др-Праг	2	7.4	Ф4 → 114	8н / кварцевая жила (в области 2н)

Примечания. В графе 1 приведены номера структурных свойств, соответствующие им области указаны в графе 11 (см. рис. 1); в графе 10 запись «Ф4 → 114» означает, что данный материал (графа 1) меняет свои свойства на свойства 114 на четвертом шаге расчета нагружения. Жирным шрифтом выделены значения, которые изменяются на соответствующем шаге расчета (графа 3).

Notes. Column 1 shows numbers of structural properties. Their corresponding areas are shown in column 11 (see Fig. 1). In column 10, "Ф4 → 114" means that the given material (column 1) changes its properties to properties 114 at the fourth step of load calculations. Bold print mark values that change at the corresponding calculation step (column 3).

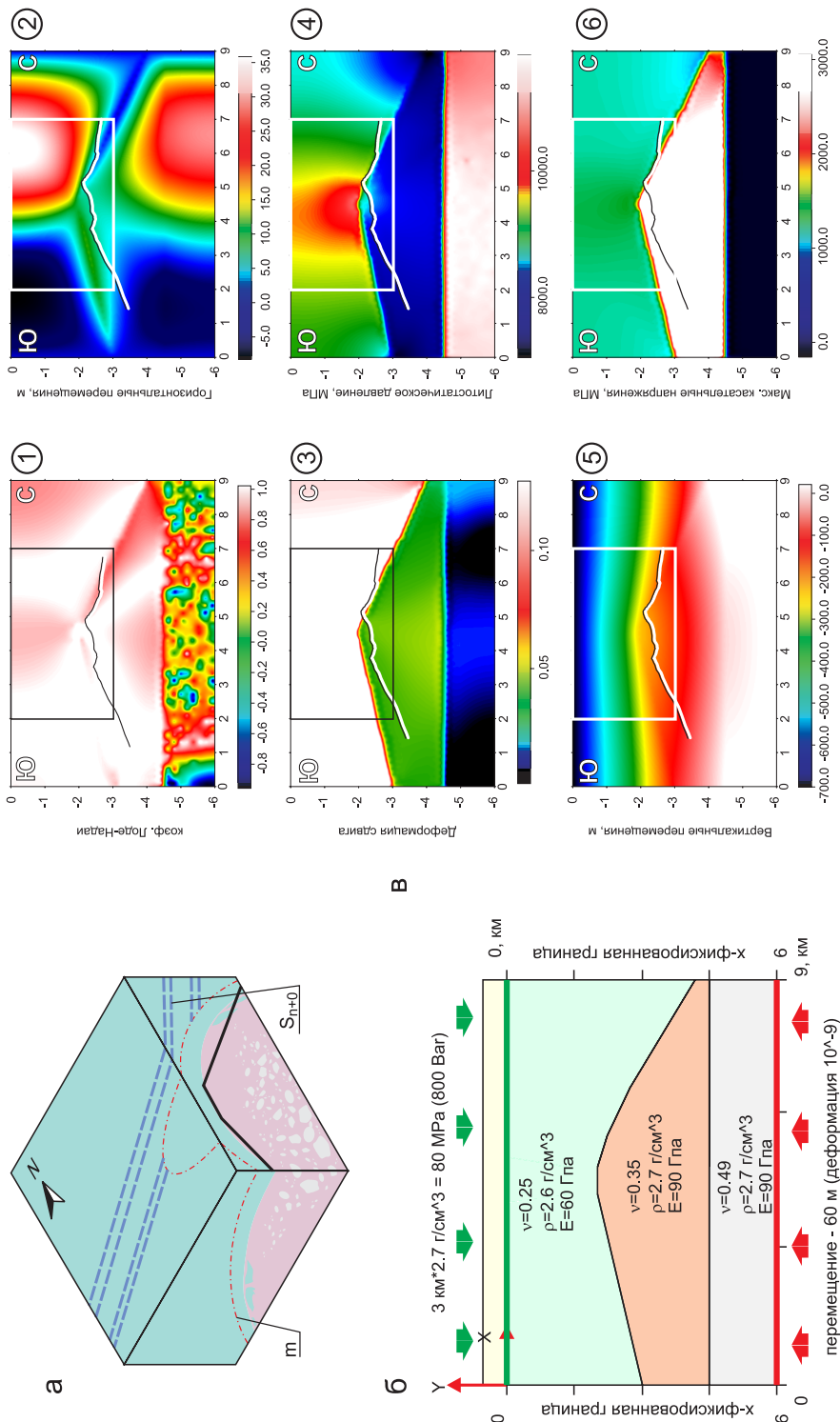


Рис. 2. Тектонические условия (а); схема нагрузки расчетного профиля (б) и расчет напряженного состояния для первого этапа (в).

На начальном этапе ($O_{1.2}$) происходит внедрение интрузии второй фазы Сайлагского массива монцо-, гранодиоритового состава, количество и размер ксенолитов первой фазы увеличиваются к восточному краю массива, вмещающие карбонатные породы подвергнуты контактовому метаморфизму, в зоне которого (м) первичная полосчатость (S_{1+0}) не прослеживается (а). Расчет напряженного состояния представлено полями распределения основных характеристик напряженно-деформированного состояния (в): 1. Параметр, характеризующий вид напряженного состояния, – коэффициент Лодэ-Надаи (безразм.), значение +1 соответствует одноосному сжатию, 0 – преобладание сдвига, –1 – одноосное растяжение. 2. Горизонтальные перемещения, u (м), положительные значения характеризуют тенденцию к «сдвиганию» материала вправо, отрицательные – влево. 3. Упруго-пластические деформации сдвига, γ (безразм.); 4. Всестороннее давление, P (100 МПа). Положительные значения характеризуют тенденцию к «поднятию» материала, отрицательные – к проседанию. 6. Максимальные касательные напряжения, τ (100 МПа). Прямоугольник – анализируемая область (3×5 км), кривая – профиль современного рельефа.

Fig. 2. Tectonic setting (a); the scheme of loads of the calculated profile (b); calculations of the stress state for Stage 1 (v).

At Stage 1 ($O_{1.2}$), intrusion of the Sailagsky massif of monzo-, granodiorite composition takes place; the number and size of the xenoliths of the first phase increase towards the eastern edge of the massif; the host carbonate rocks are subject to contact metamorphism, and primary stratification (S_{1+0}) is not observed in this zone (m). The estimated stress state is given by fields of distribution of the main characteristics of the stress-strain state (v): 1. Parameter characterizing the type of the stress state – Lode-Nadai coefficient (non-dimensional), values: +1 – uniaxial compression; 0 – dominating shift; –1 – uniaxial extension. 2. Horizontal displacement, u (m), positive values show the trend to 'shifting' of the material to the right, negative values – to the left. 3. Elasto-plastic shear deformation, γ (non-dimensional); 4. Confining pressure, P (100 MPa). 5. Vertical displacement, u (m), positive values show the trend to 'uplift' of the material, negative values – to subsidence. 6. Maximum shear stress, τ (100 MPa). The area under study (3×5 km) is shown by the rectangle; the curve shows the profile of the modern relief.

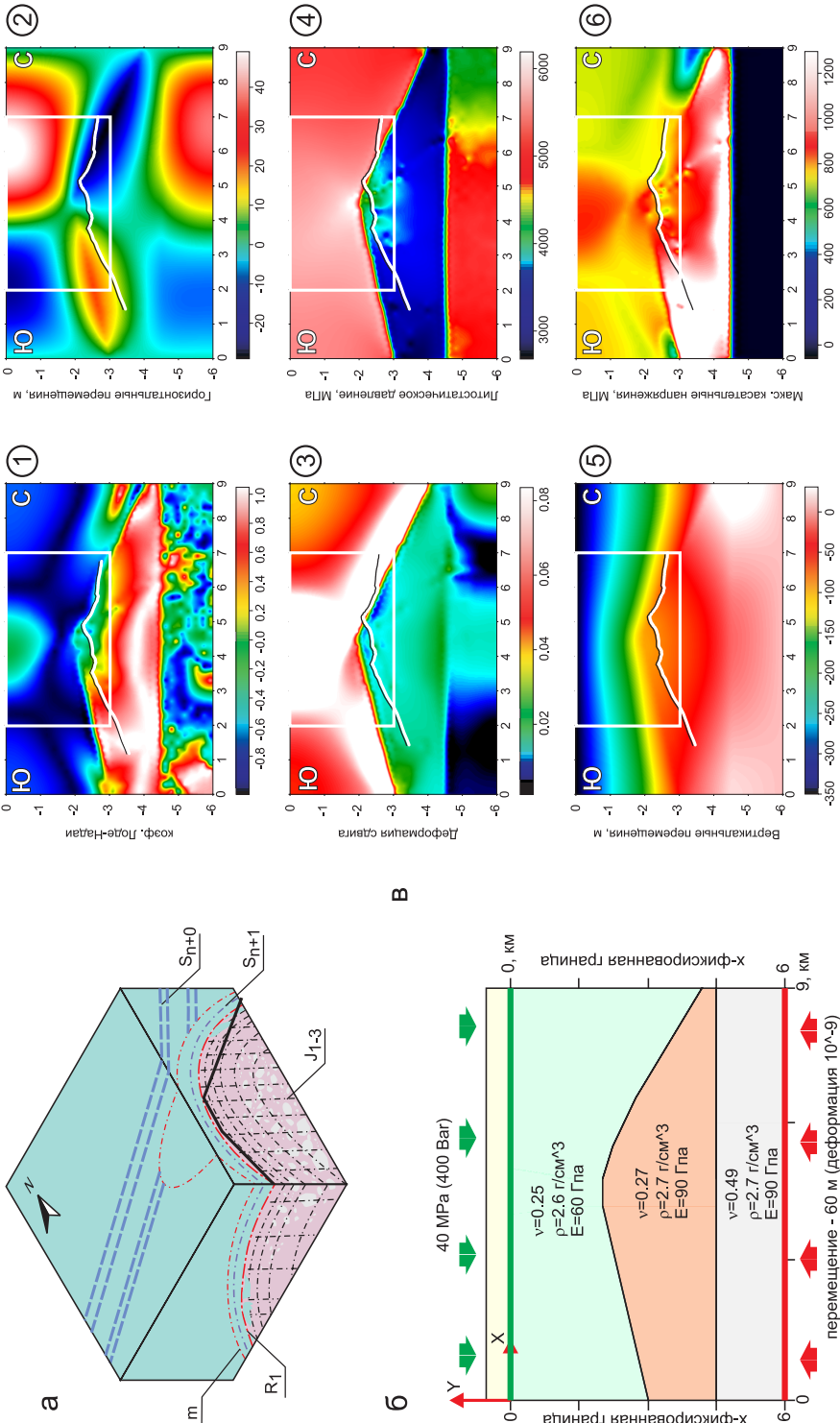


Рис. 3. Тектонические условия (а); схема нагрузки расчетного профиля (б) и расчет напряженного состояния для второго этапа (в).

На втором этапе (O_{1-2}) происходит заствание интрузивного тела, формируются три основные системы отдельности (J_{1-3}), наиболее выражена субширотная вертикальная отдельность (J_1), в карбонатной раме формируется вторичная метаморфическая полосчатость (S_{n+1}), а на контакте с массивом – пологие трещины отдельности (R_1). Расчет напряженного состояния представлен полями распределения основных характеристик напряженно-деформированного состояния (в): 1. Параметр, характеризующий вид напряженного состояния, – коэффициент Лодэ-Надаи (безразм.), значение +1 соответствует одноосному сжатию, 0 – преобладание сдвига, –1 – одноосное растяжение. 2. Горизонтальные перемещения, их (м), положительные значения характеризуют тенденцию к «сдвиганию» материала вправо, отрицательные – влево. 3. Упруго-пластические деформации сдвига, γ (безразм.). 4. Горизонтальные перемещения, их (м), положительные значения характеризуют тенденцию к «поднятию» материала, отрицательные – к проседанию. 5. Вдольные перемещения, их (м). Положительные значения характеризуют тенденцию к «поднятию» материала, отрицательные – к проседанию. 6. Максимальные касательные напряжения, τ (100 МПа). Прямоугольная область – анализируемая область (3×5 км), кривая – профиль современного рельефа.

Fig. 3. Tectonic setting (a); the scheme of loads of the calculated profile (b); calculations of the stress state for Stage 2 (v).

At Stage 2 (O_{1-2}), the intrusive body hardens, and three main jointing systems (J_{1-3}) are formed; the most pronounced is vertical sublatitudinal jointing (J_1); in the carbonate frame, the secondary metamorphic stratification takes place (S_{n+1}); in the zone of contact with the massif, gently sloping joint occur (R_1). The estimated stress state is given by fields of distribution of the main characteristics of the stress-strain state (v): 1. Parameter characterizing the type of the stress state – Lode-Nadai coefficient (non-dimensional), values: +1 – uniaxial compression, 0 – dominating shift, –1 – uniaxial extension. 2. Horizontal displacement, ux (m), positive values show the trend to ‘shifting’ of the material to the right, negative values – to the left. 3. Elasto-plastic shear deformation, γ (non-dimensional). 4. Confining pressure, P (100MPa). 5. Vertical displacement, uy (m); positive values show the trend to ‘uplift’ of the material, negative values – to subsidence. 6. Maximum shear stress, τ (100MPa). The area under study (3×5 km) is shown by the rectangle; the curve shows the profile of the modern relief.

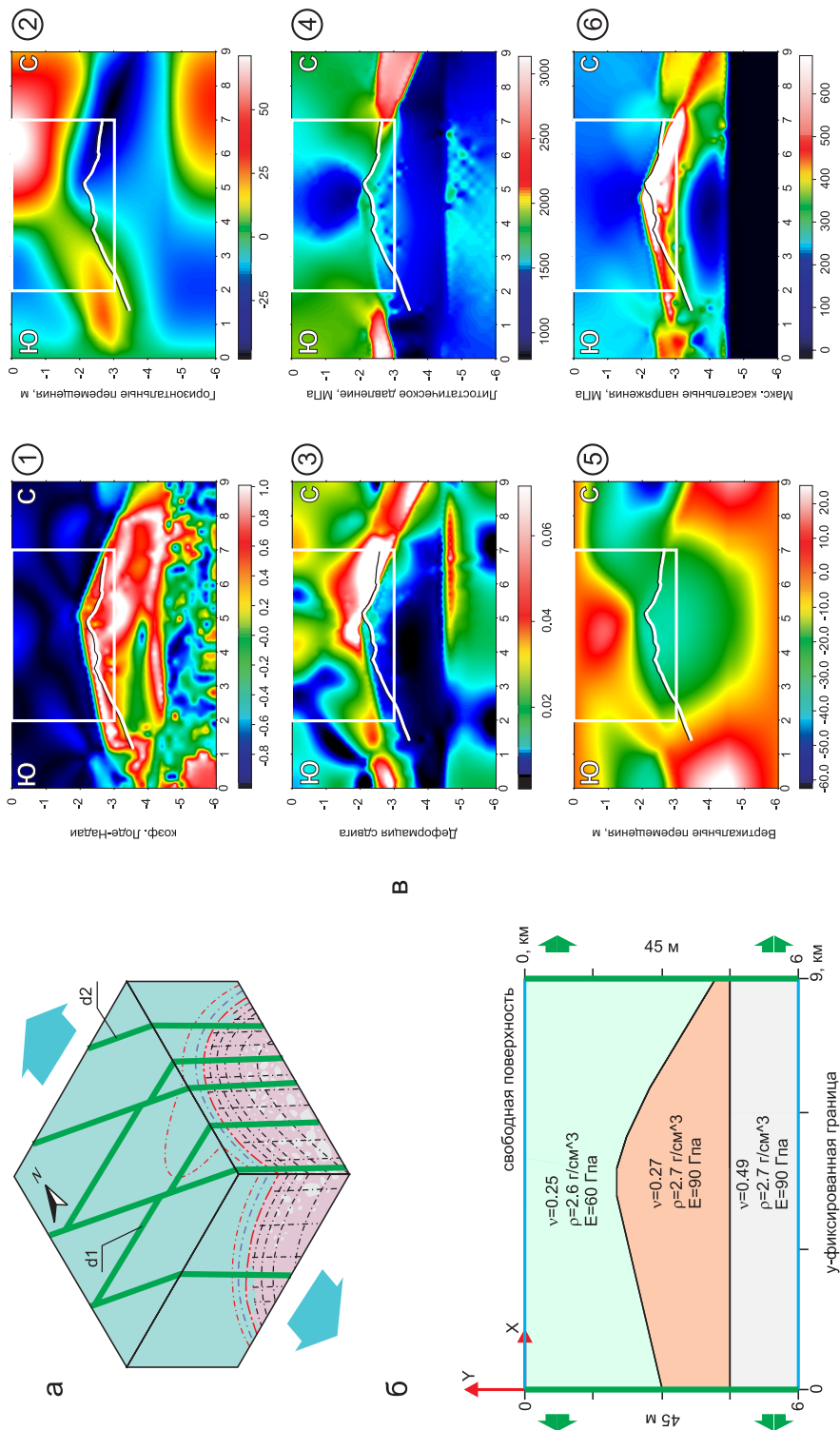


Рис. 4. Тектонические условия (а); схема нагрузки расчетного профиля (б) и расчет напряженного состояния для третьего этапа (в).

На третьем этапе (D_{1-2} ?) происходит общее горизонтальное растяжение, формируются дайковые рой северо-западного (d_1) и субширотного (d_2) простирания, прорывающие гранодиориты Сайлагского массива и карбонатную раму. Расчет напряженного состояния представлен полями распределения основных характеристик напряженно-деформированного состояния (в): 1. Параметр, характеризующий вид напряженного состояния, – коэффициент Лодэ-Надаи (безразм.), значение +1 соответствует одноосному сжатию, 0 – преобладание сдвига, –1 – одноосное растяжение. 2. Горизонтальные значения характеризуют тенденцию к «сдвиганию» материала вправо, отрицательные – влево. 3. Упруго-пластические деформации сдвига, γ (безразм.). 4. Вдоль оси давления, P (100 МПа). 5. Вертикальные значения характеризуют тенденцию к «поднятию» материала, отрицательные – к проседанию. 6. Максимальные касательные напряжения, τ (100 МПа). Прямоугольная область (3×5 км), кривая – профиль современного рельефа.

Fig. 4. Tectonic setting (a); the scheme of loads of the calculated profile (b); calculations of the stress state for Stage 3 (v).

At Stage 3 (D_{1-2} ?), overall horizontal extension takes place; dike swarms of the NW (d_1) and EW (d_2) strikes are formed, which rupture granodiorites of Sailagsky massif and the carbonate frame. The estimated stress state is given by fields of distribution of the main characteristics of the stress-strain state (v): 1. Parameter characterizing the type of the stress state – Lode-Nadai coefficient (non-dimensional), values: +1 – uniaxial compression; 0 – dominating shift; –1 – uniaxial extension. 2. Horizontal displacement, ux (m), positive values show the trend to ‘shifting’ of the material to the right, negative values – to the left. 3. Elasto-plastic shear deformation, γ (non-dimensional). 4. Confining pressure, P (100 MPa). 5. Vertical displacement, uy, (m); positive values show the trend to ‘uplift’ of the material, negative values – to subsidence. 6. Maximum shear stress, τ (100 MPa). The area under study (3×5 km) is shown by the rectangle; the curve shows the profile of the modern relief.

время действия данного тектонического режима не произошло значительного изменения поперечного размера профиля, тем не менее сформировалась структура хрупких нарушений, заполненных интрузивными телами (дайками). Эта стадия обусловлена окончанием поверхностной эрозии.

На четвертой стадии (рис. 5, б) горизонтальное растяжение продолжается. В это же время начинается заполнение депрессии над проседающим центральным включением, ограниченным крупными сбросовыми нарушениями. Упомянутые разломные нарушения и дайки формируют ослабленные зоны для возможных сдвиговых перемещений. В условиях горизонтального растяжения это предполагает создание дополнительных условий для проседания центрального включения вдоль разломных нарушений. Следует отметить, что угол наклона разломных нарушений к вертикали составляет 7–9°. В отличие от геологической модели (рис. 5, а), в схеме нагружения (рис. 5, б) для упрощения расчетов не учтены сдвиго-раздвиговые деформации (собственно антиплоский сдвиг) и выведение массива на поверхность (апифт).

Пятая стадия (рис. 6, б) характеризуется формированием континентальных эффузивных потоков, слепых интрузивных тел кислого состава и продолжением заполнения депрессий. Шестая стадия характеризуется региональным горизонтальным сжатием (рис. 7, б).

В схеме нагружения (рис. 2, б; 7, б) не рассмотрена дальнейшая эволюция структуры интрузива от стадии горизонтального сжатия до современного состояния. Предполагалось, что исследуемая область испытывала вертикальные перемещения глыбового характера без значительных изменений внутри блоков.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

В численной модели рассчитывались следующие параметры напряженно-деформированного состояния среды: коэффициент Лодэ-Надаи, деформация сдвига, литостатическое давление, максимальные касательные напряжения, горизонтальные и вертикальные перемещения. Результаты численного моделирования представлены на рис. 2, в, 7, в.

Анализ основных параметров напряженно-деформированного состояния первого этапа показывает, что деформация близка к одноосному сжатию (рис. 2, в). Горизонтальные деформации показывают тенденцию к гравитационному «растеканию» карбонатного тела от центральной части интрузивного массива, тем не менее выделяется область с хорошо выраженными сдвиговыми характеристиками вдоль крутой наклонной северной границы раздела карбонатного фундамента и интрузивного тела. Структурный нижний слой пытается скомпенсировать возникшие напряжения. Достаточно монотонное распределение вертикальных деформаций характеризует однородность воздействия

приложенной нагрузки, однако распределение давлений свидетельствует об их повышенных значениях в карбонатном фундаменте вблизи апикальной части интрузива (в этой же области наблюдаются и повышенные максимальные касательные напряжения).

На втором этапе (рис. 3, в) при снятии половины нагрузки можно выделить четкую область преобладания деформации сдвига в карбонатном основании над массивом гранодиоритов. При этом область максимальных значений деформации сдвига над крутой (северной) границей интрузива «перекрывает» область над пологой южной границей, обуславливая асимметрию общего поля сдвиговых деформаций. В остывающей (более сжимаемой) интрузии распределение характеристики напряженного состояния становится менее однородным. Нижняя структурная область по-прежнему оказывает компенсирующее воздействие. В горизонтальных перемещениях четко выделяются области различно ориентированных смещений, что может свидетельствовать о тенденции к разделению массива на крупные блоки. Распределение давлений обусловлено снятием равномерной нагрузки и, вероятно, передается интрузивному массиву ввиду предположенной их меньшей прочности – наблюдается стандартная область растяжения (локального разуплотнения в апикальной части массива), прослеживаемая и в поле максимальных касательных напряжений.

Напряжения и деформации третьего этапа (рис. 4, в) обуславливают полное снятие нагрузки от осадочных комплексов вследствие эрозионного размыва осадков и общее горизонтальное растяжение. На третьей стадии распределение коэффициента Лодэ-Надаи для анализируемой области показывает резкое различие в режимах тектонической деформации: в карбонатной раме и в нижней части застывшей интрузии наблюдается одноосное растяжение, а верхняя часть гранодиоритовой интрузии подвержена одноосному сжатию. Распределения горизонтальных перемещений свидетельствуют о продолжении гравитационного «растекания» со склонов интрузивного купола.

В отличие от указанной преемственности, в вертикальных перемещениях картина становится далекой от равномерного распределения. Здесь наблюдается чередование областей поднятия с областями проседания, как, например, над центральной частью и в центральной части интрузивного тела. Сдвиговые деформации проявляют наличие значимой аномальной области вдоль северной границы раздела известняков и гранодиоритов. Кроме этого, следует отметить локальные области пониженных значений деформаций сдвига (окрашены темно-синим). Самая большая из них содержит основной объем интрузивного массива. Распределения давлений указывают на формирование локальной области низких давлений в центральной части карбонатной рамы. Формирование «ячеистой» структуры в нижнем модельном слое указывает на развитие здесь пластического течения. Касательные напряжения

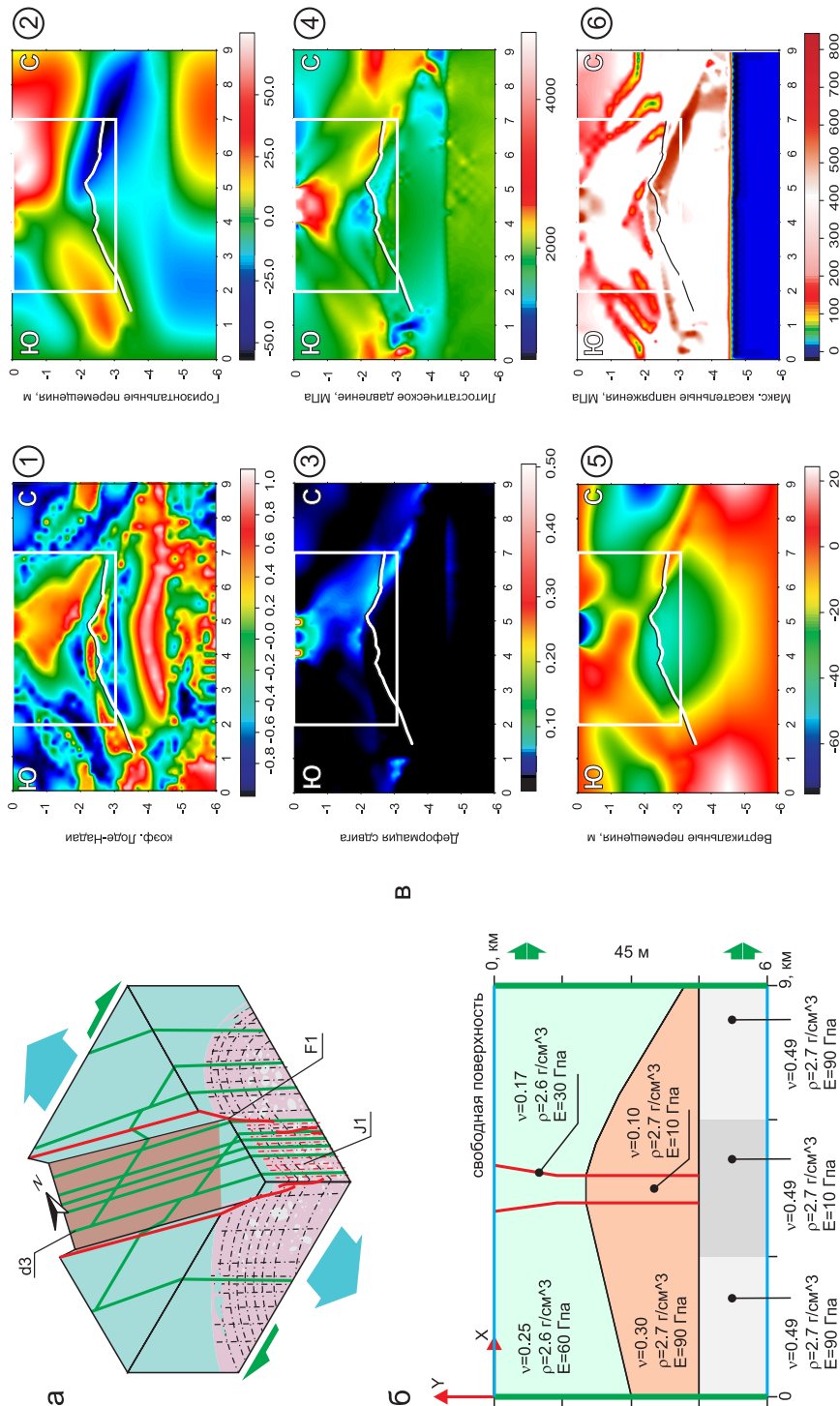


Рис. 5. Тектонические условия (а); схема нагрузки расчетного профиля (б) и расчет напряженного состояния для четвертого этапа (в).

На четвертом этапе (D_{1-2}) формируются свдвиго-раздвиговые депрессии, крупные сбросовые нарушения (F_1), которые на глубине (в Сайлагском массиве) переходят в кулисообразные опережающие разрывы. В висячих крыльях сбросов формируются наиболее проявленные березиты и рудные жилы, продолжается формирование дайковых поясов и активизация трещин отделимости (J_1), наибольшая концентрация даек наблюдается в центре депрессий, в этот этап накапливаются отложения нижней вулканогенно-осадочной пачки илейской свиты. Расчет напряженного состояния представлен полями распределения основных характеристик напряженно-деформированного состояния (в): 1. Параметр, характеризующий вид напряженного состояния, – коэффициент Лодэ-Надаи (безразм.), значение +1 соответствует одноосному сжатию, 0 – преобладание сдвига, –1 – одноосное растяжение. 2. Горизонтальные перемещения, u (м), положительные значения характеризуют тенденцию к «сдвиганию» материала вправо, отрицательные – влево. 3. Упруго-пластические деформации сдвига, γ (безразм.). 4. Востороннее давление, P (100 МПа). 5. Вертикальные перемещения, u (м). Положительные значения характеризуют тенденцию к «поднятию» материала, отрицательные – к проседанию. 6. Максимальные касательные напряжения, τ (100 МПа). Прямоугольник – анализируемая область (3×5 км), кривая – профиль современного рельефа.

Fig. 5. Tectonic setting (a); the scheme of loads of the calculated profile (b); calculations of the stress state for Stage 4 (v).

At Stage 4 (D_{1-2}), extension shear depressions and large normal faults are formed (F_1), which develop into the depth of the Sailagsky massif as advance echeloned fractures. In hanging walls of the normal faults, most manifested are breccites and ore veins; formation of dike belts and activation of joints (J_1) are continued; the largest concentration of the dikes is observed in the centre of the depression; at this stage, sediments of the lower igneous-sedimentary pack of the Ileyskaya suite are accumulated. The estimated stress state is given by fields of distribution of the main characteristics of the stress-strain state (v): 1. Parameter characterizing the type of the stress state – Lode-Nadai coefficient (non-dimensional), values: +1 – uniaxial compression, 0 – dominating shift, –1 – uniaxial extension. 2. Horizontal displacement, u (m), positive values show the trend to 'shifting' of the material to the right, negative values – to the left. 3. Elasto-plastic shear deformation, γ (non-dimensional). 4. Confining pressure, P (100MPa). 5. Vertical displacement, u (m), positive values show the trend to 'uplift' of the material, negative values – to subsidence. 6. Maximum shear stress, τ (100 MPa). The area under study (3×5 km) is shown by the rectangle; the curve shows the profile of the modern relief.

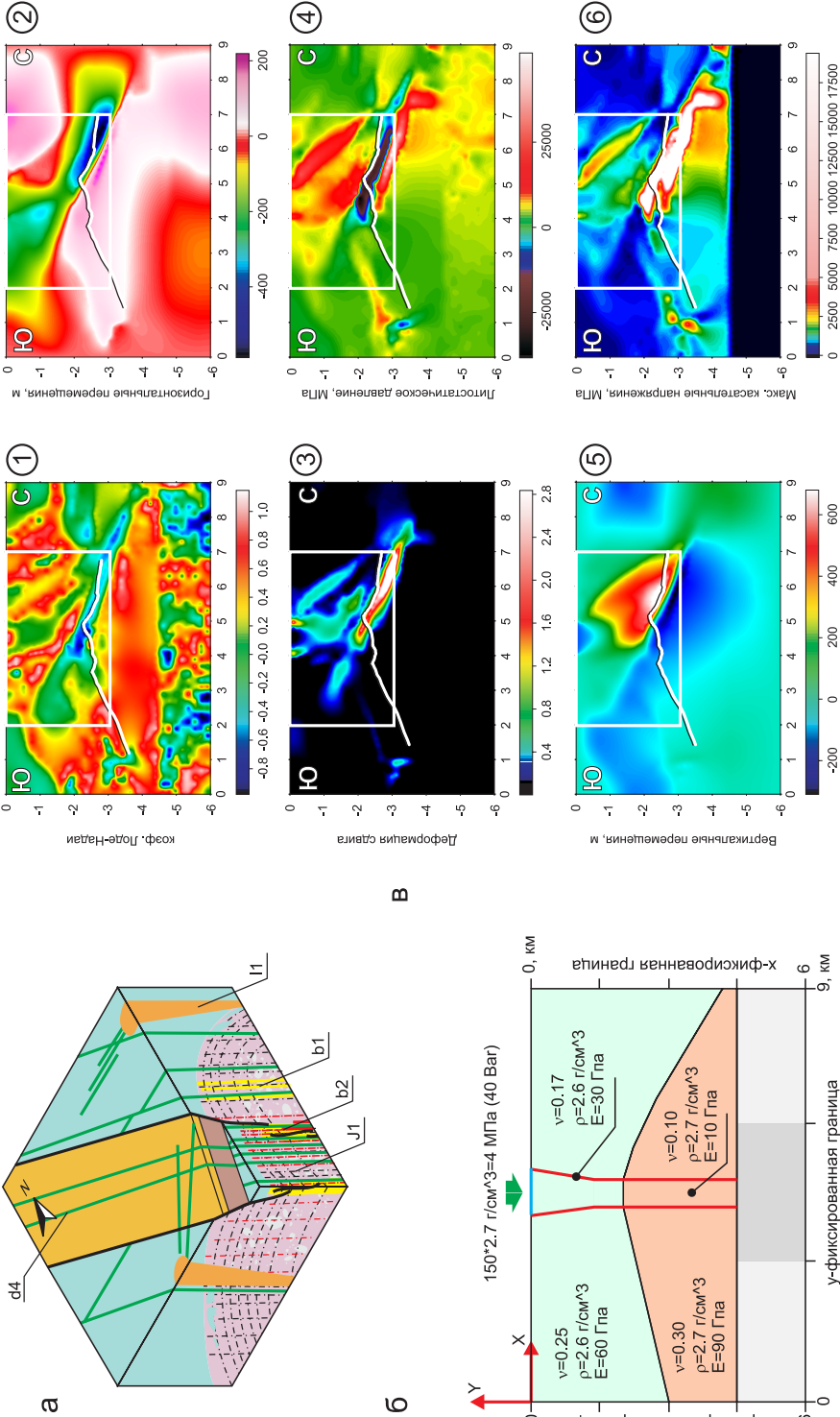


Рис. 6. Тектонические условия (а); схема нагрузки расчетного профиля (б) и расчет напряженного состояния для пятого этапа (в).

На пятом этапе (D_{2-3} ?) формируются малые интрузии и дайки кислого состава ($b_{1,2}$), наземные вулканические аппараты (l_1) и слепые телла кислых пород, происходит развитие метасоматических процессов и процессов телескопирования рудообразования вдоль наиболее дислоцированных направлений – северо-западных сбросов и оперяющих их структур. Расчет напряженного состояния представлен полями распределения основных характеристик напряженно-деформированного состояния (в): 1. Параметр, характеризующий вид напряженного состояния, – коэффициент Лодэ-Надаи (безразм.), значение +1 соответствует одноосному сжатию, 0 – преобладание сдвига, –1 – одноосное растяжение. 2. Горизонтальные перемещения, u (м), положительные значения характеризуют тенденцию к «сдвиганию» материала вправо, отрицательные – влево. 3. Упруго-пластические деформации сдвига, γ (безразм.). 4. Вдоль осей давления, P (100 МПа). 5. Вертикальные перемещения, u_y (м). Положительные значения характеризуют тенденцию к «поднятию» материала, отрицательные – к проседанию. 6. Максимальные касательные напряжения, τ (100 МПа). Прямоугольник – анализируемая область (3×5 км), кривая – профиль современного рельефа.

Fig. 6. Tectonic setting (a); the scheme of loads of the calculated profile (b); calculations of the stress state for Stage 5 (v).

At Stage 5 (D_{2-3} ?), small intrusions and felsic dikes ($b_{1,2}$), ground volcanic units (l_1) and blind bodies of acidic rocks area are formed; metasomatic processes are developing, and telescoping mineralization is underway along the most dislocated directions, i.e. the NW normal faults and their feathering structures. The estimated stress state is given by fields of distribution of the main characteristics of the stress-strain state (v): 1. Parameter characterizing the type of the stress state – Lode-Nadai coefficient (non-dimensional), values: +1 – uniaxial compression, 0 – dominating shift, –1 – uniaxial extension. 2. Horizontal displacement, u (m); positive values show the trend to ‘shifting’ of the material to the right, negative values – to the left. 3. Elasto-plastic shear deformation, γ (non-dimensional). 4. Confining pressure, P (100MPa). 5. Vertical displacement, u_y (m); positive values show the trend to ‘uplift’ of the material, negative values – to subsidence. 6. Maximum shear stress, τ (100 MPa). The area under study (3×5 km) is shown by the rectangle; the curve shows the profile of the modern relief.

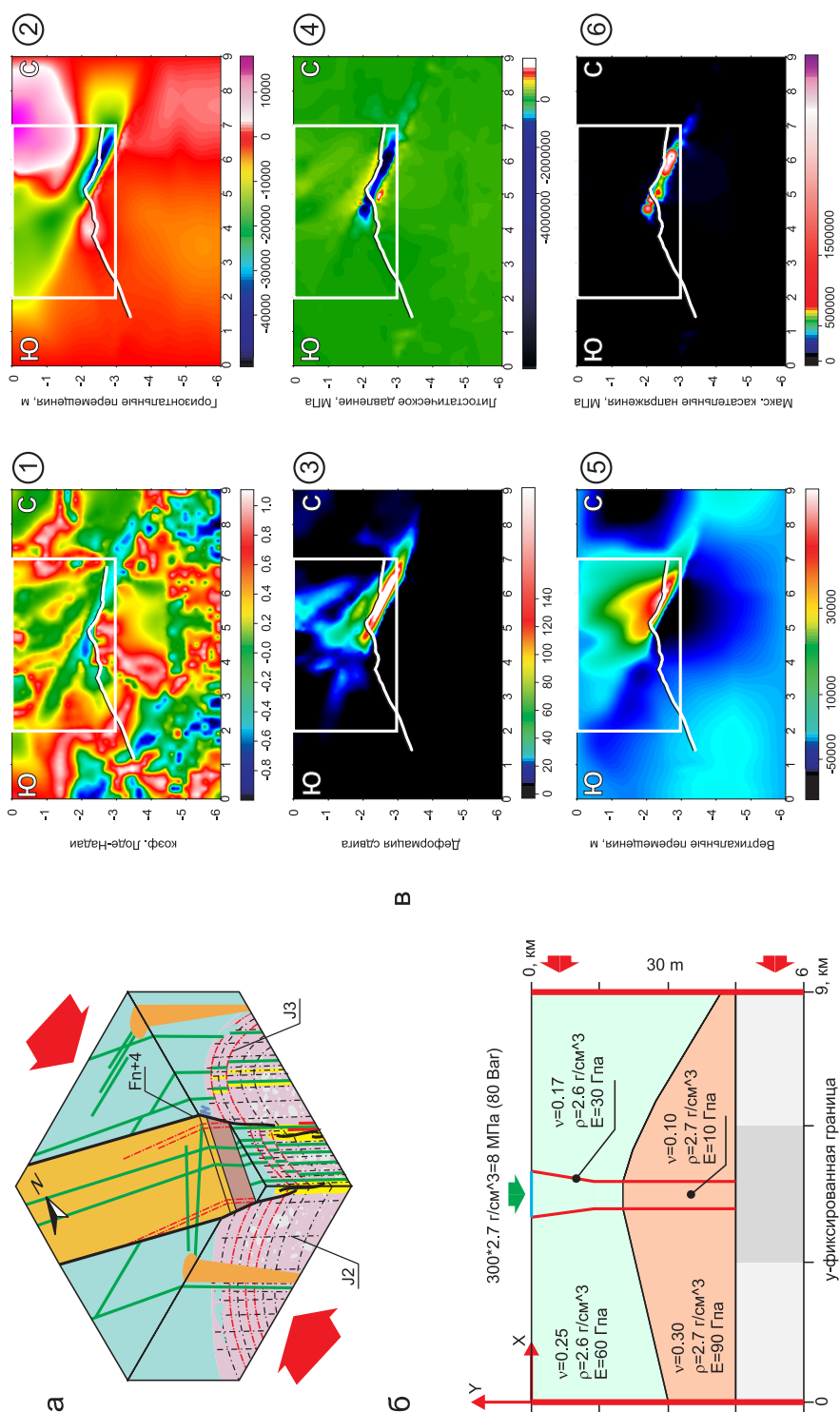


Рис. 7. Тектонические условия (а); схема нагрузки расчетного профиля (б) и расчет напряженного состояния для шестого этапа (в).

На шестом этапе (C_1 - P_2 ?) происходит общее горизонтальное сжатие, активизация субгоризонтальной отдельности (J_3) массива, смещение дайковых и рудных тел, формирование при разломных складок во вмещающей карбонатной раме (F_{n+4}) и кливажа сланцеватости в вулканогенно-осадочной иллейской свите. Расчет напряженного состояния представлен полями распределения основных характеристик напряженно-деформированного состояния (в): 1. Параметр, характеризующий вид напряженного состояния, – коэффициент Лодэ-Надаи (безразм.), значение +1 соответствует одноосному сжатию, 0 – преобладание сдвига, –1 – одноосное растяжение. 2. Горизонтальные перемещения, их (м), положительные значения характеризуют тенденцию к «сдвиганию» материала вправо, отрицательные – влево. 3. Упруго-пластические деформации сдвига, γ (безразм.). 4. Вспостороннее давление, P (100 МПа). 5. Вертикальные перемещения, u (м). Положительные значения характеризуют тенденцию к «поднятию» материала, отрицательные – к проседанию. 6. Максимальные касательные напряжения, τ (100 МПа). Прямоугольник – анализируемая область (3×5 км), кривая – профиль современного рельефа.

Fig. 7. Tectonic setting (a); the scheme of loads of the calculated profile (b); calculations of the stress state for Stage 6 (v).

At Stage 6 (C_1 - P_2 ?), overall horizontal compression takes place; subhorizontal jointing (J_3) of the massif is activated; the dykes and the ore bodies are displaced; near-fault folds are formed in the host carbonate frame (F_{n+4}); cleavage and schistosity take place in the igneous-sedimentary Illeyskaya suite. The estimated stress state is given by fields of distribution of the main characteristics of the stress-strain state (v): 1. Parameter characterizing the type of the stress state – Lode-Nadai coefficient (non-dimensional), values: +1 – uniaxial compression; 0 – dominating shift; –1 – uniaxial extension. 2. Horizontal displacement, u (m), positive values show the trend to ‘shifting’ of the material to the right, negative values – to the left. 3. Elasto-plastic shear deformation, γ (non-dimensional). 4. Confining pressure, P (100 MPa). 5. Vertical displacement, u (m), positive values show the trend to ‘uplift’ of the material, negative values – to subsidence. 6. Maximum shear stress, τ (100 MPa). The area under study (3×5 km) is shown by the rectangle; the curve shows the profile of the modern relief.

обнаруживают максимум значений в протяженной области внутри гранодиоритного массива вдоль его северной границы раздела с карбонатными породами.

Четвертая стадия (рис. 5, в) обусловлена началом проседания центральной части карбонатной рамы вследствие горизонтального растяжения. Заполнение образовавшейся депрессии вулканогенно-осадочными породами выражалось в задании дополнительных «давящих» краевых условий по верхней границе центральной отдельности. Линеаризованные разломные тела, обрамляющие центральную отдельность, представляют собой достаточно тонкие области преобладания сдвиговых деформаций, а процесс деформирования в них аналогичен «слайд-элементу».

Отметим, что по распределению коэффициента Лоде-Надаи область одноосного сжатия имеет асимметричное расположение и включает центральную часть массива, а также линейную область вдоль экзоконтакта северной границы гранодиоритов. Области растяжения здесь линеаризованы и чередуются с областями, близкими к состоянию чистого сдвига. Распределения горизонтальных перемещений в целом сохраняют тенденцию к растеканию по интрузивному куполу. Вертикальные напряжения показывают хорошее совпадение расположения проседающей центральной отдельности с областью выше массива, выделенной на предыдущей стадии, что также подтверждает преемственность в деформировании.

Кроме этого, максимальные деформации сдвига выделяют в единое тело центральную часть и область вдоль правой границы раздела карбонатов и гранодиоритов (внутри карбонатного массива). Завышенные значения на концах разломных тел не несут в данном случае физического смысла. Касательные напряжения обнаруживают хорошо линеаризованные структуры максимальных значений, что, очевидно, может быть связано с образованием системы наклонных разломов, сопряженных с границей раздела интрузивного массива.

На пятом этапе (рис. 6, в) напряженно-деформационные характеристики показывают однородное состояние внутри массива и сильную анизотропию на северном экзоконтакте Сайлагского массива. В распределении коэффициента Лоде-Надаи видно, что линеаризованные области сдвига-сжатия чередуются с областями одноосного сдвига именно в карбонатной раме. Самое значительное растяжение обусловлено крутопадающей северной границей раздела интрузивного тела. Эта особенность по-прежнему хорошо просматривается в распределении горизонтальных перемещений. Вертикальные перемещения обозначают область субвертикального воздымания, имеющую клиновидную наклонную структуру.

Области, полученные на следующих трех распределениях: угловой деформации, литостатического давления и максимальных касательных напряжений, имеют общие закономерности. Основная особенность – нали-

чие структуры сдвигового деформирования вдоль северной границы карбонаты – гранодиориты и сопутствующих двух структур с увеличивающимся углом падения (впервые проявленных на предыдущем этапе).

На шестом этапе (рис. 7, в) большее значение приобретают деформации сдвига вдоль линеаризованных структур, выявленных на пятом этапе (из распределения коэффициента Лоде-Надаи). Распределение компонент перемещений показывает хорошую преемственность по отношению к предыдущей стадии. Распределения анализируемых параметров напряженного состояния и поля деформаций показывают образование макроразрыва вдоль северной границы раздела карбонаты – гранодиорит.

Из графика распределения вертикальных перемещений видно механическое расслаивание на границе гранодиориты–карбонаты, а из графиков деформации сдвига и литостатического давления – расположение в карбонатах линейной области максимальных деформаций сдвига при низких литостатических напряжениях. На графике горизонтальных перемещений наблюдается резкое различие в кинематике висячего карбонатного крыла разрывного нарушения и гранодиоритов в лежащем крыле, а также слабая анизотропия в характере распределения внутри массива, что фактически подтверждается геологическими наблюдениями за смещением даек и слабовыраженных пологих зон сдвига в Сайлагском массиве. Следует отметить, что вертикальные перемещения центральной области над массивом могут быть связаны с гравитационным взаимодействием (тектоническим «течением») геоматериала при образовании макроразрыва вдоль северной границы раздела карбонаты – гранодиорит.

4. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

Уже на первых этапах эволюции структуры (внедрение и остывание массива) формируются две области локальных неоднородностей в гранодиоритовом массиве и на его границах (см. рис. 2, в, 3, в). Первая область протягивается от апикальной части интрузивного массива вертикально вниз и отражает тенденцию разделения остывающего массива на блоки, границы которых могут сопоставляться с крупными разрывными нарушениями в интрузивном массиве. Таким разрывным нарушением может служить, например, Вишневый разлом, относительно которого пологие трещины отдельности (остывания массива) падают в противоположные стороны от разлома. Наблюдаемые в Сайлагском массиве Радужный и Южный разломы, параллельные Вишневому разлому, не выделяются в полях напряженно-деформированного состояния и, вероятно, отражают особенности строения массива, не учитываемые в модели.

Вторая область связана с северной границей массива, которая имеет более крутое падение. Этой сложной

границе соответствует мощная зона бластокатаклазитов в карбонатных породах на границе с интрузивным телом. Как видно из результатов моделирования, эта неоднородность является наиболее долгоживущей из всех линейных и площадных структурных особенностей эволюционной модели (рис. 3, в; 7, в).

На третьем этапе (горизонтального растяжения) продолжается формирование внутри массива вертикальной зоны, обусловленной гравитационным «растеканием» в центральной части массива (рис. 4, в). Следует отметить, что внедрение даек в эту стадию происходит вдоль ослабленных зон (вертикальных трещин отдельности) в центральной части массива, сформировавшихся во второй этап.

Другой важной особенностью напряженного состояния на данном этапе является вертикальное механическое расслоение интрузивного массива, выраженное в резкой смене коэффициента Лодэ-Надаи и максимальных касательных напряжений (рис. 4, в). Границы резкой смены указанных параметров соотносятся с пологозалегающими зонами сдвига, параллельными субгоризонтальной (концентрической) отдельности интрузива. Результаты наблюдений над кинематическими индикаторами в этих зонах сдвига подтверждают гравитационное «растекание» горной породы от центра массива.

На четвертом этапе важным результатом является тот факт, что формирование вулканогенно-осадочных депрессий не оказывает сколько-нибудь значительного влияния на напряженно-деформированное состояние интрузивного массива, но активно влияет на изменение поля напряжений и деформаций экзоконтакта северной границы массива, выраженное в формировании сопряженных разломов, падающих от центра массива (рис. 5, в).

Таким образом, наиболее вероятна модель формирования вулканотектонических депрессий не как вновь образующихся структур растяжения земной коры, а как наследующих разрушенные апикальные части интрузивных массивов. Это отчасти подтверждается геологическими наблюдениями за контактами илейской, иркутской свит и Сайлагского массива в его западной части. Второй важной особенностью является преемственность вертикальной неоднородности массива, выраженной в резкой смене коэффициента Лодэ-Надаи (см. рис. 4, в; 5, в).

На пятом и шестом этапах во вмещающей карбонатной раме формируются линейные неоднородности, которые могут быть сопоставлены со значимыми разломными нарушениями или проводящими каналами для миграции флюидов (рис. 6, в; 7, в), сочленяющимися с выделенной на ранних этапах линейной неоднородностью вдоль крутой северной границы массива.

Как уже отмечалось выше, компьютерное моделирование Сайлагского массива проводилось с целью уточнения развития структур интрузива в связи с его золотоносностью. Если формирование оруденения зо-

лотопорфирового типа происходило на втором этапе (при застывании массива), то апикальная часть массива, очевидно, являлась благоприятной областью для формирования оруденения штокверкового типа (модель прожилково-вкрапленной минерализации). Однако основные рудные зоны Коневинского месторождения связаны с разломами, выполненными дайковыми телами и кварцевыми жилами. В связи с этим в геологической модели важное место в образовании рудной минерализации отводилось именно этапу внедрения даек и времени формирования вулканогенно-осадочной депрессии, заполненной отложениями илейской свиты.

Проведенные расчеты показали, что крутопадающие разрывные нарушения, к которым приурочены дайки и кварцевые жилы, могли сформироваться еще на стадии остывания Сайлагского массива, под влиянием «гравитационного растекания» геоматериала (рис. 3, в). Таким образом, дайковые тела и кварцевые жилы заполняли ослабленные линейные зоны, форма и ориентировка которых были сформированы еще на предыдущих этапах. Более того, дополнительная нагрузка при образовании вулканогенно-осадочных депрессий не показала значительных изменений в характере распределения параметров поля напряжений и деформаций в массиве (рис. 4, в; 5, в).

В связи с этим структурный облик рудного поля определяют не отдельные тектонические этапы, а этапы остывания массива и формирование сдвиго-раздвиговой депрессии в механически ослабленной апикальной части интрузивного массива.

Еще одной важной особенностью, выявленной численным моделированием для третьего и четвертого этапов (горизонтального растяжения), является механическая «расслоенность» в массиве гранодиоритов, выраженная в чередовании узких областей одноосного растяжения и одноосного сжатия (рис. 4, в; 5, в). Иными словами, если на этапе горизонтального растяжения происходило формирование рудной системы, то вертикальный размах оруденения был ограничен высотой области одноосного растяжения механической «расслоенности» массива.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, проведенное моделирование не противоречит разработанной геологической модели формирования структур Сайлагского массива и при этом показывает возможность возникновения линейных и площадных неоднородностей под определяющим воздействием гравитационных эффектов и процессов поверхностной эрозии, не описываемых в геологической модели.

Следует отметить, что характерные времена рассмотренных геологических процессов достаточно велики, чтобы пренебречь влиянием метаморфических

процессов и вязкой релаксации. Тем не менее мы полагаем, что в рамках использованной схемы расчетов остаточные пластические деформации релаксируют на более коротких временах, а указанные эффекты могут быть качественно учтены в изменении соответствующих механических и прочностных характеристик геоматериалов.

Полученные величины характеристик напряженно-деформированного состояния целесообразно рассматривать только как качественную иллюстрацию. Однако результаты численного моделирования эволюционного формирования геологической структуры Сайлагского массива можно использовать как опорные для

исследования других интрузивных массивов, несущих определенные черты сходства в эволюционном развитии. К таким результатам относятся следующие особенности напряженно-деформационного поля: формирование долгоживущих линейных зон сдвига на крутопадающих границах интрузивных тел; формирование субвертикальных разрывных структур над указанной зоной сдвига в условиях вертикальной нагрузки интрузива; механическая «расслоенность» интрузивного тела в условиях горизонтального растяжения, а также локальные области разрушения в апикальной и надкуполной частях интрузивов.

6. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Belov S.V., 1993. The tectonophysical model of the ore-bearing systems: an intrusion and its roof. *Geotektonika* 2, 64–72 (in Russian) [Белов С.В. Тектонофизическая модель рудоносной системы: интрузив и его кровля // Геотектоника. 1993. № 2. С. 64–72].
- Fedotova A.A., Khain E.V., 2002. Tectonics of the South Eastern Sayan and Its Position in the Ural-Mongolian Belt. Nauchny Mir, Moscow, 171 p. (in Russian) [Федотова А.А., Хаин Е.В. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М.: Научный мир, 2002. 171 с.].
- Gromov P.A., Voytenko V.N., Yakubovskaya A.O., Gonerger A.V., 2011. The evolution of the tectonic stress field of the Kon'yovinskoe deposit from results of structural-tectonophysical and microstructural analyses. In: Proceedings of the Second Youth Tectonophysical Workshop. Moscow, Moscow State University, 65–68 (in Russian) [Громов П.А., Войтенко В.Н., Якубовская А.О., Гонегер А.В. Эволюция поля тектонических напряжений Конёвинского месторождения по результатам структурно-тектонифизического и микроструктурного анализов // Материалы второй молодежной тектонофизической школы-семинара. М.: МГУ, 2011. С. 65–68].
- Pogorelov V.V., Koneshov V.N., Rebetskiy Yu.L., 2010. Numerical modelling of stress state for western Sunda subduction region. *Bulletin of Kamchatka Regional Association "Educational-Scientific Center"*. *Earth Sciences* 1 (15), 174–192.
- Rebetskiy Yu.L., 2008. Mechanism of tectonic stress generation in the zones of high vertical movements. *Fizicheskaya mezzomekhanika* 11 (1), 66–73 (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 1. С. 66–73].
- Roshchektaev P.A., Mironov A.G., Doroshkevich G.I., 2000. Gold of Buryatia. Publishing House of BSC, SB RAS, Ulan-Ude, Book 1, 463 p. (in Russian) [Рощектаев П.А., Миронов А.Г., Дорошкевич Г.И. Золото Бурятии. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2000. Книга 1. 463 с.].
- Vlasov A.N., Yanovsky Yu.G., Mnushkin M.G., Popov A.A., 2004. Solving geomechanical problems with UWay FEM package. In: Iu V.P. (Ed.), *Computational methods in engineering and science*. Taylor & Francis, London, p. 453–461.
- Zhmodik S.M., Mironov A.G., Bobrik O.M., Zhmodik A.S., Shadrina S.V., Guntygov B.B., 2006. Two types of gold-porphyrific systems of the Eastern Sayan. In: Proceedings of the 3rd All-Russia Symposium "Gold of Siberia and the Far East: Geology, Geochemistry, Technology, Economy, Ecology". SVNTS, FEB RAS, Magadan, 74–87 (in Russian) [Жмодик С.М., Миронов А.Г., Бобрик О.М., Жмодик А.С., Шадрина С.В., Гунтыгов Б.Б. Два типа золото-порфировых систем Восточного Саяна // Труды III Всероссийского симпозиума "Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология". Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. С. 74–87].



Войтенко Вячеслав Николаевич, канд. геол.-мин. наук, доцент Геологического факультета СПбГУ Санкт-Петербургский государственный университет
199034, Санкт-Петербург, Университетская набережная, 7-9, Россия
Тел.: 3282000; ✉ e-mail: v.voytenko@spbu.ru

Voytenko, Viacheslav N., Candidate of Geology and Mineralogy, Associate Professor Of Geological Department Saint Petersburg State University
7-9 Universitetskaya nab., Saint Petersburg 199034, Russia
Tel.: 3282000; ✉ e-mail: v.voytenko@spbu.ru



Погорелов Виталий Викторович, канд. физ.-мат. наук, ученый секретарь ИФЗ РАН
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
123995, ГСП-5, Москва Д-242, ул. Большая Грузинская, 10, Россия
Тел.: +7(499)7662655; e-mail: vvp@ifz.ru

Pogorelov, Vitaliy V., Candidate of Physics and Mathematics, Scientific Secretary IPE RAS
The Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS
10 Bol'shaya Gruzinskaya street, Moscow D-242 123995, GSP-5, Russia
Tel.: +7(499)766-2655 ; e-mail: vvp@ifz.ru



Якубовская Анна Олеговна, старший геолог
ООО "Хужир Энтерпрайз"
670031, Улан-Удэ, ул. Терешковой, 2В, Россия
Тел.: +7(3012)455622; e-mail: mail@hooszhir.ru

Yakubovskaya, Anna O., Senior Geologist
Hoozhir Enterprise LLC
2V Tereshkova street, Ulan-Ude 670031, Russia
Tel.: +7(3012)455622; e-mail: mail@hooszhir.ru



Гонегер Анатолий Викторович, старший геолог
ООО "Хужир Энтерпрайз"
670031, Улан-Удэ, ул. Терешковой, 2В, Россия
Тел.: +7(3012)455622; e-mail: mail@hooszhir.ru

Gonerger, Anatoly V., Senior Geologist
Hoozhir Enterprise LLC
2V Tereshkova street, Ulan-Ude 670031, Russia
Tel.: +7(3012)455622; e-mail: mail@hooszhir.ru



A MODEL OF THE SELF-STRESS STATE OF THE SEDIMENTARY ROCK AND ITS APPLICATION TO ESTIMATION OF RESIDUAL EFFECTS

A. I. Moroz

OJSC Scientific Research Centre "Construction", Gersevanov Institute of Scientific Research, Planning & Surveying, Design & Engineering of Foundations and Underground Facilities (NIIOSP), Moscow, Russia

Abstract: Based on analysis of modern concepts describing changes in the stress-and-strain state of rocks, it is revealed that the elastic energy is not fully released and residual/own stresses occur in core samples taken out of the rock massif.

The paper describes a model aimed at explanation of causes for residual stresses of the type. The model is composed of two elastic elements that are subject to different states of stresses; it shows major previous stages of formation of the initial state of gravity stresses of the detrital sedimentary rock which were followed by cementation and changes of the state of stresses during unloading. Being an element of the history, the sequence of formation of the rock under the 'loading – cementing' pattern leads to formation of two systems of stresses in the rock elements (according to K. Terzaghi), i.e. effective stresses in the rock matrix (or groundmass) that is subject to main loading, and neutral stresses in the connate fluid that is not involved in the process. Upon hardening of the solution, the effective stresses become bound by the cementing material.

Changes of the stress-and-strain state of the model in case of induced or natural unloading are analyzed on the basis of stress–strain curves that are reconstructed for the rock elements prior to unloading and compared in the same systems of coordinates, and the process of unloading is reviewed with account of the condition of their joint deformation. By applying the method of superposition of the two fields of stresses during unloading, it is possible to reveal the cause-and consequence relationship between the initial state of stresses and the occurrence of own stresses and, subsequently, to trace the self-stress state. The proposed definition ensures a 'transparent' representation of changes of stresses between the model's elements during unloading, changes of the potential energy and distribution of its components after unloading, which provides an explanation of the incomplete release of the potential energy.

Key words: cemented sedimentary rock, state of stresses, unloading, own stresses, model, self-stress state.

Recommended by Yu.L. Rebetsky

Citation: Moroz A.I. 2013. A model of the self-stress state of the sedimentary rock and its application to estimation of residual effects. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (4), 435–445. doi:10.5800/GT-2013-4-4-0111.

К ВОПРОСУ ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ МОДЕЛИ САМОНАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ II РОДА ОСАДОЧНОЙ ГОРНОЙ ПОРОДЫ ПРИ ОЦЕНКЕ ОСТАТОЧНЫХ ЭФФЕКТОВ

А. И. Мороз

ОАО НИЦ «Строительство» – Научно-исследовательский, проектно-изыскательский и конструкторско-технологический институт оснований и подземных сооружений им. Н.М. Герсевича, Москва, Россия

Аннотация: Анализ современных представлений об изменении начального напряженно-деформированного состояния пород при разгрузке показывает, что в изъятых из массива кернах, как правило, не происходит полной реализации энергии упругой деформации, в образцах возникают остаточные (собственные) напряжения.

В работе представлена модель в виде двух упругих элементов, которые находятся в разных напряженных состояниях, объясняющая возникновение остаточных напряжений второго рода. Модель отражает главные стадии предс-

тории формирования начального гравитационного напряженного состояния осадочной обломочной породы с последующей цементацией и изменение этого состояния при разгрузке. Последовательность образования породы по схеме «нагружение – цементирование» приводит к возникновению в ее элементах двух систем напряжений (по К. Терцаги): эффективных – в скелете, который воспринимает основную силовую нагрузку, и нейтральных – в жидкой фазе, в этом процессе не участвующей. После твердения жидкого раствора эффективные напряжения оказываются связанными цементирующим материалом.

Выполнен анализ изменения напряженно-деформированного состояния модели при разгрузке, носящей техногенный или природный характер, с помощью графоаналитического построения, в котором зависимости «напряжение – деформация» для элементов породы перед разгрузкой совмещены в единой системе координат, а процесс разгрузки рассмотрен из условия совместности их деформаций. Метод суперпозиции двух полей напряжений при разгрузке позволил проследить причинно-следственную связь начального напряженного состояния и образования собственных напряжений и, соответственно, самонапряженного состояния. Представленное построение делает «прозрачным» изменение напряжений между элементами модели в процессе разгрузки и потенциальной энергии и распределение ее составных частей после разгрузки, объясняющее неполную реализацию потенциальной энергии.

Ключевые слова: осадочная цементированная горная порода, напряженное состояние, разгрузка, собственные напряжения, модель, самонапряженное состояние.

1. ВВЕДЕНИЕ

Природа образования и распределения напряжений в породном массиве, механизмов их формирования и поведения в различных условиях, а также происходящих при этом вариаций напряженно-деформированного состояния (НДС) горных пород остается до сих пор предметом дискуссий исследователей. Описание протекающих в массиве процессов выполнено на основе модельных представлений, степень адекватности которых в значительной мере определяет достоверность получаемых результатов.

Для описания НДС породных массивов применяют методы, разработанные на основе механики сплошной среды для искусственных материалов [Ruppeneyt, 1954; Ruppeneyt, Lieberman, 1960]. Еще А. Надаи отмечал, что граниты и базальты, сначала находившиеся в расплавленном состоянии, во многом напоминают литые металлы, имея также высокую прочность на сжатие и сходные НДС [Nadai, 1954]. Прочные осадочные породы возникли в процессе, в известной мере аналогичном технологии металлокерамики, когда отдельные частицы несвязных масс сначала отлагались по берегам древних морей, затем уплотнялись под тяжестью новых пластов и цементировались в плотный песчаник [Nadai, 1954]. Такие подходы, ставшие традиционными, предполагают, что при снятии внешних нагрузок (в результате техногенного или природного воздействия) полностью реализуется накопленная потенциальная энергия породы, т.е. после разгрузки внутренние напряжения равны нулю.

Данные предпосылки принимаются во внимание и при определении физических свойств пород, извлеченных из массива, в лабораторных условиях независимо от времени начала испытаний, с учетом того, что свойства материала породы в массиве и образцах пол-

ностью идентичны по основным информативным показателям. Такое положение объяснялось, по-видимому, отсутствием представлений, даже гипотетических, о том, что в некоторых случаях сама порода при разгрузке или после нее может проявлять «активность», связанную с ее переходом в новое напряженное состояние с собственными напряжениями. Их часто называют остаточными из-за того, что они могут существовать в равновесии внутри твердого тела после снятия внешней нагрузки с его границ. В теории упругости остаточные напряжения известны как начальные, а состояние с такими напряжениями получило название «самонапряженное» [Timoshenko, 1972].

Следует отметить, что в твердом теле различают остаточные напряжения I, II и III рода [Ponomarev, 2008], поэтому в общем случае по аналогии с остаточными напряжениями самонапряженное состояние (СНС) может быть также трех родов: I (макроскопическое), II (микроскопическое), III (субмикроскопическое). СНС I рода (локальное) уравнивается остаточными напряжениями в отдельных областях, размеры которых велики по сравнению с размерами элементов структуры (зерен). Параметры СНС II рода (совмещенного) относятся к структурным элементам (зернам, заполнителю и др.). СНС III рода захватывает объемы, размеры которых намного меньше размеров составляющих микроструктуры (находятся в атомно-кристаллической решетке).

В научной литературе исследования, главным образом эмпирические, посвященные остаточным напряжениям в различных искусственных материалах (бетонах, металлах и др.) в основном первого рода, представлены достаточно широко. В них показана значимость собственных напряжений при построении моделей деформирования и разрушения конструкций из этих материалов, примеры которых из практики мож-

но найти в технической литературе. Например, в работе [Ponomarev, 2008] отмечено внезапное разрушение стальных балок и стволов орудий, мостовых ферм, сварных корпусов кораблей, хрустальных изделий, фарфора в процессе обжига и др. Таким образом, системы уравновешенных внутри тела напряжений возникают при различных механических, физических, химических и иных процессах.

Особое место в этом перечне в связи с травмами и даже гибелью людей занимают горные породы, которые до своей разгрузки подвергались практически всем известным природным процессам. На практике при вскрытии свободных поверхностей в породных массивах обнаруживаются снижение прочности пород, дезинтеграция, горные удары, саморазрушение и др. Указанные изменения пород, которые до сих пор считают аномальными, явились основанием для их изучения, особенно в последнее время [Aitmatov, Kazakbaeva, 2012; Aitmatov, 2003; Bridgman, 1955; Vlokh et al., 1972; Gamsakhurdia, 2000; Moroz, 2004; Rebetsky, 2008; Revuzhenko et al., 2005; Stavrogin, Shirkes, 1986; Uskov, 2000; Goodman, 1989; Mitchell, Soga, 2005].

Анализ результатов исследований показал, что в подавляющем большинстве случаев при разгрузке кернов, породы на контуре выработки и др. не происходит полной реализации энергии упругой деформации. Разработанные подходы для искусственных материалов в механике сплошной среды, автоматически перенесенные для описания НДС породных массивов и его изменения при разгрузке, требуют корректировки, уточнения или, возможно, доработки.

Следует отметить, что появление остаточных напряжений связывают в основном с техногенным вторжением в массив, при котором изменяются условия залегания породы (напряженное состояние, температура, давление и др.) и иные факторы (действие тектонических напряжений, физико-химические превращения осадочного массива при генезисе, различие свойств структурных элементов породы и т.п.). Рассмотрены и природные механизмы образования остаточных эффектов, в частности вертикальный подъем локальных областей массива породы из-за эрозии поверхности [Rebetsky, 2008]. В результате подъема полученные породами на глубине добавочные горизонтальные напряжения приводят к увеличению уровня горизонтального сжатия по сравнению с уровнем, ожидаемым по гравитационному типу напряженного состояния в рамках гипотезы А.Н. Динника. Следует отметить, что в работе [Rebetsky, 2008], как и в других известных работах, например [Aitmatov, Kazakbaeva, 2012; Aitmatov, 2003; Bridgman, 1955; Vlokh et al., 1972; Gamsakhurdia, 2000; Rebetsky, 2008; Revuzhenko et al., 2005; Stavrogin, Shirkes, 1986; Uskov, 2000; Goodman, 1987], рассматривается самонапряженное состояние первого рода, возникающее в отдельных областях породного массива.

2. МОДЕЛЬ САМОНАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ОСАДОЧНОЙ ПОРОДЫ

Одной из возможных причин возникновения собственных напряжений второго рода, совмещенных в каждой точке, является предыстория формирования природного НДС в условиях гравитации и связанная с ней последовательность приложения внешней нагрузки на элементы породы. Рассмотрим этот «природный способ» на примере образования осадочной обломочной породы с последующей цементацией – песчаника. Практически так же, как в [Nadai, 1954], в фундаментальных курсах геологии [Bradshaw, 1977; Gorshkov, Yakushova, 1973] изложена следующая сущность процесса образования песчаника. Отложившийся обломочный материал сначала постепенно сдавливался вышележащими, более поздними, слоями осадков с вытеснением воды из пор и заполнением их связующим раствором, который затем твердел в порах деформированного и уплотненного высоким давлением скелета (рис. 1, а, б).

Из приведенного описания следует, что перед цементацией среда состояла как минимум из двух фаз – твердой и жидкой, которые являлись носителями своих систем напряжений, известных из механики грунтов как две системы напряжений в грунтовых массах, состоящих из скелета и полностью заполненных водой пор (концепция К. Терцаги) [Terzaghi, Peck, 1958]. Согласно этой концепции в грунтовых массах в условиях открытой схемы (с возможностью выхода воды из пор при приложении внешнего давления) одновременно действуют две системы напряжений: эффективные (σ_3) – в скелете, которые передают давление нижележащим слоям, воспринимая основную силовую нагрузку, и нейтральные (σ_H), в этом процессе не участвующие. При этом полное напряжение равно:

$$\sigma = \sigma_3 + \sigma_H. \quad (1)$$

Таким образом, на начальном этапе генезиса осадочная порода состоит из нагруженного скелета и жидкой фазы, и, по аналогии с грунтовой массой, в ней действуют две системы напряжений. При этом на поверхности фрагментов породы вне контактов действуют только нормальные напряжения при полном отсутствии касательных. После замещения воды жидким цементирующим раствором и его твердения образуется новая структура породы, особенность которой состоит в том, что в цементирующем заполнителе пор скелета действуют напряжения гидростатического давления. При снятии внешнего давления на контуре образца породы или выработки в деформации новой среды включается и система напряжений в заполнителе: по всей поверхности фрагментов породы возникает вектор усилий. Это означает, что после цементирования порода является носителем нового качества, способным сопротивляться растягивающим и касатель-

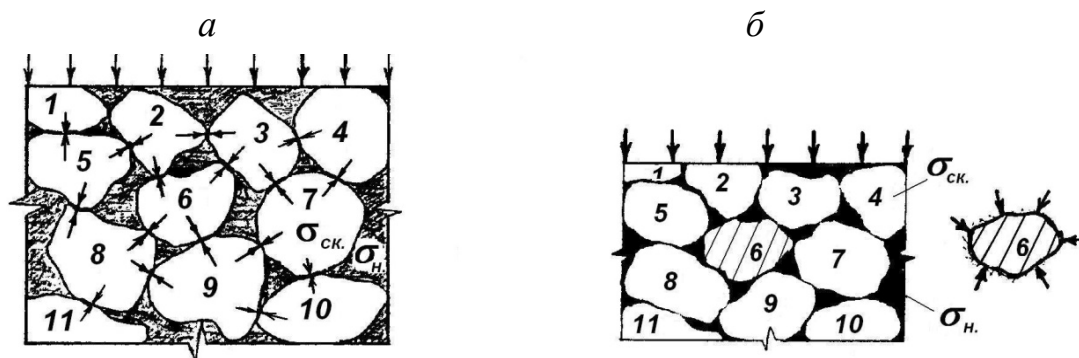


Рис. 1. Схема изображения процесса образования осадочной обломочной породы: *а* – сжатие зерен (1...11) скелета внешней нагрузкой; *б* – последующее твердение цементного раствора в порах сжатого скелета (показано темным цветом) породы.

Fig. 1. A scheme of the process of formation of the detrital sedimentary rock: *a* – compression of grains (1...11) comprising the matrix due to external load; *b* – subsequent hardening of cement in pores of the compressed (dark-coloured) matrix of the rock.

ным напряжениям. В предположении сохранения этих систем рассмотрим на модели процессы, которые начинаются при уменьшении внешнего давления (по контуру образца после изъятия его из массива или при снятии напряжений по контуру выработки), приводят к образованию собственных напряжений и представляют интерес для практики. При построении модели учитывалось: формирование двухсистемного НДС по К. Терцаги [Terzaghi, Peck, 1958] в результате последовательности «нагружение – цементирование», а также общепринятое положение о том, что порода, в том числе раздельно-зернистая, независимо от цикла нагружения, является накопителем упругих деформаций (рис. 2), которые реализуются при разгрузке [Trofimov et al., 2005; Boldyrev, 2008].

При этом факторы (фазовый переход, структурные и физико-химические изменения), влияющие на процесс набора прочности цементирующего раствора, и иные (газы, температура и т.п.), вносящие некоторый вклад в изменение НДС, в работе не рассматриваются.

Вышеперечисленным особенностям соответствует модель в виде двух упругих элементов (рис. 3, *а–г*), находящихся в разных напряженных состояниях. Она отражает главные стадии формирования НДС породы, образованной по приведенной выше схеме, и его изменения при разгрузке. Принятая для анализа упрощенная модель позволяет наглядно проследить причинно-следственную связь начального НДС и образования собственных напряжений. На ее основе в дальнейшем можно будет также исследовать более сложные случаи природного НДС породы.

Элемент P_1 , моделирующий скелет, первоначально сжимается внешней нагрузкой P , воспринимая ее. Он показан толстой линией. Отражающий цементирующий материал несжатый элемент P_2 обозначен тонкой линией, причем размеры его и сжатого элемента точно совпадают. В результате твердения цементного запол-

нителя, что на модели отражено скреплением по всей длине элементов, образуется новая система $P_1 + P_2$, напряженное состояние которой характеризуется тем, что усилие в элементе системы P_1 равно P_1 , а в элементе P_2 – нулю.

Очевидно, что теперь при уменьшении внешней нагрузки сжатый элемент P_1 попытается распрямиться и вернуться в исходное до нагрузки положение. При этом в силу скрепления элементов он начнет растягивать несжатый элемент, который, в свою очередь, окажет сопротивление элементу P_1 . Процесс их взаимодействия, сопровождаемый реализацией упругих деформаций элемента P_1 , величина которых будет зависеть от жесткостных параметров элементов P_1 и P_2 , прекратится, когда усилия сжатия и растяжения в элементах станут равными по абсолютной величине. В случае, если элемент P_2 будет абсолютно жестким, приращений деформаций системы $P_1 + P_2$ происходить не будет, а при нулевой жесткости элемента P_2 произойдет полная реализации энергии упругих деформаций элемента P_1 . В данном случае при упрощении жесткостные характеристики элементов модели одинаковы, после разгрузки из-за сопротивления элемента P_2 система придет в какое-то новое промежуточное положение (рис. 3, *б*), при котором усилия (разных знаков) в элементах сравниваются и развитие деформаций прекратится. В силу совместности деформаций оба упругих элемента получают общее перемещение Δh , численное значение которого в общем случае может быть определено, если известны их жесткостные характеристики и величина усилия сжатия первого элемента.

Таким образом, снятие внешней нагрузки с модели с двухсистемным напряженным состоянием приводит к частичной реализации энергии упругой деформации первого элемента, обладавшего сжимающими напряжениями. И, если бы не было препятствия в виде реак-

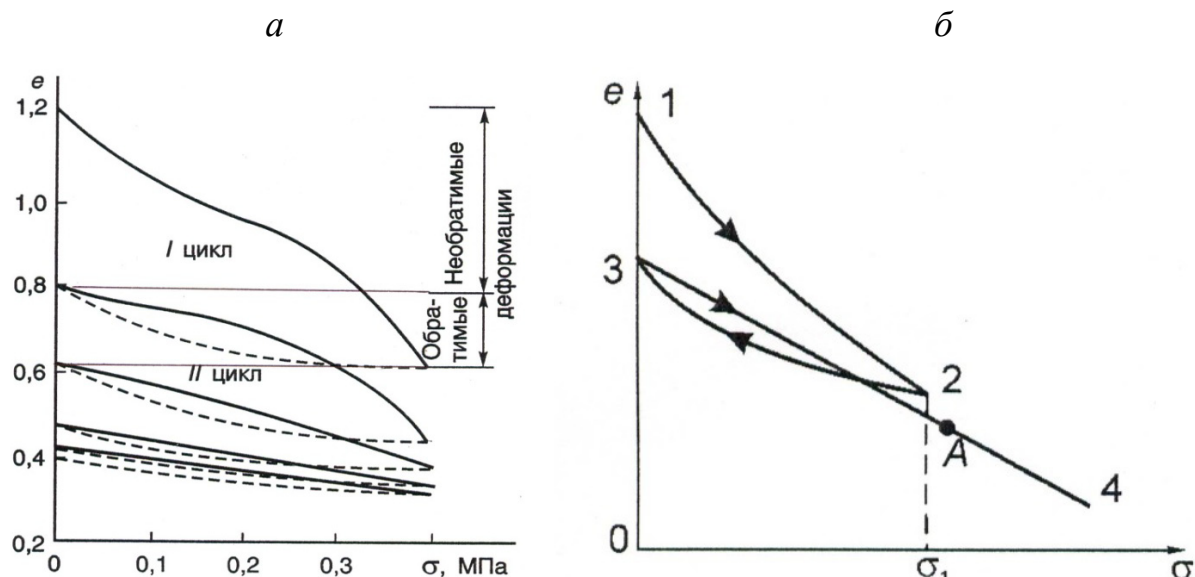


Рис. 2. Компрессионные зависимости несцементированной породы по [Trofimov et al., 2005] – (а) и [Boldyrev, 2008] – (б).

Fig. 2. Compression curves of the uncemented rock according to [Trofimov et al., 2005] (а) and [Boldyrev, 2008] (б).

ции второго элемента, он вернулся бы в соответствующее его разгрузке положение (на высоту h) и пришел бы в ненапряженное состояние. Однако после разгрузки элементы будут обладать остаточными напряжениями.

Очевидно, без знания предыстории формирования напряженного состояния можно сделать вывод, что после разгрузки модели внутренние напряжения отсутствуют. Однако приведенная схема демонстрирует одну из возможных причин появления остаточных совмещенных систем напряжений (сжимающих и растягивающих) в элементах модели, если рассмотреть их НДС по отдельности (рис. 3, в, г). Негативное следствие самонапряженного состояния состоит в том, что превышение предела прочности второго элемента приведет к разрушению модели со скрепленными элементами с реализацией дополнительных деформаций, при этом при разгрузке возможно и «выстреливание» этих элементов.

Следует отметить, что на последовательность нагружения породы (до цементации скелета или после нее) обращено внимание, в частности, в [Mitchell, Soga, 2005], где отмечается, что при разгрузке осадочной сцементированной после сжатия скелета породы в зависимости от прочности на растяжение цементующего элемента теоретически возможно разрушение связей.

Длительность периода формирования породы не ограничивает возможности применения модели, поскольку энергия упругих деформаций не исчезает, а происходящие постоянно природные процессы в массиве генерируют ее вновь и возобновляют потенциальную энергию. Это подтверждается известными

фактами поднятия подошвы карьеров и дна глубоких котлованов после выемки пород и др.

3. ЭМПИРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О «КОНСЕРВАЦИИ» НАПРЯЖЕНИЙ

Возможность относительной консервации эффективных напряжений нейтральными при извлечении образцов пород ниже уровня подземных вод отмечали на основе анализа грунтовой массы еще Н.М. Герсегованов и Д.Е. Польшин [Gersevanov, Pol'shin, 1948]. Они указывали, что такое состояние является крайне неустойчивым. Впоследствии при замене воды затвердевшим заполнителем его связывающее влияние на деформации скелета при разгрузке установлено в НИИОСП им. Н.М. Герсегованова с участием автора (рис. 4). На этом рисунке для сравнения приведены экспериментальные зависимости разгрузки песка и песчано-цементных образцов, твердевших под давлением на скелет. При проведении опытов оказалось сложно насытить цементным раствором сжатый скелет, поэтому был приготовлен цементно-песчаный раствор, который помещали в форму; в ее стенках и верхней плите были сделаны отверстия, через которые «лишний» раствор при нагружении образца выдавливался наружу. Таким образом, при твердении цемента внешняя нагрузка передавалась только на скелет. Разгрузка осуществлялась ступенями с определением приращений деформаций.

Анализ полученных данных показал, что при разгрузке величина упругих деформаций сцементированного сжатого давлением скелета уменьшается до двух

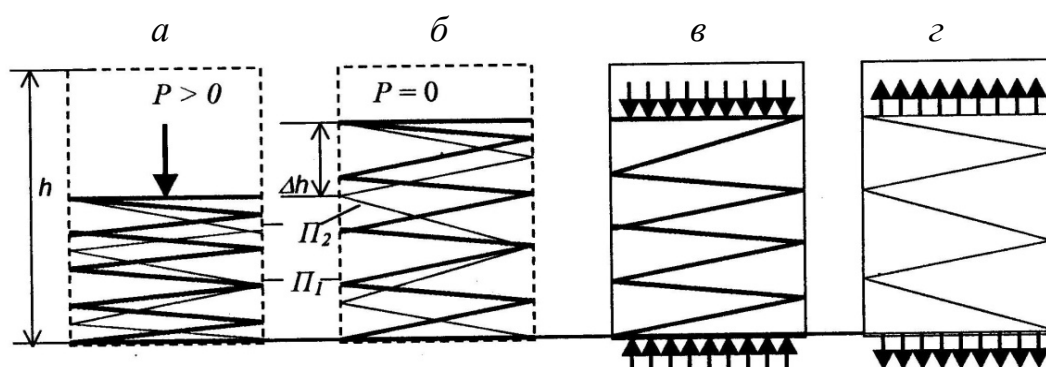


Рис. 3. Структурная модель из двух упругих элементов: а – сжатие элемента Π_1 внешней силой P и скрепление его с не-сжатым элементом Π_2 ; б – снятие силы P ; в и з – остаточные механические напряжения в элементах Π_1 и Π_2 .

Fig. 3. The structural model composed of two elastic elements: а – compression of element Π_1 due to external force P and its cementation with uncompressed element Π_2 ; б – release of external force P ; в and з – residual mechanical stresses in elements Π_1 and Π_2 .

раз по сравнению с незатвердевшим цементным раствором. Величина остаточных напряжений составляет примерно 20 % от давления сжатия (5 МПа) скелета для образцов с прочностью В30, которая определена с учетом связи напряжений и деформаций на графике построением перпендикуляра из точки разгрузки сцементированного образца (т. С) до пересечения с зависимостью разгрузки песка (т. C_1) и соответствует отрезку OC_2 [Moroz, 2004]. Таким образом, анализ результатов экспериментов показывает, что имеется связь последовательности образования материала геосреды при формировании ее начального НДС и появления остаточных напряжений после разгрузки геоматериала. Более того, как показали результаты других экспериментов, увеличение нагрузки на скелет в несколько раз приводит даже к саморазрушению образцов после разгрузки [Moroz, 2004].

4. ГРАФОАНАЛИТИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ САМОНАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ

При описании процесса возникновения самонапряженного состояния отметим, что образовавшуюся породу по схеме «нагружение – цементирование» можно рассматривать как сплошную, изотропную и однородную, являющуюся носителем двух совмещенных однородных полей напряжений, и для любой ее точки полное напряжение определится, как и в (1), суммой напряжений в системах I и II:

$$\sigma = \sigma^{(I)} + \sigma^{(II)}. \quad (2)$$

Начальные и граничные условия при исследовании изменения напряженно-деформированного состояния породы в процессе разгрузки – следующие. Образец породы расположен на глубине $z = h$ в упругом полу-

пространстве. Напряженное состояние обусловлено только гравитационными силами, гидростатическое давление в заполнителе принято атмосферным. Процесс разгрузки можно представить удалением всей толщи массива в условиях отсутствия боковых дефор-

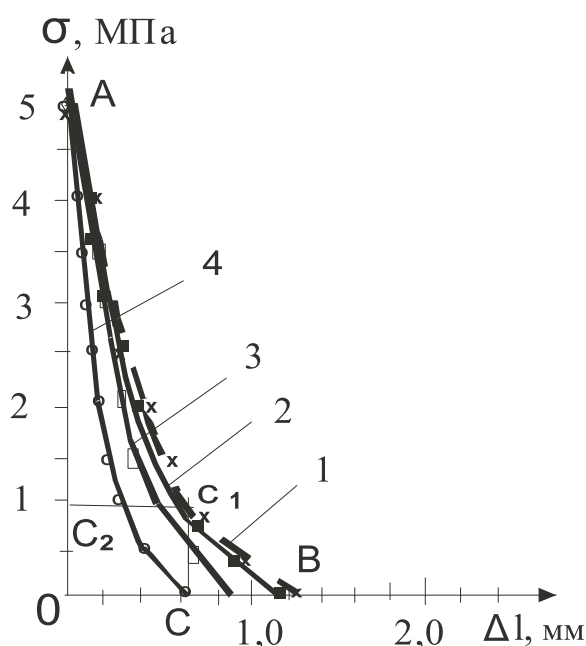


Рис. 4. Экспериментальные зависимости $\sigma=f(\Delta l)$ при разгрузке песка (скелета породы) (1) и сцементированных после сжатия скелета образцов: с незатвердевшим раствором (2), с прочностью В10 (3), с прочностью В30 (4).

Fig. 4. Empirical relations $\sigma=f(\Delta l)$ for unloading of sand (rock matrix) (1) and samples with the matrix cemented due to compression with non-hardened solution (2), strength B10 (3), and strength B30 (4).

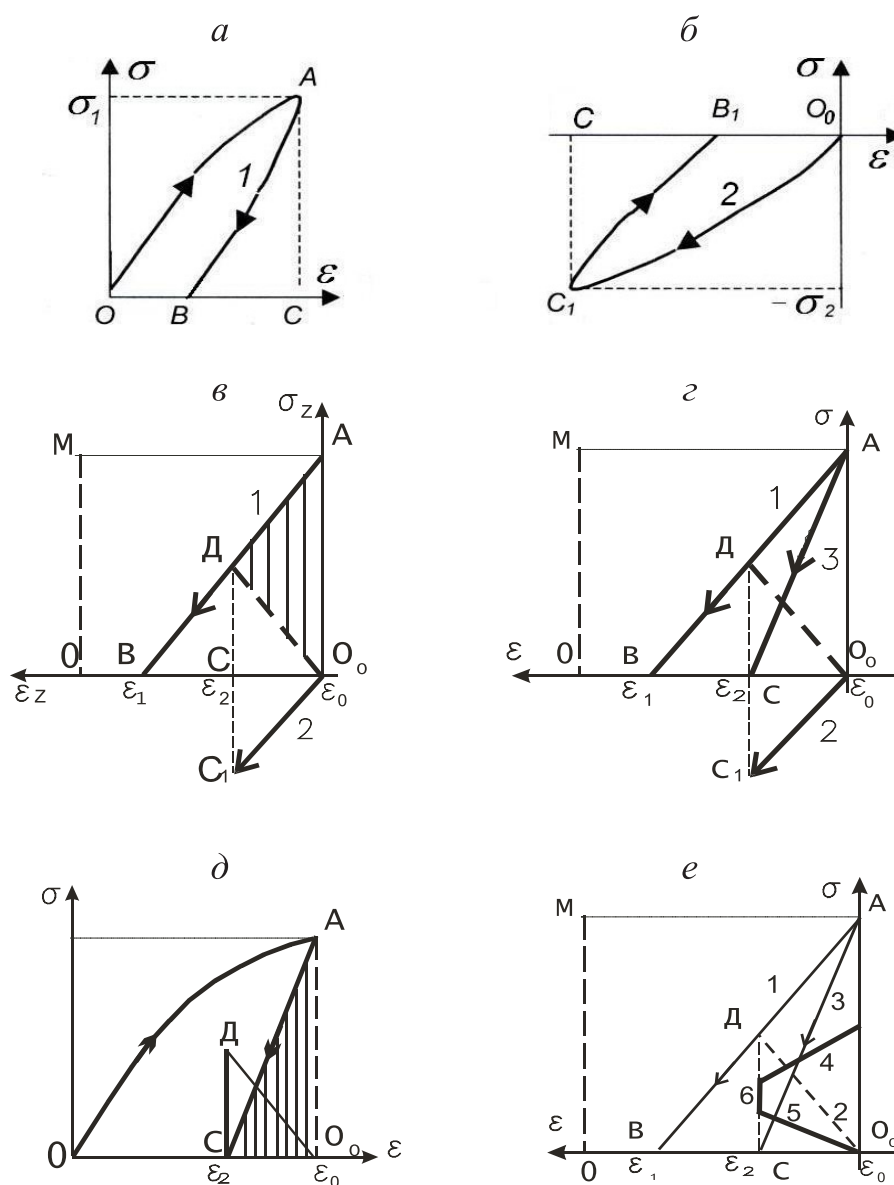


Рис. 5. Графическая интерпретация формирования самонапряженного состояния: зависимости «напряжение – деформация» для элементов породы (а и б), их совмещение в общем начале координат (в), получение при разгрузке результирующей зависимости 3 (г) и остаточных напряжений (д) и (е).

Fig. 5. Graphical interpretation of formation of the self-stress state: stress-strain curves for elements of the rock (a and б), their superposition at the common datum point (в), dependence 3 (г) and residual stresses (д and е) resulting from unloading.

маций $\varepsilon_x = \varepsilon_y = 0$ или проходкой выработки, в подошве которой находится образец породы. Распределение горизонтальных составляющих напряжений с малыми размерами сторон образца можно принять равномерным. Исследование процесса разгрузки выполним с помощью графоаналитического метода.

В общем случае деформационные параметры представленных на модели элементов породы (см. рис. 3), если рассматривать их по отдельности, отражаются экспериментально установленными для сжатия, растяжения и уменьшения нагрузки твердого тела графиками (рис. 5, а, б).

При определении зависимости между внешней нагрузкой и деформациями и перераспределением напряжений в элементах учитывалось, что в результате цементации порового пространства образуются прочные связи между элементами породы. Это позволило зависимости 1 и 2 разгрузки первого элемента и нагрузки второго совместить с общим началом координат O_0 , приняв их в дальнейших построениях линейными (рис. 5, в), и равенство деформаций элементов породы (х), означающее, что при разгрузке энергия упругой деформации сжатого элемента, воздействуя на второй элемент, вовлекает его в деформации растяже-

ния, которые прекратятся, когда напряжения разных знаков в элементах сравняются:

$$x_i = x^{(I)} = x^{(II)} \quad (i = x, y, z). \quad (3)$$

Текущее значение напряжения в этом случае равно:

$$\sigma_i = \sigma^{(I)} - \sigma^{(II)}. \quad (4)$$

Далее, чтобы привести график к «привычному» виду, строим зеркальное отражение зависимости 2 на рис. 5, в, относительно оси ε , оно определяет точку D равенства напряжений разных знаков $ДС = СС_1$ полной разгрузки. Заштрихованная область (между лучами AD и $О_0D$) определяет изменение внешней нагрузки при разгрузке. Проекция т. D на ось ε (в т. C) и перенос на нее всех ординат между AD и $О_0D$ определяют зависимость $\sigma = f(\varepsilon)$ 3 (рис. 5, г), которую получают в «привычном» виде, если значения внешней нагрузки откладывают при разгрузке от оси деформаций. Однако без знания истории образования среды фактические ординаты внутренних напряжений (отрезок $ДС$ на рис. 5, д) неизвестны. Остаточные боковые напряжения отражены на рис. 5, е, линией 6.

Выполненное построение наглядно демонстрирует причину появления собственных напряжений: двухсистемное напряженное состояние перед началом уменьшения внешней нагрузки.

5. ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ ЭНЕРГИЯ ПРИ РАЗГРУЗКЕ

При совместной деформации элементов, составляющих горную породу, в процессе разгрузки в первой системе частично связывается ранее накопленная энергия упругих деформаций, во второй – заново аккумулируется некоторое количество энергии, обусловленное действием на нее первой системы. В результате порода в целом обладает внутренней энергией, равной сумме энергий в системах, что можно показать на графике, используя приведенные на рис. 5, г, построения.

При разгрузке зависимости между напряжениями и деформациями в общем случае могут быть нелинейными и представлены функциями: 1 – $f_I(\varepsilon)$ для 1-го элемента, 2 – $f_{II}(\varepsilon)$ для 2-го элемента и 3 – $f_{III}(\varepsilon)$ для результирующей зависимости (рис. 6, а). Площади фигур, ограниченных зависимостями 1–3, отражают не что иное, как удельную работу деформации, а значит, потенциальную энергию, накапливаемую в среде в результате упругой деформации, вызванной действием внешних сил. Запасенная энергия, которая может быть реализована при разгрузке, отражается фигурой ABO_0 , если пренебречь другими видами энергии.

Часть ее, ограниченная ΔDBC , не реализуется из-за сопротивления второго элемента. Площадь, ограничиваемая результирующей зависимостью 3 в диапазоне изменения деформаций от ε_0 до ε_2 , определяется зави-

симостями для отдельных систем напряжений в этом интервале, поэтому

$$\int_{\varepsilon_2}^{\varepsilon_0} f_I(\varepsilon_0 - \varepsilon) d\varepsilon - \int_{\varepsilon_2}^{\varepsilon_0} f_{II}(\varepsilon_0 - \varepsilon) d\varepsilon = \int_{\varepsilon_2}^{\varepsilon_0} f_{III}(\varepsilon_0 - \varepsilon) d\varepsilon, \quad (5)$$

где f_I, f_{II} – зависимости между напряжениями и деформациями соответственно для скелета при разгрузке и цементирующего материала при нагружении, если бы процесс проходил независимо; f_{III} – результирующая зависимость при совместном участии компонент (порода стала единым материалом) в цикле разгрузки.

Для случая, когда эти зависимости являются линейными (что для определения фактического перераспределения внутренних усилий не вносит существенной погрешности), в допредельном состоянии диаграмма распределения потенциальной энергии после разгрузки образца имеет вид (рис. 6, б). Она может быть представлена в виде суммы площадей треугольников 4 (остаточная энергия первого поля) и 2 (или, что то же самое, 3 – эту часть энергии накопило в процессе разгрузки второе поле):

$$\Delta U = \int_{\varepsilon_2}^{\varepsilon_1} f_I(\varepsilon) d\varepsilon + \int_{\varepsilon_0}^{\varepsilon_2} f_{III}(\varepsilon) d\varepsilon, \quad (6)$$

где ε – приращение относительных упругих деформаций при разгрузке; ε_0 – относительная упругая деформация в момент начала разгрузки, т.е. условный 0 (или деформация, которую получил скелет при нагружении); ε_1 – величина реализации относительных упругих деформаций скелета без учета цементирующего элемента при разгрузке; ε_2 – величина реализации относительных упругих деформаций сцементированного скелета.

Анализ графика показывает, что с увеличением модуля упругости второго элемента повышается восприятие больших растягивающих напряжений и возрастает доля нереализованной потенциальной энергии после разгрузки и, соответственно, величина собственных напряжений.

6. САМОНАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И УПРУГОЕ ПОСЛЕДЕЙСТВИЕ

Кроме устойчивого допредельного состояния возможны различные случаи в зависимости от прочностных характеристик элементов породы, режима разгрузки и других факторов, которые могут быть также отражены с помощью приведенного выше построения. При этом возможно, что в процессе разгрузки среды возникающие биполярные напряжения приблизятся к прочности на растяжение цементирующего материала (отрезок $ОО_1$ на рис. 7). Изменение зависимости $\sigma = f(\varepsilon)$ в случае достижения напряжениями уровня,

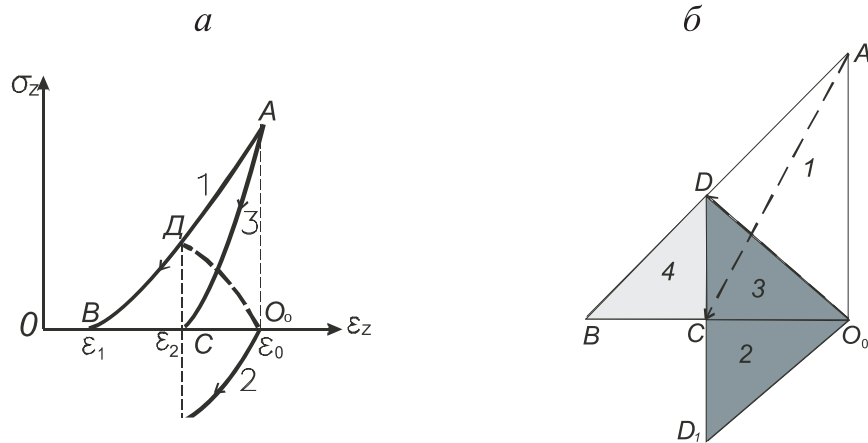


Рис. 6. Зависимости $\sigma = f(\varepsilon)$ при разгрузке для элементов породы (а) и схема распределения составных частей потенциальной энергии после разгрузки (б).

Fig. 6. Relations $\sigma = f(\varepsilon)$ for unloading of elements of the rock (а), and schematic distribution of components of the potential energy after unloading (б).

при котором начинается образование дефектов, приводящее к уменьшению прочности, показано на рис. 7, а, пунктиром. При этом полная деформация при разгрузке равна:

$$\varepsilon_n = \varepsilon_i^* + \varepsilon_{\text{л}}, \quad (7)$$

где ε_n – полная относительная деформация до начала упругого последствие, $\varepsilon_{\text{л}}$ – участок линейной относительной деформации, ε_i^* – текущее значение относительной деформации после линейного участка, которая является функцией разности напряжений в системах на нелинейном участке и времени t :

$$\varepsilon_i^* = \Phi [(\sigma^I - \sigma^{II}), t]. \quad (8)$$

Текущее значение полной деформации определяется формулой:

$$\varepsilon_{n,i} = \varepsilon_n + \varepsilon_i = \sigma_{\text{пред}}^{II}/E_2 + \Phi[(\sigma^I - \sigma^{II}), t]. \quad (9)$$

Результирующая зависимость разгрузки отражена ветвью AC .

После разгрузки возникшее состояние из-за воздействия остаточных напряжений на цементирующую структуру в дальнейшем может оказаться неустойчивым. В результате со временем начнется новый процесс образования дефектов с уменьшением прочности породы, который будет сопровождаться дополнительными приращениями деформаций, пока не наступит равновесие остаточных напряжений. На рис. 7, б, пунктирной линией со стрелкой в окончании показано изменение зависимости между напряжениями и деформациями для связующего материала. Общая деформа-

ция уже будет равна $\varepsilon = \varepsilon_n + \Delta\varepsilon_c$, при этом величина приращения деформаций $\Delta\varepsilon_c$, обычно трактуемая как упругое последствие, будет зависеть от уровня остаточных напряжений и прочности цементирующей составляющей на растяжение. Результирующая зависимость разгрузки в этом случае на графике отразится ветвью AB_1B_2 . Для учета эффекта самонапряженного состояния традиционная формула может быть записана в общем виде:

$$\varepsilon = \sigma/E + \Delta\varepsilon_c, \quad (10)$$

где $\Delta\varepsilon_c$ – функция разности напряжений в элементах, времени и др.

Формула (10) означает, что полная реализация энергии упругих деформаций породы, образованной в последовательности, рассмотренной в работе, происходит только в частном случае, при котором $\Delta\varepsilon_c = 0$.

7. ВЫВОДЫ

Предложена модель НДС осадочной обломочной породы с последующей цементацией, образованной по открытой схеме «нагружение – цементирование», объясняющая причинно-следственную связь образования самонапряженного состояния породы второго рода с предысторией внешнего силового воздействия при ее генезисе. Самонапряженное состояние характеризуется возникновением остаточных (собственных) напряжений, оказывающих негативное влияние на стабильность свойств породы после разгрузки. Обоснованность модели подтверждена данными экспериментальных исследований с применением схемы формирования напряженного состояния осадочной породы,

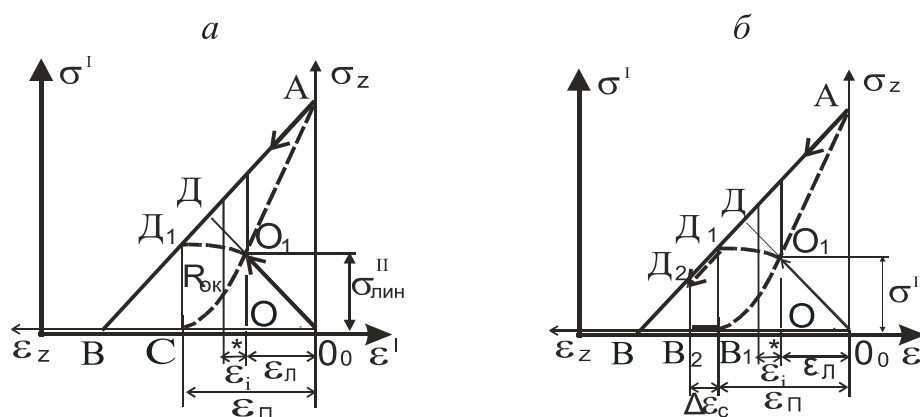


Рис. 7. Графики изменения напряженно-деформированного состояния породы, образованной по схеме «нагружение – цементирование», в случае образования дефектов в процессе разгрузки (а) и после разгрузки (б).

Fig. 7. Changes of the stress–strain state of the rock formed under the ‘loading – cementing’ pattern in case of formation of defects in the process of unloading (a) and after unloading (б).

аналогичной объективно реализуемой в природе.

Демонстрирующая одну из возможных причин возникновения собственных напряжений в осадочной породе, модель позволяет поэтапно проследить возникновение собственных напряжений при разгрузке с помощью графоаналитического построения. Принятое построение дает возможность исследовать поведение модели и в допредельном состоянии и при появлении дефектов, в том числе трещин, и объяснить с позиций самонапряженного состояния приращения деформаций после разгрузки.

Условием запуска в действие механизма сложной

реализации энергии упругих деформаций является начало разгрузки вследствие техногенного воздействия на породный массив или воздействий природного характера. Относительно естественного изменения НДС следует отметить, что при различных тектонических, геохимических, сейсмических и иных процессах в некоторых областях породного массива может происходить кратковременный сброс природных напряжений, приводящий к разгрузке. В результате будут возникать собственные напряжения и, соответственно, самонапряженное состояние.

8. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Aitmatov I.T., 2003. The role of residual stresses in rocks in the formation of the source of rock bursts and induced earthquakes. In: Geodynamics and geoenvironmental problems of high-mountain regions. Bishkek, Moscow, p. 209–221 (in Russian) [Айтматов И.Т. Роль остаточных напряжений в горных породах в формировании очага горных ударов и техногенных землетрясений // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов. М.: Бишкек, 2003. С. 209–221].
- Aitmatov I.T., Kazakbaeva G.O., 2012. On the superposition of external and residual stresses in optically active materials. In: Tectonophysics and current issues of the Earth sciences: Proceedings of the conference held on October 8–12, 2012. IPE, Moscow, Vol. 1, p. 25–29 (in Russian) [Айтматов И.Т., Казакбаева Г.О. О суперпозиции полей внешних и остаточных напряжений в оптически активных материалах // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы докладов конференции 8–12 октября 2012 г. М.: ИФЗ, 2012. Т. 1. С. 25–29].
- Boldyrev G.G., 2008. Methods for determination of mechanical properties of soils. State-of-the-Art. Penza State University of Architecture and Construction, Penza, 696 p. (in Russian) [Болдырев Г.Г. Методы определения механических свойств грунтов. Состояние вопроса. Пенза: ПГУАС, 2008. 696 с.].
- Bradshaw M.J., 1977. A New Geology. Nedra, Leningrad, 279 p. (in Russian) [Брэдшоу М. Дж. Современная геология. Л.: Недра, 1977. 279 с.].
- Bridgman P.W., 1955. The Study of Large Plastic Deformations and Rupture. Foreign Literature Publishing House, Moscow, 390 p. (in Russian) [Бриджмен П.В. Исследование больших пластических деформаций и разрыва. М.: Изд-во “Иностранная литература”, 1955. 390 с.].
- Gamsakhurdia G.R., 2000. The System of Geophysical and Petrophysical Studies of the Oceanic Crust by Deep-Water Scientific Drilling: Synopsis of PhD Thesis (doctor of technical sciences). Tver, 35 p. (in Russian) [Гамсахурдия Г.Р. Система геофизических и петрофизических исследований земной коры океанического типа при глубоководном научном бурении: Автореф. дис. д-ра техн. наук. Тверь, 2000. 35 с.].

- Gersevanov N.M., Pol'shin D.E., 1948. The Soil Mechanics Theory and Its Practical Application. Stroyizdat, Moscow, 248 p. (in Russian) [Герсевичев Н.М., Польшин Д.Е. Теоретические основы механики грунтов и их практическое применение. М.: Стройиздат, 1948. 248 с.].
- Goodman R.E., 1987. Introduction to Rock Mechanics. John Wiley & Sons, New York, 232 p.
- Gorshkov G.P., Yakushova A.F., 1973. General Geology. Moscow State University Press, Moscow, 592 p. (in Russian) [Горшков Г.П., Якушова А.Ф. Общая геология. М.: МГУ, 1973. 592 с.].
- Mitchell J.K., Soga K., 2005. Fundamentals of Soil Behavior. John Wiley & Sons, New Jersey, 577 p.
- Moroz A.I., 2004. The Self-Stress State of Rocks. Moscow State Mining University Press, Moscow, 288 p. [Мороз А.И. Самонапряженное состояние горных пород. М.: МГТУ, 2004. 288 с.].
- Nadai A., 1954. Ductility and Fracture of Solids. Foreign Literature Publishing House, Moscow, 647 p. (in Russian) [Надай А. Пластичность и разрушение твердых тел. М.: Изд-во "Иностранная литература", 1954. 647 с.].
- Ponomarev V.S., 2008. Energy Saturation of Geological Medium. In: Proceedings of the Geological Institute of RAS. Nauka, Moscow, Vol. 582, 379 p. (in Russian) [Пономарев В.С. Энергонасыщенность геологической среды // Труды Геологического института РАН. М.: Наука, 2008. Вып. 582. 379 с.].
- Rebetsky Yu.L., 2008. Mechanism of generation of tectonic stresses in areas high vertical movements. *Fizicheskaya Mezhomekhanika (Physical Mesomechanics)* 1 (11), 66–73 (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 1, № 11. С. 66–73].
- Revuzhenko A.F., Lavrikov S.V., Klishin S.V., 2005. A structurally heterogeneous rock massif as a medium with internal energy sources and sinks. In: Proceedings of International Conference «Problems and prospects of development of mining sciences» (1–5 November 2004). Vol. 1: Geomechanics. Institute of Mining Science of SB RAS, Novosibirsk, p. 214–219 (in Russian) [Ревуженко А.Ф., Лавриков С.В., Клишин С.В. Структурно-неоднородный горный массив как среда с внутренними источниками и стоками энергии // Труды Международной конференции: «Проблемы и перспективы развития горных наук» (1–5 ноября 2004 г.) Т. 1: Геомеханика. Новосибирск: Институт горного дела СО РАН, 2005. С. 214–219].
- Ruppeneyt K.V., 1954. Some Issues of Rock Mechanics. Ugletekhizdat, Moscow, 383 p. (in Russian) [Руппенейт К.В. Некоторые вопросы механики горных пород. М.: Углетехиздат, 1954. 383 с.].
- Ruppeneyt K.V., Lieberman Yu.M., 1960. Introduction to Rock Mechanics. Gosgortekhzdat, Moscow, 356 p. (in Russian) [Руппенейт К.В., Либман Ю.М. Введение в механику горных пород. М.: Госгортехиздат, 1960. 356 с.].
- Stavrogin A.N., Shirkes O.A., 1986. Aftereffect in rocks caused by preexisting irreversible deformations. *Journal of Mining Science* 22 (4), 235–244. <http://dx.doi.org/10.1007/BF02500847>.
- Terzaghi K., Peck R., 1958. Soil Mechanics in Engineering Practice. Gosstroyizdat, Moscow, 608 p. (in Russian) [Терцаги К., Пек Р. Механика грунтов в инженерной практике. М.: Госстройиздат, 1958. 608 с.].
- Timoshenko S.P., 1972. The Course of the Theory of Elasticity. Naukova Dumka, Kiev, 508 p. (in Russian) [Тимошенко С.П. Курс теории упругости. Киев: Наукова Думка, 1972. 508 с.].
- Trofimov V.T., Korolev V.A., Voznesensky E.A., 2005. Soil Science. Moscow State University Press, Moscow, 1024 p. (in Russian) [Трофимов В.Т., Королев В.А., Вознесенский Е.А. Грунтоведение. М.: МГУ, 2005. 1024 с.].
- Uskov V.A., 2000. Self-destruction of rocks around underground workings. *Gornyi Zhurnal (Mining Journal)* 10, 16 (in Russian) [Усков В.А. Саморазрушение пород вокруг подземных выработок // Горный журнал. 2000. № 10. С. 16].
- Vlokh N.P., Lipin Ya.I., Sashurin A.D., 1972. The study of residual stresses in hard rock. In: Modern problems of rock mechanics. Nauka, Leningrad, p. 186–189 (in Russian) [Влох Н.П., Липин Я.И., Сашурин А.Д. Исследование остаточных напряжений в крепких горных породах // Современные проблемы механики горных пород. Л.: Наука, 1972. С. 186–189].



Мороз Алексей Иосифович, докт. техн. наук, заместитель начальника отдела
ОАО «НИЦ «Строительство» – Научно-исследовательский, проектно-изыскательский и
конструкторско-технологический институт оснований и подземных сооружений им. Н.М. Герсевичева
109428, Москва, Рязанский просп., 59, Россия
Тел.: 89161239438; ✉ e-mail: moroz@niiosp.ru

Moroz, Aleksei I., Doctor of Technical Sciences, Deputy Head of Department
OJSC Scientific Research Centre “Construction”, Gersevanov Institute of Scientific Research, Planning & Surveying,
Design & Engineering of Foundations and Underground Facilities (NIIOSP)
59 Ryazansky ave., Moscow 109428, Russia
Tel.: 89161239438; ✉ e-mail: moroz@niiosp.ru



MONITORING OF EROSION PROCESSES DEVELOPMENT WITH THE USE OF ARCHIVAL REMOTE SENSING DATA

I. I. Nugmanov, E. V. Nugmanova, O. V. Luneva, I. Yu. Chernova

Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, Russia

Abstract: The goal of the research is to develop components of the method aimed at output of information on relief-forming processes from archival and current remote sensing (RS) data with the use of the latest data-processing technologies, including photogrammetry and geoinformation systems (GIS). The proposed components of the methods are highly informative and economically effective. The object under study is located at the border of two active tectonic structures, the South Tatar arch and Melekessian depression in the south-eastern part of the East European platform (Fig. 1). Based on the study results, it is confirmed that neotectonic movements in the area under study and its recent geodynamical setting are directly related (Fig. 5). It is demonstrated that the morphometric method can be efficiently applied to predict zones of high geodynamic activity and to determine locations of such zones.

Key words: monitoring, erosion process, geodynamics, photogrammetry, geoinformation systems, neotectonics, morphotectonic analysis.

Recommended by Yu.L. Rebetsky

Citation: Nugmanov I.I., Nugmanova E.V., Luneva O.V., Chernova I.Yu. 2013. Monitoring of erosion processes development with the use of archival remote sensing data. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (4), 447–459. doi:10.5800/GT-2013-4-4-0112.

МОНИТОРИНГ РАЗВИТИЯ ЭРОЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ АРХИВНЫХ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ

И. И. Нугманов, Е. В. Нугманова, О. В. Лунева, И. Ю. Чернова

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

Аннотация: Целью исследований являлась разработка элементов методики извлечения информации о рельефообразующих процессах из архивных и современных данных дистанционного зондирования (ДЗ) с использованием новейших технологий обработки данных ДЗ, в том числе фотограмметрии и геоинформационных систем (ГИС). Показана высокая информативность и экономическая выгода предложенных элементов методики. Объект исследования расположен на юго-востоке Восточно-Европейской платформы на границе двух активных тектонических структур – Южно-Татарского свода и Мелекесской впадины (рис. 1). Результаты исследования подтверждают существование непосредственной связи между неотектоническими движениями и современной геодинамической обстановкой недр исследуемой территории (рис. 5). В статье показана информативность морфометрического метода для прогнозирования и локализации зон высокой геодинамической активности.

Ключевые слова: мониторинг, эрозионные процессы, геодинамика, фотограмметрия, геоинформационные системы, неотектоника, морфоструктурный анализ.

1. ВВЕДЕНИЕ

В последнее десятилетие мониторинг рельефообразующих процессов является одним из самых динамично развивающихся направлений исследований, связанных с изучением изменчивости окружающей среды. Быстрое развитие данного направления обусловлено появлением новых источников данных ДЗ и новых технологий обработки пространственных данных. Другая причина состоит в том, что мониторинг изменения форм рельефа, эрозионных, карстовых, оползневых и других ландшафтообразующих процессов является необходимым условием успешного решения задач долгосрочного планирования и обеспечения устойчивого развития густонаселенных регионов с развитой аграрной и/или промышленной инфраструктурой. Известны успешные проекты по мониторингу состояния земной поверхности на территориях крупных месторождений нефти (по данным радиолокационной съемки) [Filatov, 2006], по выявлению зон активных вертикальных движений в пределах урбанизированных территорий (по данным повторного нивелирования) [Tratsevskaya, Abramovich, 2008], по выявлению процессов разрушения техногенных объектов и ландшафтов (по результатам воздушного и наземного лазерного сканирования и цифровой аэрофотосъемки) [Solutions. Monitoring. Emergencies, 2012] и др. Перечисленные проекты использовали данные и методики, предназначенные для изучения процессов, исчисляемых годами и месяцами, т.е. время действия процессов было соизмеримо с длительностью самого процесса наблюдения, что в полной мере соответствует определению термина «современная геодинамика» [Kuz'min, Zhukov, 2004]. Между тем архивные данные (аэрофото- и космоснимки) прошлого века мы можем ныне рассматривать как весьма ценный материал, позволяющий нам проводить сравнения и изучать тенденции развития рельефа за более длительные периоды времени, использовать рельеф поверхности и связанные с ним ландшафты в качестве комплексных и весьма чувствительных индикаторов проявлений современной геодинамики. Здесь следует отметить, что авторы используют понятие геодинамики, рассматривая его в объеме экзогенной геодинамики, предметом изучения которой являются процессы, происходящие на поверхности Земли под воздействием агентов внешней среды и генетически связанные с движениями и деформациями блоков земной коры [Petrov, 2010; Krasny et al., 2004].

Для авторов наибольший интерес представляет возможность исследования проявлений современной геодинамики в пределах нефтегазоносных регионов. Перед нами стоит задача изучения влияния геодинимических процессов и связанных с ними неотектонических движений недавнего геологического прошлого (до $\sim 10^6$ лет) на образование скоплений углеводородов и их устойчивость во времени, что является проблемой практически неизученной. Однако в процессе изуче-

ния материала и разработки методики выявления и анализа рельефообразующих процессов обнаружилось, что предложенный подход к изучению архивных данных может быть использован при решении широкого круга практических задач и научных проблем.

2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ И НОВЫЕ ПРИЕМЫ АНАЛИЗА

Одна из основных задач настоящего исследования состояла в получении новых сведений о процессах, формирующих рельеф и ландшафты, а также в развитии новых методик извлечения информации о геодинимических процессах из данных дистанционного зондирования. Авторы предлагают использовать комплексную методику, включающую методы качественной и количественной оценки деформаций верхней части земной коры по данным архивной и исторической аэрофото- и космосъемки, а также метод создания карт и схем неотектонической активности. Сравнение качественных и количественных характеристик движений земной коры за разные промежутки времени (от ~ 10 до ~ 1 млн лет) позволит приблизиться к решению вопроса о характере взаимосвязи современных геодинимических явлений и неотектонических процессов.

В качестве программного обеспечения проекта были выбраны: программа-векторизатор EASY TRACE PRO 8.7 (EASY TRACE GROUP, Россия), географическая информационная система ArcGIS 10 (ESRI, США), программа обработки данных дистанционного зондирования ERDAS Imagine 2010 (ERDAS, США).

Методы обработки аэрофотоснимков 1953 и 1980 гг. сводились к подгонке планового изображения снимков к изображению мозаики WorldView, т.е. к их геометрической коррекции и определению системы координат. Геометрическая коррекция выполнялась в модуле IMAGINE AutoSync, средняя ошибка трансформации составила 6.5 м. Далее трансформированные изображения загружались в геоинформационный проект для визуального сравнения и анализа разновременных изображений аэрофотоснимков и космоснимков в плане. Более подробно методика обработки коллекции архивных аэрофотоснимков изложена в работе [Chernova et al., 2010a].

Для создания карт и схем неотектонических движений был использован морфометрический метод анализа цифровых моделей рельефа (ЦМР). Этот метод впервые был предложен С.С. Соболевым (1948 г.). Позднее метод был развит В.П. Философовым и другими исследователями [Filosofov, 1975; Lastochkin, 1971], применявшими его к поискам перспективных нефтегазоносных локальных поднятий. Морфометрический метод интересен тем, что дает представление о неотектоническом режиме исследуемой территории по всей площади исследования, что для геоморфологических и инструментальных методов



Рис. 1. Географическое местоположение объекта исследования.

Fig. 1. The geographical location of the object under study.

изучения неотектоники большая редкость (в основном исследователям приходится довольствоваться точечными наблюдениями или наблюдениями вдоль профилей). Морфометрический метод основан на предположении о том, что движения земной коры, взаимодействуя с экзогенными процессами, преодолевают их выравнивающую деятельность и находят, в конечном счете, свое отражение в современном рельефе и характере речной сети. При выполнении морфометрического анализа рельеф раскладывается на компоненты (уровни, или морфометрические поверхности разных порядков), каждая из которых соответствует определенному этапу неотектонической истории и отображает неотектонические структуры разного порядка: от региональных до локальных. Таким образом, мы можем восстановить историю развития рельефа от современного периода до начала неотектонического. Или наоборот. А если будем вычитать один уровень из другого, то получим серию разностных поверхностей, которые показывают степень активности неотектонических структур за определенный период тектониче-

ского развития региона, давая при этом количественные оценки амплитуд и направлений вертикальных движений. Подробно реализация морфометрического метода с использованием инструментария геоинформационной системы (ГИС) изложена в работе [Chernova, 2010b].

3. ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ И ФАКТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

В качестве объекта исследования была выбрана территория Черемшанского района Республики Татарстан (РТ) – территория с весьма развитой аграрной инфраструктурой, с интенсивной добычей нефти. С точки зрения изучения современной геодинамики данная территория является привлекательным объектом, так как находится на границе двух активных тектонических структур I порядка – Южно-Татарского свода и Мелекесской впадины (рис. 1). Разнообразные формы рельефа, наличие крупных рек и множества мелких водотоков дают основание предполагать, что искомые

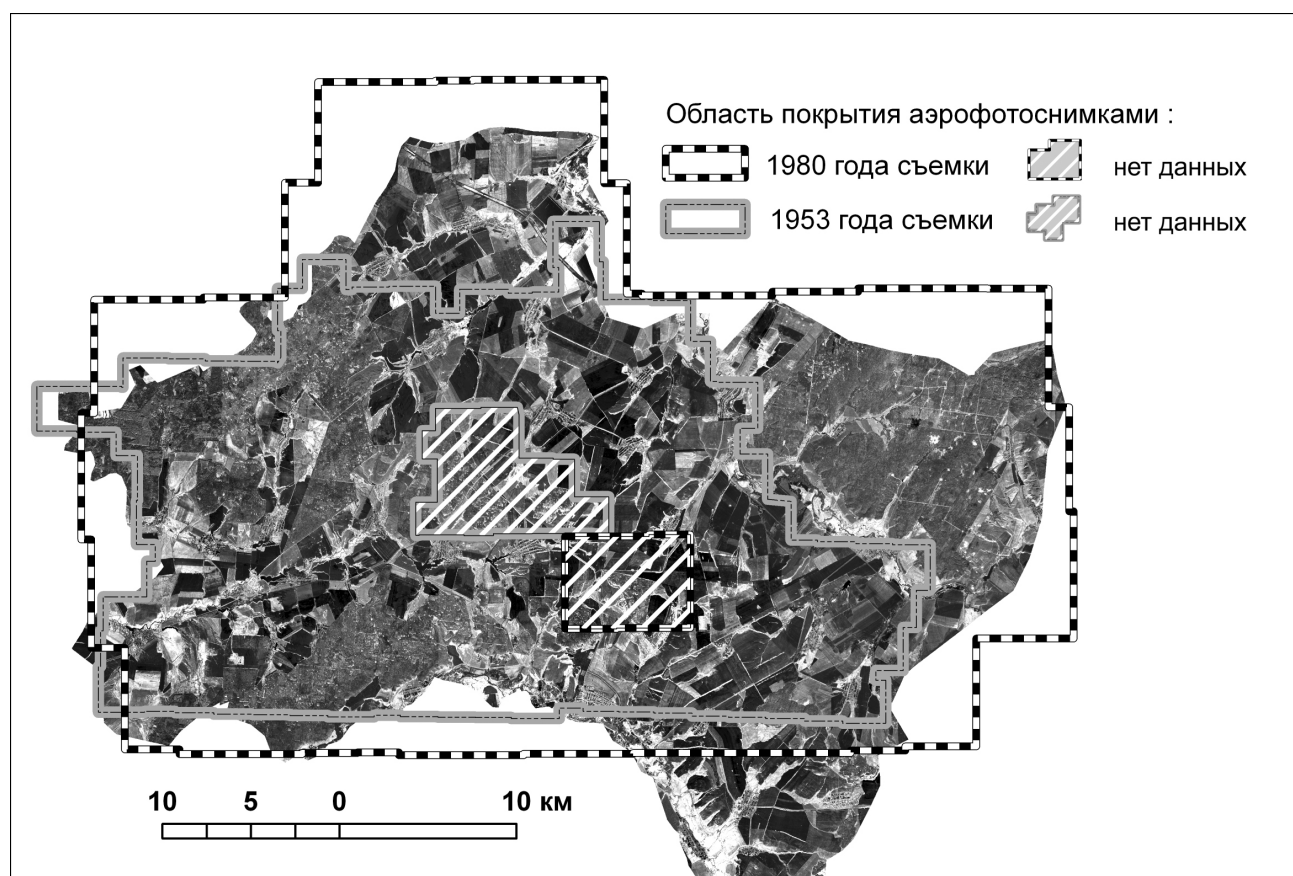


Рис. 2. Объект исследования – территория Черемшанского района РТ.

Растровая подложка рисунка представлена мозаикой снимков WorldView.

Fig. 2. The territory of Chermshansky district of the Tatarstan Republic as the object under study.

Background: WorldView-1 satellite imagery mosaic.

проявления современной геодинамики будут обнаружены, а современные формы рельефа имеют неотектоническое происхождение.

На выбор территории исследования также повлияло наличие достаточного количества исходного материала. В проекте были использованы данные аэрофотосъемки территории РТ 1953 г. (масштаб съемки 1:17000, высота полета 1100 м) – 186 снимков, данные аэрофотосъемки 1980 г. (масштаб съемки 1:50000, высота полета 7000 м) – 65, а также данные съемки 2008 г. со спутника WorldView (панхроматический диапазон съемки, пространственное разрешение 60 см) – 19 сцен (рис. 2). Все архивные данные были предоставлены библиотечным фондом Казанского федерального университета.

4. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РАЗНОВРЕМЕННЫХ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

При сравнении разновременных данных обнаружилось, что за 55 лет рельеф и ландшафт территории мо-

гут претерпевать существенные изменения. Часть изменений имеет явно техногенное происхождение (строительство плотин, запруд, каналов, перенос русла реки). Другие изменения можно почти уверенно отнести к проявлениям современной геодинамики. Известно, что если территория испытывает восходящие движения, то ее ландшафт и формы рельефа приобретают специфические очертания [Filosofov, 1975; Lastochkin, 1971]: возрастают абсолютные отметки высот, русла рек и других водотоков спрямляются или приобретают резкие повороты (вплоть до 90°), объем выносимого материала увеличивается, стремительно развивается овражная сеть (увеличивается глубина и линейные размеры оврагов, промоины быстро превращаются в овраги). В случае тектонического опускания территории эрозионные процессы затухают, овраги зарастают, мелкие постоянные и временные водотоки исчезают, а крупные начинают меандрировать.

На исследуемой территории мы обнаружили все перечисленные признаки проявления современных геодинамических процессов. С этой точки зрения интересно рассмотреть историю развития овражно-ба-

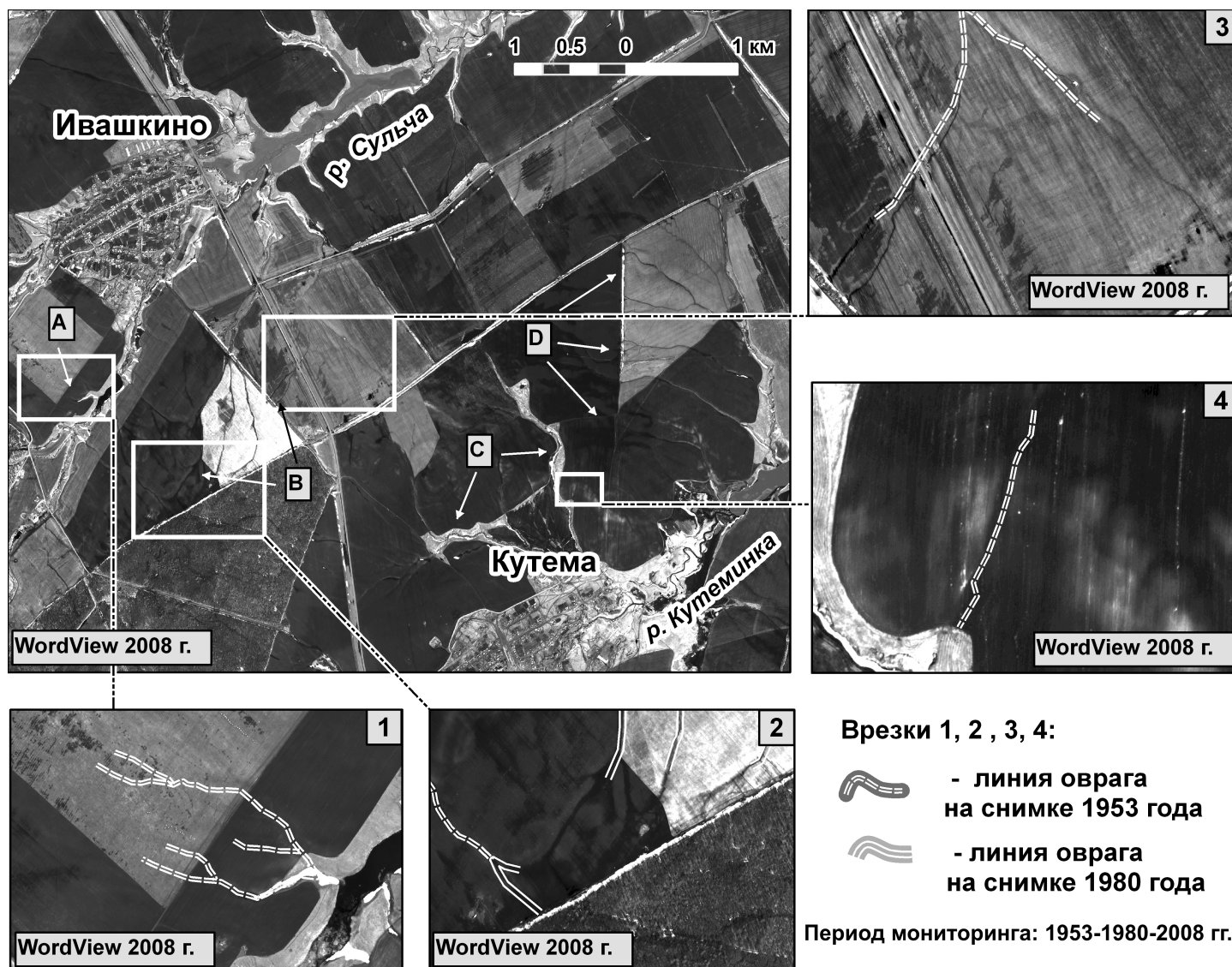


Рис. 3. Сравнение архивных и современных данных: выявление признаков развития эрозионных сетей.

Fig. 3. Comparison of archival and current data in search for erosion development indicators.

лочных сетей вблизи поселков Ивашкино и Кутема (рис. 3), которые мы условно назвали сети А, В, С и D. Сети А и В относятся к бассейну реки Сульча, сети С и D впадают в р. Кутеминка, русло которой соединяется с руслом реки Сульча за пределами рассматриваемого участка. Несмотря на то, что сети А и В относятся к бассейну одной реки, развивались они по-разному. К 1953 г. овраги А и В уже достигли длины 1.5–2.0 км и имели сеть отвершков. По-видимому, сети находились в стадии активного роста и создавали большие проблемы для ведения сельского хозяйства. В связи с этим в период между 1953 и 1980 гг. на реке Сульча была построена запруда вблизи поселка Ивашкино. Ожидалось, что развитие овражных сетей прекратится, но реакция сетей оврагов оказалась различной. Несмотря на близость запруды, отвершки овражной сети В продолжили свое развитие. На врезке 3 рисунка 3 показан

рост оврагов за период с 1953 по 2008 г. (средняя скорость роста не менее 7 м/год), на врезке 2 – за период с 1980 по 2008 г. (средняя скорость роста 8–9 м/год). На врезке 2 видно, что в период с 1980 по 2008 г. овраги пересекли поля и «врезались» в лесной массив: на снимках 2008 г. линии оврагов видны очень хорошо, на снимках 1953 и 1980 гг. лесной покров выглядит ненарушенным. Для овражной сети А сравнение данных показало, что в период с 1953 по 2008 г. овраги длиной 300–500 м деградировали: на снимке 2008 г. видно, что их долины распаханы, а в рельефе они проявляются лишь как небольшие понижения (врезка 1 рис. 3).

Для овражной сети D сравнение данных показало, что эта сеть за наблюдаемый период времени существенных изменений не претерпевала. Возможно, что установление устойчивого состояния эрозионной сети

было обусловлено строительством запруды вблизи поселка Кутема. Запруда была построена после 1980 г., но и до строительства ни форма, ни длина ветвей оврагов не изменялись.

В наблюдаемый период времени сеть С явно деградировала: отвершки исчезли (врезка 4 рис. 3), а основные овраги окончательно превратились в балки.

Подобные детальные сравнения разновременных данных были выполнены для 246 объектов овражно-балочных сетей на территории Черемшанского района. Для некоторых участков отчетливо установить тенденции развития эрозионных сетей не удалось (например, в лесных массивах уверенно проследить рост овражной сети невозможно). Также часть информации была потеряна из-за низкого качества ряда аэрофотоснимков. Тем не менее удалось сделать ряд интересных наблюдений и выявить десятки участков с проявлениями современной геодинамики как положительно, так и отрицательного знака. 54 объекта овражно-балочных сетей демонстрируют признаки активного роста, 70 – деградации, состояние 122 эрозионных сетей не изменялось.

5. МОРФОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Морфометрический анализ представляет собой инструмент для оценки тектонических движений за неоген-четвертичный период. Техническая реализация этого метода (собственно расчет и построение морфометрических поверхностей) в настоящее время не представляет большой проблемы [Chernova, 2010b]. Намного более интересен и важен вопрос интерпретации созданных поверхностей и оценка информативности метода, в частности оценка возраста той или иной поверхности и, следовательно, возможность оценки скоростей вертикальных движений. В данном случае нас интересовали разности базисных поверхностей низших порядков. Базисной поверхностью называют поверхность, объединяющую местные базисы эрозии. Базисные поверхности различают по порядкам в соответствии с порядками долин. Долинами 1-го порядка называются долины, в которые не впадают никакие другие долины, долины 2-го порядка образуются при слиянии двух долин 1-го порядка, долины 3-го порядка образуются при слиянии долин 2-го порядка и т.д. [Filosofov, 1975]. Базисная поверхность 1-го порядка объединяет местные базисы эрозии долин всех порядков, базисная поверхность 2-го порядка объединяет местные базисы эрозии долин 2–3-го и всех более высоких порядков, базисная поверхность 3-го порядка объединяет местные базисы эрозии долин 3-го и всех более высоких порядков и т.д. Базисные поверхности низших порядков незначительно отличаются от дневного рельефа. Если бы тектонические движения отсутствовали, то в начале эрозионного цикла рельеф был бы размыт до базисной поверхности 2-го порядка, за-

тем – до поверхности 3-го порядка и т.д. Разности базисных поверхностей 1 и 2-го порядка показывают направленность и интенсивность тектонических движений в период времени между современным и самым поздним этапами истории развития рельефа. Разность базисных поверхностей 1 и 2-го порядка для территории Черемшанского района РТ представлена на рисунке 4. Расчет базисных поверхностей и их разности был выполнен на основе цифровой модели рельефа масштаба 1:200 000 [Chernova, 2010a].

Возраст базисных поверхностей выше 1-го порядка может быть определен только приближенно. Долинами 1-го порядка в равнинных странах являются промоины, рассекающие склоны и ложбины стока, возникающие на водораздельных пространствах. Ложбины стока переходят в овраги или балки, а последние – в реки. В условиях умеренного климата речные долины с постоянным стоком воды обычно имеют 3 или 4-й порядок. В долинах 1 и 2-го порядка протекают лишь временные ручьи. Следует иметь в виду, что часть балок имеет молодой голоценовый возраст.

В связи с этим можно считать, что разность базисных поверхностей 1 и 2-го порядка [Zayonts et al., 1967; Filatov, 1967] показывает направленность и интенсивность тектонических движений, произошедших в период времени между современным и самым поздним этапами истории развития рельефа (не ранее плейстоцена, ~1.6 млн лет).

6. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Вообще говоря, скорость роста оврагов нельзя использовать в качестве прямого признака геодинамической активности исследуемых территорий, так как развитие оврагов является многофакторным процессом, причем на разных этапах развития роль этих факторов может существенно меняться [Dedkov, 1990; Butakov et al., 2000; Chalov, 1989]. Но использовать скорость роста в качестве косвенного признака – вполне обоснованно.

Существует мнение о том, что экзогенные геологические процессы, и в первую очередь те из них, которые происходят под действием поверхностных вод, носят эволюционный характер и не объясняют знакопеременный характер современных суперинтенсивных деформаций земной поверхности [Kuz'min, 1999].

Исследованиями эрозионных процессов на территории Европейской России, и в частности Республики Татарстан [Dedkov et al., 1997; Serebrennikova et al., 1999; Keay-Bright, Boardma, 2009; Parkner et al., 2006], за последние 70 лет установлено, что общая продолжительность «жизни» оврагов в среднем составляет 100–150 лет, после чего они переходят в молодые балки. Считается, что современный этап овражной эрозии спровоцирован хозяйственной деятельностью человека. Получив первоначальный толчок для своего разви-

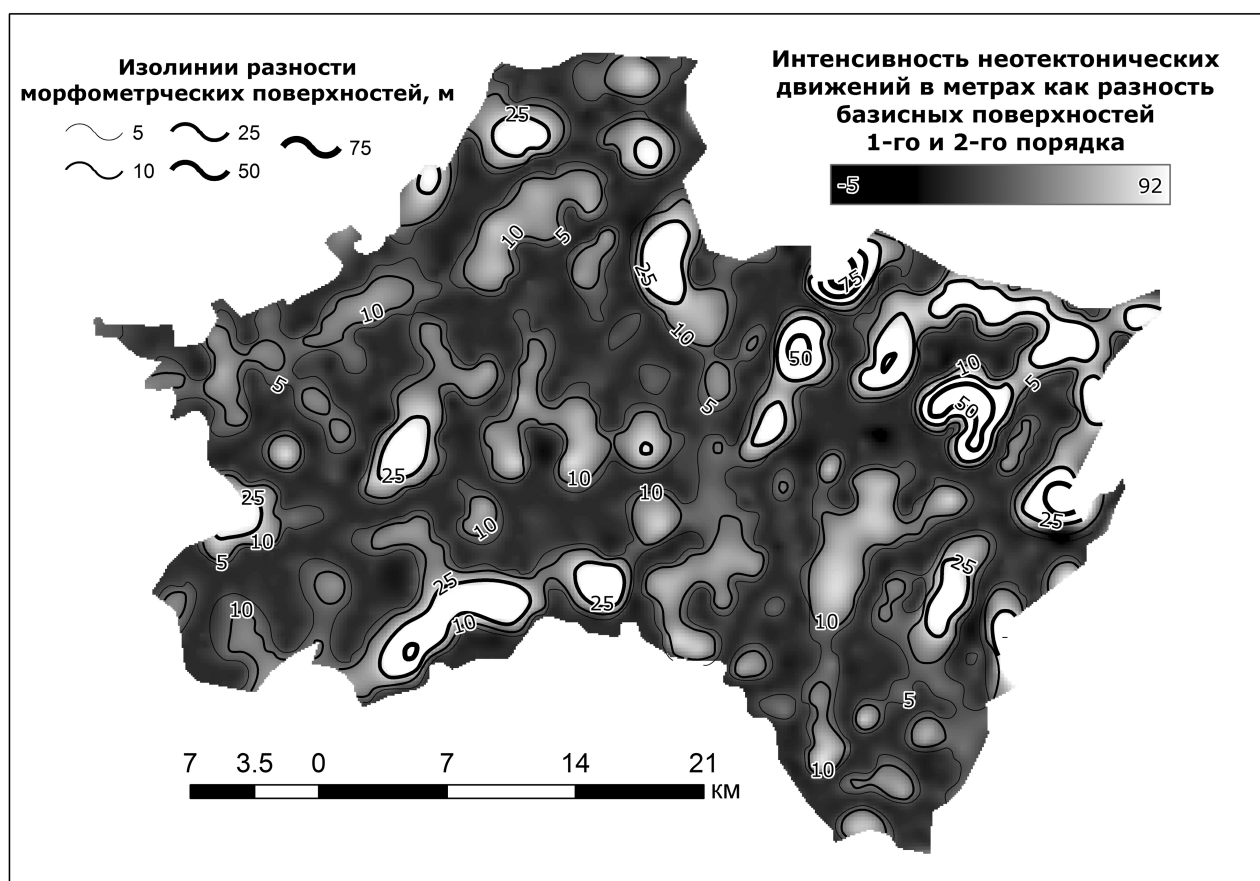


Рис. 4. Разность базисных поверхностей 1 и 2-го порядка.

Fig 4. The difference between the base-level surfaces of the 1st and 2nd orders.

тия, эрозия на начальном этапе развивается весьма стремительно (первые 15–20 лет). Затем при стабильном положении всех факторов, влияющих на рост оврагов, происходит плавное и медленное затухание эрозионного процесса. С другой стороны, в тех же источниках указываются многочисленные примеры отклонения в истории развития оврагов от традиционной стадийности [Dedkov, 1990; Butakov et al., 2000; Parkner et al., 2006]:

— анализ кривых скоростей линейного роста оврагов обнаруживает наличие периодичности (3–5 лет). Пульсационный характер роста оврагов обычно связывается с гидрометеорологическими условиями того или иного рода. Но, в целом, значения показателей связи между отдельными гидрометеорологическими и геоморфологическими факторами не очень высоки [Butakov et al., 2000];

— многие длительно существующие овраги зарастают, замедляют или прекращают свой рост, но возникают новые или развиваются боковые отвершки у старых форм [Dedkov, 1990]; противоэрозионные мероприятия далеко не всегда приводят к желаемому эффекту [Dedkov, 1990; Chalov, 1989]. Помимо многочисленных упоминаний этого факта в литературе,

его наглядный пример также приводится и в данной работе;

— современный этап эрозионной активности не является единственным и первым. В геологической истории территории Татарстана (и Русской равнины в целом) были периоды, когда линейная эрозия охватывала более значительные пространства. Доказательством этого являются древние балки, многие из которых заложились в виде оврагов или долин небольших речушек в начале позднего плейстоцена [Dedkov, 1990].

В работе [Dedkov, 1990] также указывается, что в большинстве районов РТ густота балок значительно превышает густоту оврагов. Это, по мнению авторов монографии, свидетельствует о том, что современная эрозия еще не достигла масштабов древней. Также авторы монографии отмечают, что, хотя первичные овраги преобладают над вторичными в два раза и более и современная эрозия в большинстве случаев осваивает новые участки, нет оснований говорить о явной независимости нынешней эрозии от древней. Положение не только вторичных, но и в значительной степени первичных оврагов предопределено реликтовыми формами (часть первичных оврагов закладывается по склонам балок).

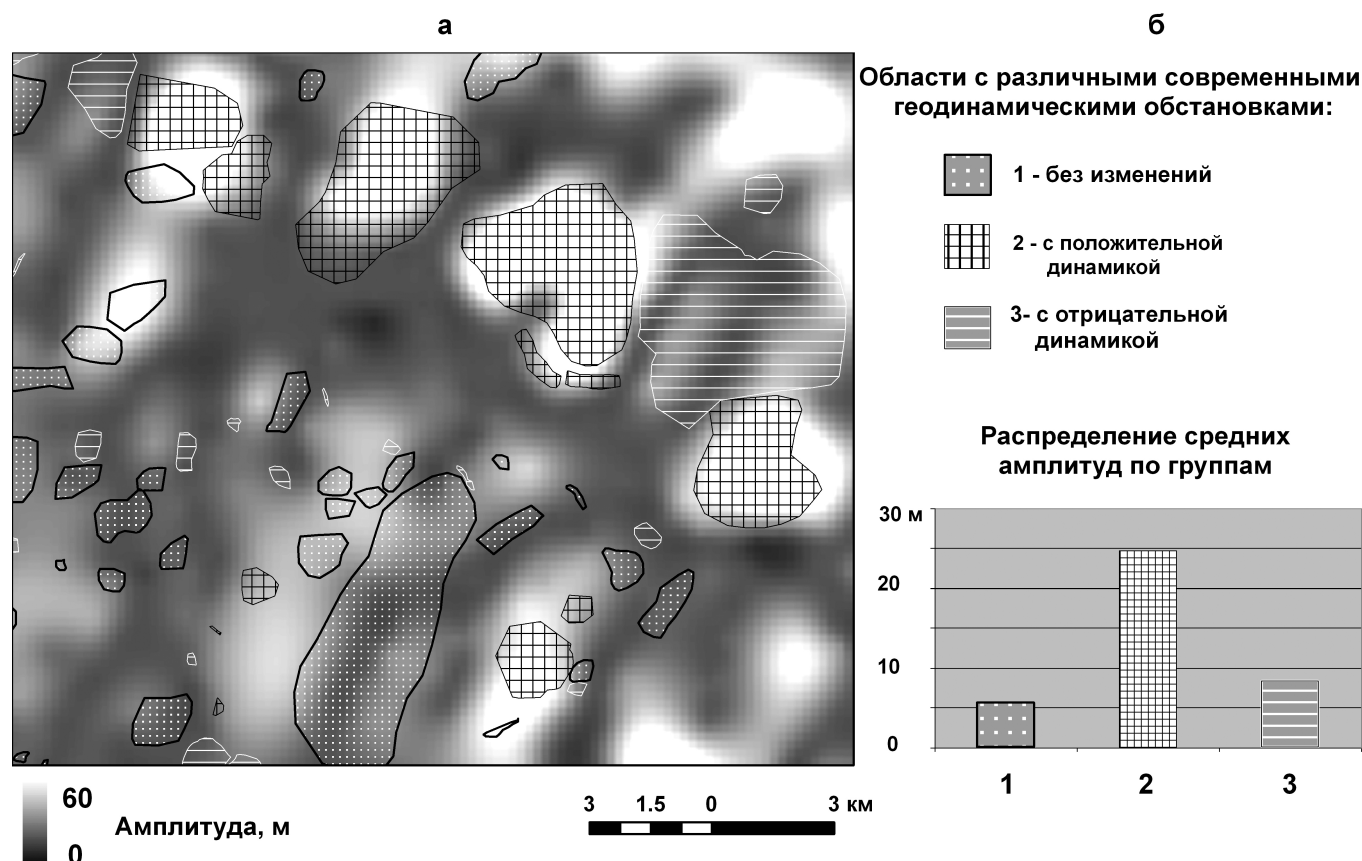


Рис. 5. Сопоставление проявлений современной геодинамики и признаков неотектонической активности в пределах территории исследования.

Fig. 5. Comparison between the recent geodynamics and the neotectonic activity indicators within the area under study.

Вышеперечисленные факты свидетельствуют о том, что жизненный цикл эрозионных сетей помимо «очевидных» факторов (объем водного стока, уклон, состав горных пород, залесенность, интенсивность и продолжительность снеготаяния, распашка земель и др.) контролируется более масштабными процессами, обуславливающими не только эти, но и все другие явления, формирующие лик Земли. К таким масштабным процессам, по мнению авторов, прежде всего, необходимо отнести тектонические события, периодические или событийные, которые в конечном итоге выражаются в вертикальных движениях блоков земной коры и отвечают за формирование высот, уклонов и форм склонов. В поисках причин активизации и затухания эрозионных процессов исследователи изучали зависимость параметров роста оврагов от метеорологических и других показателей. Но, как указывается в работе [Butakov et al., 2000], коэффициенты корреляции в большинстве случаев оказывались невысокими (<0.5), за исключением зависимостей показателей овражности от размываемости грунтов. Натурные наблюдения и результаты моделирования [Chalov, 1989] приводят геоморфологов к выводу, что на интенсивность роста и размеры оврага наибольшее влияние оказывают глу-

бина базиса эрозии и форма склона. По данным [Dedkov et al., 1997; Serebrennikova et al., 1999], положительные и отрицательные аномалии роста оврагов в целом хорошо увязываются с аномалиями стока взвешенных наносов на реках Восточно-Европейской платформы, хотя полного соответствия нет [Dedkov et al., 1997]. Но, при прочих равных условиях, скорости потока, изменение его транспортирующей способности также зависят от глубины базиса эрозии и формы склонов. При большой крутизне и большой глубине базиса эрозии верховья оврага могут настолько близко подходить к линии водораздела, что ширина зоны отсутствия эрозии становится исчезающе малой. Конечно, нельзя забывать о естественных колебаниях климата и общей увлажненности, которые, несомненно, вызывают изменения высоты глобального базиса эрозии. Но изменение формы склонов и относительных высот местных базисов эрозии может быть объяснено только с позиции неотектоники.

Соотношение проявлений современной геодинамики и неотектонических движений можно проанализировать, сравнивая результаты анализа развития эрозионных сетей (по данным ДЗ) с результатами морфометрического анализа. На рисунке 5, а, приводится

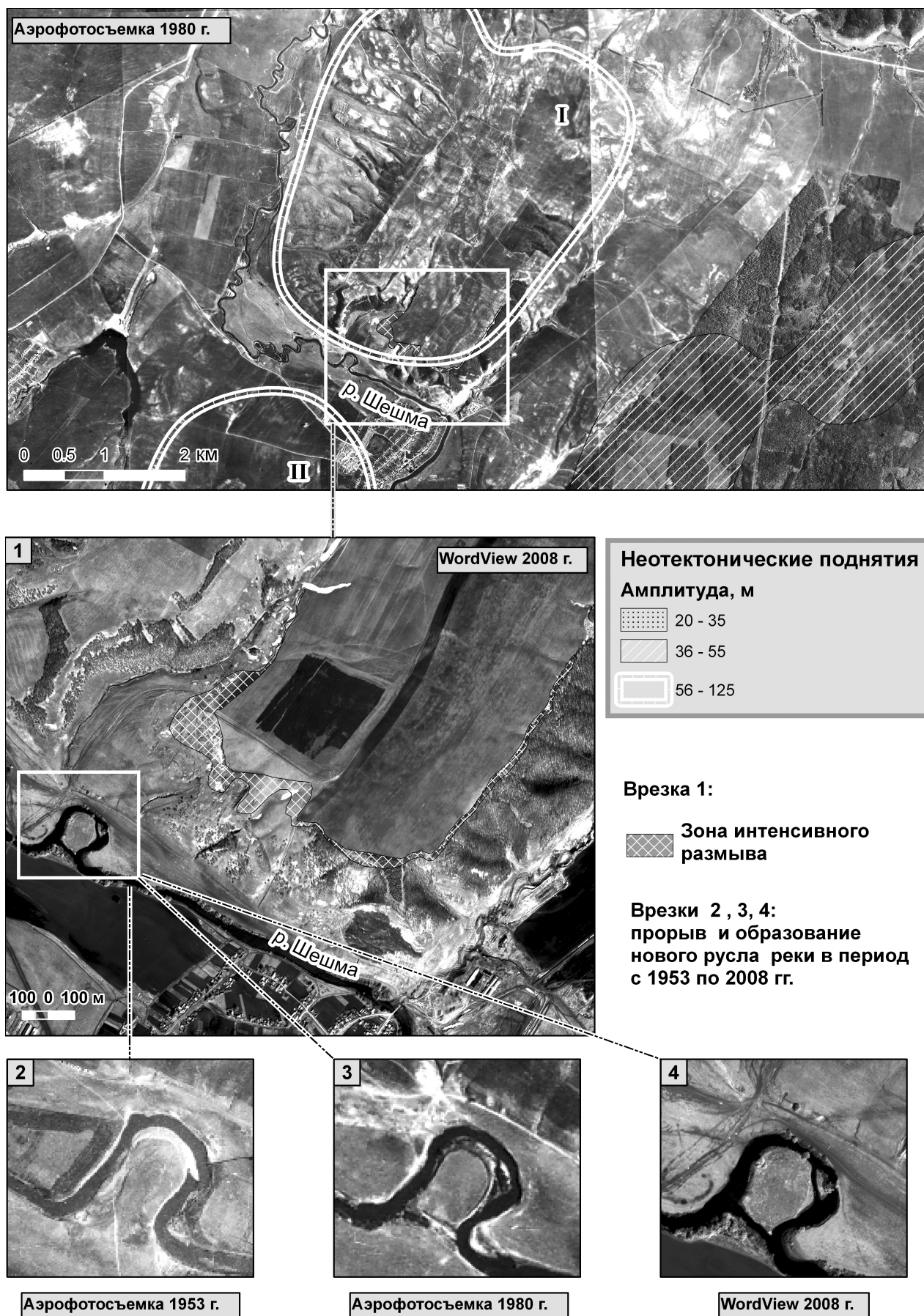


Рис. 6. Формирование элементов рельефа и ландшафта под действием неотектонических факторов.

Fig. 6. Formation of components of the relief and the landscape due to neotectonic factors.

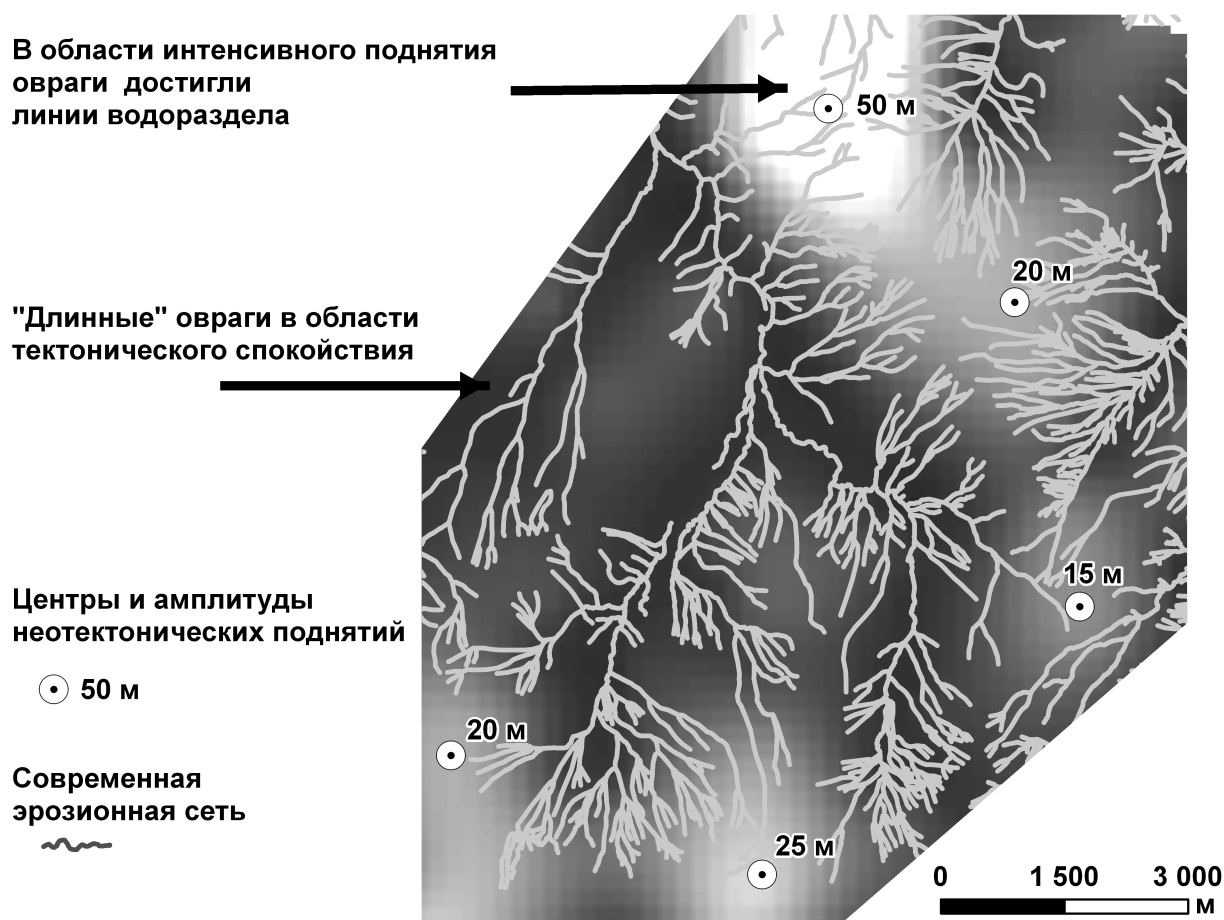


Рис. 7. Особенности развития эрозионных сетей вблизи и на некотором удалении от центров неотектонических поднятий.

Fig. 7. Specific features of development of erosion networks in the vicinity and at a distance from centres of neotectonic uplifts.

фрагмент карты неотектонической активности, созданной для территории Черемшанского района, а также распределение областей проявления современной геодинамической активности по амплитудам новейших вертикальных движений (рис. 5, б). Растровой подложкой рисунка является разность базисных поверхностей 1 и 2-го порядка (см. рис. 4). Как уже указывалось выше, этот вид морфометрической поверхности показывает направленность и интенсивность тектонических движений, произошедших за самые поздние этапы истории развития рельефа. Следовательно, эта поверхность является отражением современной геодинамической обстановки исследуемой территории. Так как поверхность была рассчитана на основе цифровой модели рельефа масштаба 1:200000, представленные на ней неотектонические формы являются региональными для наших более детальных исследований. Диаграмма (рис. 5, б) представляет средние значения амплитуд вертикальных движений в пределах каждого типа полигонов, представляющих области, в которых исследовались верховья оврагов. Очевидно, что существует прямая связь между проявлениями неотектонической активности и проявления-

ми современной геодинамики: области деградации или стабильного состояния эрозионной сети приурочены к областям неотектонического спокойствия, области с положительной динамикой расположены в непосредственной близости к средне- и высокоамплитудным неотектоническим поднятиям.

На рисунках 6 и 7 показаны еще несколько ярких примеров взаимосвязи проявлений современной геодинамики и неотектоники. На аэрофотоснимок 1980 г. наложены контуры высокоамплитудных неотектонических поднятий (см. рис. 6). На снимке видно, что поднятие I лишено лесной растительности и почти полностью изрыто эрозионными формами по типу бедленда. На врезке 1 наблюдаем процесс спрямления русла реки (врезки 2, 3, 4 рис. 6). На снимке (и на стереопаре) видно, что на этом участке оба берега Шешмы очень крутые.

На рисунке 7 показан фрагмент современной эрозионной сети, оцифрованной по данным ДЗ. Видно, что рисунок сети определяется не столько абсолютными отметками высот, сколько распределением центров неотектонических поднятий. Поднимающимся участкам соответствует большая густота эрозионной сети,

центробежный или радиальный план долинной сети, относительное уменьшение длины долин (короткие овраги). В пределах тектонических впадин нарастание порядков долин идет медленно, длина долин значительно увеличивается. Мы наблюдаем, как образуются «длинные» овраги: долины оврагов и балок тянутся через области неотектонического спокойствия к центрам неотектонических поднятий. Здесь мы наблюдаем классическое поведение эрозионных сетей, многократно описанное геоморфологами, изучающими неотектонические факторы формирования рельефа [Zayonts et al., 1967; Filatov, 1967; Lastochkin, 1971]. Геоморфологи, изучающие стадийность и экзогенные факторы развития эрозионных сетей, неотектонический фактор не рассматривают [Dedkov, 1990; Butakov et al., 2000; Chalov, 1989].

Таким образом, наши исследования подтверждают существование непосредственной связи между проявлениями современной геодинамики и неотектоническими движениями. Давно известно, что морфометрический анализ дает хорошую «отдачу» при использовании на платформах, где позволяет выявлять пологие погребенные поднятия, слабо отражающиеся в рельефе. Но сейчас нам стал более понятен геологический смысл разности базисных поверхностей низших порядков. Если наложить линии водотоков 1 и 2-го порядка (в нашем случае полученные в результате моделирования на основе ЦМР масштаба 1:200000) на аэрофотоснимки, то легко определить, что смоделированные водотоки 2-го порядка по форме и высотному положению соответствуют долинам современных оврагов и балок, а водотоки 1-го порядка – наиболее крупным отвершкам оврагов. Из этого следует, что возраст базисной поверхности 1-го порядка мы можем принять как $\sim 10^2$ лет, а возраст базисной поверхности 2-го порядка – как позднеплейстоценовый ($\sim 10^4$ лет). Следовательно, временной интервал, в течение которого образовалась базисная поверхность 2-го порядка, мы можем оценить как $\sim 10^4$ лет. Средняя и максимальная оценки амплитуд поднятий на разности базисных поверхностей 1 и 2-го порядка составляют ~ 10 и 100 м, соответственно. Из этого следует, что средние скорости современных движений оцениваются в ~ 1 мм/год, а максимальные – в 10 мм/год, что не противоречит инструментальным измерениям на платформах [Niconov, 2006; Trifonov, 1999].

Таким образом, разность базисных поверхностей низших порядков мы можем использовать в качестве достаточно надежного источника информации о современном геодинамическом состоянии исследуемых

территорий. Если использовать в качестве исходных данных топокарты или ЦМР более крупных масштабов, можно получать более детальные неотектонические схемы, с помощью которых мы можем локализовать зоны высокой геодинамической активности, выявить геологические (тектонические) предпосылки для возникновения опасных или негативных для развития ландшафтов явлений: от потери почв и сокращения площадей селхозугодий до возникновения природно-техногенных ЧП (аварии на трубопроводах, разрушение зданий, дорог, мостов, промышленных сооружений).

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Методические приемы, описанные выше, могут быть применены для любых участков платформенных областей с развитыми эрозионными сетями. Основным преимуществом данной методики является площадное представление результатов анализа. Было бы интересно получить подобные результаты и для других участков платформ. Большой объем накопленной информации позволил бы с большей уверенностью говорить о характере взаимосвязи между процессами современной геодинамики и неотектоники, которая, по мнению авторов, определенно существует.

8. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы глубоко признательны заведующему лабораторией тектонофизики им. М.В. Гзовского ИФЗ РАН Ю.Л. Ребецкому за внимание к данным результатам, первоначально представленным на одной из секций III Тектонофизической конференции в ИФЗ РАН «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле» (Москва, 8–12 октября 2012 г.), и предложение опубликовать их в журнале. Авторы благодарны рецензентам работы за проведенный анализ и ценные замечания, которые, несомненно, способствовали улучшению статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 г.», ГК № 14.A18.21.0610, № 14.A18.21.0687, и Министерства образования и науки РФ (проект № 02.G25.31.0029).

This work is supported by the German-Russian Interdisciplinary Science Center (G-RISC) funded by the German Federal Foreign Office via the German Academic Exchange Service (DAAD).

9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Butakov G.P., Zorina E.F., Nikolskaya I.I., Rysin I.I., Serebrennikova I.A., Yusupova V.V., 2000. Trends in development of gully erosion in European Russia. In: Erosion and channel processes. Moscow State University, Moscow, Issue 3, p. 52–62 (in Russian) [Бутаков Г.П., Зорина Е.Ф., Никольская И.И., Рысин И.И., Серебренникова И.А., Юсупова В.В.

- Тенденции развития овражной эрозии в Европейской России // Эрозионные и русловые процессы. М.: МГУ, 2000. Вып. 3. С. 52–62].
- Chalov R.S. (Ed.), 1989. Gully Erosion. Publishing House of Moscow State University, Moscow, 168 p. (in Russian) [Овражная эрозия / Под ред. Р.С. Чалова. М.: Изд-во МГУ, 1989. 168 с.].
- Chernova I.Yu., Nugmanov I.I., Dautov A.N., 2010a. Application of GIS analytic functions for improvement and development of the structural morphological methods of the neotectonics studies. *Geoinformatika* 4, 9–23.
- Chernova I.Yu., Nugmanov I.I., Dautov A.N., Krylov P.S., 2010b. Monitoring of relief-forming processes by photogrammetry and GIS. *Bulletin of the Samara Scientific Center RAS* 12 (33), 1 (4), 1170–1176 (in Russian) [Чернова И.Ю., Нугманов И.И., Даутов А.Н., Крылов П.С. Мониторинг рельефообразующих процессов с применением фотограмметрии и ГИС // Известия Самарского научного центра РАН. 2010. Т. 12 (33). № 1 (4). С. 1170–1176].
- Dedkov A.P. (Ed.), 1990. Gully Erosion in the Eastern Part of the Russian Plain. Publishing House of Kazan State University, Kazan, 141 p. (in Russian) [Овражная эрозия востока Русской равнины / Под ред. А.П. Дедкова. Казань: Изд-во Казанского университета, 1990. 141 с.].
- Dedkov A.P., Mozzherin V.I., Safina G.R., 1997. Modern variability of erosion of steppe and forest-steppe zones of the East European Plain. *Geomorphology* 2, 39–43 (in Russian) [Дедков А.П., Мозжерин В.И., Сафина Г.Р. Современная изменчивость эрозии в степной и лесостепной зонах Восточно-Европейской равнины // Геоморфология. 1997. № 2. С. 39–43].
- Filatov A.V., 2006. Detection of surface displacements in the zone of intensive oil production by radar interferometry methods. *Bulletin of the Yugra State University* 4, 103–109 (in Russian) [Филатов А.В. Обнаружение подвижек земной поверхности в зоне интенсивной нефтедобычи методами радарной интерферометрии // Вестник Югорского государственного университета. 2006. № 4. С. 103–109].
- Filatov V.F., 1967. Application of the morphometric method in the territory of the Vilyui syncline. In: Issues of Morphometry. Publishing House of Saratov University, Saratov, Issue 2, p. 261–272 (in Russian) [Филатов В.Ф. Применение морфометрического метода на территории Вилуйской синеклизы // Вопросы морфометрии. Саратов: Издательство Саратовского университета, 1967. Вып. 2. С. 261–272].
- Filosofov V.P., 1975. Fundamentals of the Morphometric Method of Tectonic Structures Prospecting. Publishing House of Saratov University, Saratov, 232 p. (in Russian) [Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов: Издательство Саратовского университета, 1975. 232 с.].
- Keay-Bright J., Boardma J., 2009. Evidence from field-based studies of rates of soil erosion on degraded land in the central Karoo, South Africa. *Geomorphology* 103 (3), 455–465. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.07.011>.
- Krasny L.I., Petrov O.V., Blyuman B.A., 2004. The Earth Planet. Encyclopedic Reference Book. Volume: Tectonics and Geodynamics. VSEGEI Publishing House, St. Petersburg, 652 p. (in Russian) [Красный Л.И., Петров О.В., Блюман Б.А. Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Тектоника и геодинамика». СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2004. 652 с.].
- Kuz'min Yu.O., 1999. Recent Geodynamics and Evaluation of Geodynamic Risk at Use of Subsoil Resources. Agentstvo Ekonomicheskikh Novostei, Moscow, 220 p. (in Russian) [Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании. М.: АЭН, 1999. 220 с.].
- Kuz'min Yu.O., Zhukov V.S., 2004. Recent Geodynamics and Variations of Physical Properties of Rocks. Publishing House of Moscow State Mining University, Moscow, 262 p. (in Russian) [Кузьмин Ю.О., Жуков В.С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. М.: Издательство Московского государственного горного университета, 2004. 262 с.].
- Lastochkin A.N., 1971. About neotectonic criteria of oil-and-gas-bearing capacities. *Bulletin of the All-Union Geographic Society* 3, 201–215 (in Russian) [Ласточкин А.Н. О неотектонических критериях нефтегазоносности. Известия Всесоюзного географического общества. 1971. № 3. С. 201–215].
- Nikonov A.A., 2006. The Recent Crustal Movements. KomKniga, Moscow, Edition 2, 181 p. (in Russian) [Никонов А.А. Современные движения земной коры. М.: КомКнига, 2006. Изд. 2-е. 181 с.].
- Parkner T., Page M.J., Marutani T., Trustrum N.A., 2006. Development and controlling factors of gullies and gully complexes, East Coast, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms* 32 (2), 187–199. <http://dx.doi.org/10.1002/esp.1321>.
- Petrov O.V., 2010. Geological Dictionary (in Three Volumes). Revised Edition 3. VSEGEI Publishing House, St. Petersburg, Vol. 1, 432 p. (in Russian) [Петров О.В. Геологический словарь. В трех томах. Издание третье, перераб. и доп. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2010. Т. 1. 432 с.].
- Serebrennikova I.A., Butakov G.P., Yusupova V.V., Denmukhametov R.R., Butakov V.G., Machina O.V., 1999. Velocities of planned displacements of river channels and ecological assessment of the territory of the southern Tatarstan. Publishing House of Bashkir State University, Ufa, 241 p. (in Russian) [Серебренникова И.А., Бутаков Г.П., Юсупова В.В., Денмухаметов Р.Р., Бутаков В.Г., Мачина О.В. Скорости плановых смещений русел рек и экологическая оценка территории юга Татарстана. Уфа: Издательство Башкирского государственного университета, 1999. 241 с.].
- Solutions. Monitoring. Emergencies. 2012. Available from: <http://www.geokosmos.ru/solutions/monitoring/adversity> (last accessed 18.09.2013).
- Tratsevskaya E.Yu., Abramovich O.K., 2008. The current dynamic state of the geological environment of the city of Gomel

and its impact on geotechnical conditions. *Litasfera* 29 (3), 110–117 (in Russian) [Трацевская Е.Ю., Абрамович О.К. Современное динамическое состояние геологической среды г. Гомеля и его влияние на инженерно-геологические условия // *Литасфера*. 2008. Т. 29. № 3. С.110–117].

Trifonov V.G., 1999. Neotectonics of Eurasia. Nauchny Mir, Moscow, 252 p. (in Russian) [Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 254 с.].

Zayonts V.N., Filatov V.F. Filosofov V.P. 1967. Experiences of prospecting for salt-dome structures by the morphometric method in the Vilyui and Caspian synclines and the Preduralsky marginal trough. In: Issues of Morphometry. Publishing House of Saratov University, Saratov, Issue 2, p. 279–286 (in Russian) [Зайонц В.Н., Филатов В.Ф., Философов В.П. Опыт поисков солянокупольных структур морфометрическим методом в Вилуйской, Прикаспийской синеклизах и в Предуральском краевом прогибе // Вопросы морфометрии. Саратов: Издательство Саратовского университета, 1967. Вып. 2. С. 279–286].



Нугманов Ильмир Искандарович, ассистент кафедры геофизики и геоинформационных технологий Казанский федеральный университет, Институт геологии и нефтегазовых технологий 420008, Казань, ул. Кремлевская, 18, Россия
Тел.: +7(919)6377201; ✉ e-mail: Ilmir.Nugmanov@kpfu.ru

Nugmanov, Ilmir I., Assistant of Department of Geophysics and Geoinformation Technology Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan Federal University 18 Kremlyovskaya street, Kazan 420008, Republic of Tatarstan, Russia
Tel.: +7(919)6377201; ✉ e-mail: Ilmir.Nugmanov@kpfu.ru



Нугманова Екатерина Владимировна, канд. геол.-мин. наук, старший преподаватель кафедры геофизики и геоинформационных технологий Казанский федеральный университет, Институт геологии и нефтегазовых технологий 420008, Казань, ул. Кремлевская, 18, Россия
Тел.: +7(987)4167397; e-mail: eronina_ev@mail.ru

Nugmanova, Ekaterina V., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Professor of Department of Geophysics and Geoinformation Technology Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan Federal University 18 Kremlyovskaya street, Kazan 420008, Republic of Tatarstan, Russia
Tel.: +7(987)4167397; e-mail: eronina_ev@mail.ru



Лунева Ольга Викторовна, инженер кафедры геофизики и геоинформационных технологий Казанский федеральный университет, Институт геологии и нефтегазовых технологий 420008, Казань, ул. Кремлевская, 18, Россия
Тел.: +7(919)6907096; e-mail: olunjova@yandex.ru

Luneva, Olga V., Engineer of Department of Geophysics and Geoinformation Technology Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan Federal University 18 Kremlyovskaya street, Kazan 420008, Republic of Tatarstan, Russia
Tel.: +7(919)6907096; e-mail: olunjova@yandex.ru



Чернова Инна Юрьевна, канд. геол.-мин. наук, доцент кафедры геофизики и геоинформационных технологий Казанский федеральный университет, Институт геологии и нефтегазовых технологий 420008, Казань, ул. Кремлевская, 18, Россия
Тел.: +7(987)2760805; e-mail: Inna.Chernova@kpfu.ru

Chernova, Inna Yu., Candidate of Geology and Mineralogy, Associated Professor of Department of Geophysics and Geoinformation Technology Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan Federal University 18 Kremlyovskaya street, Kazan 420008, Republic of Tatarstan, Russia
Tel.: +7(987)2760805; e-mail: Inna.Chernova@kpfu.ru



THE TECTONOPHYSICAL RESEARCHES OF THE SEMISAMSKAYA ANTICLINE (NORTH-WESTERN CAUCASUS FOLD AND THRUST BELT)

A. V. Marinin

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

Abstract: Structural paragenetic and cataclastic analysis methods were applied to study tectonic fracturing within one of the folds of the southern wing of the North-Western Caucasus fold-and-thrust belt. The object of the study was the Semisamskaya anticline (Fig. 1 and 2) comprising the Upper Cretaceous and Paleogenic layered terrigenous-carbonate sediments that contain various well-developed geological indicators of palaeostresses (Fig. 3, 5, 7, and 9).

In the folded structure under study, a paragenesis is revealed which is associated with the effect of sub-horizontal minimum compression (deviator extension) stresses of the north-western orientation (NW 320°) and traced by detached normal fault systems striking in the north-eastern direction (Fig. 6, 8, 10, 11, and 17). Upthrust-overthrust systems of the north-western strike (NW–SE), which are of importance for the whole folded structure of the North-Western Caucasus, are mainly manifested in the wings of the Semisamskaya anticline (Fig. 6, 12, and 13).

The overall field of stresses related to formation of the folded structure is significantly variable as evidenced by the pattern of local parameters of the paleostress field, which are calculated by the cataclastic analysis method (Figure 15, 16, and 17).

It is established that the geodynamic regime within the anticline is considerably variable by types (Fig. 18). Areas with horizontal extension in the axial part of the fold are replaced by areas of horizontal compression at its wings (Fig. 19).

Key words: paleostress, state of local stresses, tectonic regime, fold, anticline, tension gashes, normal fault, reverse fault, thrust fault, slickenside.

Recommended by Yu.L. Rebetsky

Citation: Marinin A.V. 2013. The tectonophysical researches of the Semisamskaya anticline (North-Western Caucasus fold and thrust belt). *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (4), 461–484. doi:10.5800/GT-2013-4-4-0113.

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СЕМИСАМСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)

А. В. Маринин

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

Аннотация: Исследование, направленное на изучение тектонической трещиноватости в пределах одной из складок южного крыла складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа, проведено с помощью структурно-парагенетического и катакlastического методов анализа. Объектом изучения являлась Семисамская антиклиналь (рис. 1 и 2), сложенная верхнемеловыми и палеогеновыми слоистыми терригенно-карбонатными отложениями, в которых широко развиты различные геологические индикаторы палеонапряжений (рис. 3, 5, 7, 9).

В пределах изученной складчатой структуры установлен парагенез, связанный с действием субгоризонтальных минимальных сжимающих (девиаторное растяжение) напряжений северо-западной (СЗ 320°) ориентировки и фиксируемый отрывно-сбросовыми системами северо-восточного простирания (рис. 6, 8, 10, 11, 17). Взбросо-надвиговые

системы северо-западного (СЗ-ЮВ) простираения, играющие заметную роль во всем складчатом сооружении Северо-Западного Кавказа, представлены в основном на крыльях Семисамской антиклинали (рис. 6, 12, 13).

Распределение рассчитанных с помощью метода катакластического анализа локальных характеристик поля палеонапряжений (локальные стресс-состояния) показывает существенные вариации единого поля напряжений, действующего при формировании складчатого сооружения (рис. 15–17).

В пределах антиклинальной складки установлена значительная вариация обстановок, обусловленных изменением пространственного положения главных осей напряжения (рис. 18). Области с горизонтальным растяжением в осевой части складки закономерно сменяются областями горизонтального сжатия на ее крыльях (рис. 19).

Ключевые слова: палеонапряжения, локальные стресс-состояния, тектонический режим, складка, антиклиналь, отрыв, сброс, взброс, надвиг, зеркало скольжения.

1. ВВЕДЕНИЕ

Изучение тектонической трещиноватости с использованием структурно-парагенетического метода [Rastsvetaev, 1987] на северо-западном окончании Большого Кавказа начато тектодинамической группой МГУ в 1995 г. Были проведены исследования на северо-западном погружении Новороссийского синклиория в районе городов Анапа и Новороссийск, а также вблизи Псебепской антиклинальной зоны около ст. Варениковской. Согласно результатам проведенных исследований, здесь выявлены структурные парагенезы, связанные с тремя основными субгоризонтальными направлениями действия максимальных сжимающих напряжений: северо-восточным, субмеридиональным и северо-западным [Rastsvetaev et al., 1999; Marinin, 2003; Marinin, Rastsvetaev, 2008]. Северо-восточное сжатие обуславливало развитие структурных парагенезов, формировавшихся в процессе складкообразования и согласующихся с простираем крупными складчатых структур Новороссийского синклиория (сжатие ортогонально ориентировано к этим структурам). По данным этих исследований, субмеридиональная ориентировка максимальных сжимающих напряжений в изученном районе проявлена очень слабо и имеет в основном региональное значение. Северо-западная (до ССЗ) ориентировка максимальных сжимающих напряжений в подавляющем числе случаев проявлена хронологически позднее, нежели северо-восточная, причем в миоценовых отложениях она зачастую единственно хорошо проявленная [Marinin, 2003; Marinin, Saintot, 2012]. Помимо подробных полевых исследований тектодинамической группы МГУ, в той или иной мере рассматриваемый район охватывают региональные работы Л.М. Расцветаева [Rastsvetaev, 1977], В.А. Вигинского [Viginsky, 1986], П.Н. Николаева [Nikolaev, 1992] и Ю.Г. Леонова с соавторами [Leonov et al., 2001]. Кроме того, несколько определений локальных стресс-состояний выполнены в рассматриваемом районе французскими исследователями [Saintot, Angelier, 2002].

Указанные выше исследования выявили основные черты тектодинамического строения района, но вместе

с тем остался не до конца выясненным характер распределения направлений главных напряжений, как в плане, так и по относительной хронологической последовательности. Особый интерес вызывает предполагаемая зависимость распределения локальных стресс-тензоров от их местоположения в пределах крупных складчатых и дизъюнктивных структур.

С целью определения характера распределения главных напряжений в пределах крупной складчатой структуры и выявления относительной хронологической последовательности действующих здесь стресс-режимов коллективом тектонофизического отряда ИФЗ РАН в 2011–2012 гг. проведены полевые работы на северо-западном окончании складчатой системы Большого Кавказа. Основными объектами исследований являлись структурные парагенезы тектонической трещиноватости и малых структурных форм на крыльях Семисамской антиклинали, расположенной на южном крыле Новороссийского синклиория и протягивающейся через весь полуостров Абрау в западно-северо-западном направлении. Ядерная часть этой складки сложена породами верхнего кампана – маастрихта, на крыльях обнажаются маастрихт-датские образования (рис. 1). Ширина складки 6–8 км (по подошве датских отложений), а протяженность более 30 км. Антиклиналь характеризуется в целом довольно спокойными относительно пологими залеганиями на крыльях от 15 до 25°. Лишь в приосевой ее части нами были встречены крутые или даже опрокинутые залегания (в юго-восточной части вблизи оз. Абрау). Формирование основных разрывно-складчатых структур Северо-Западного Кавказа оценивается различными авторами в достаточно широком возрастном диапазоне (поздний маастрихт – плиоцен). Согласно наиболее распространенному мнению [Shcheglov, Chekunov, 1991; Nesmeyanov, 1992; Afanasenkov et al., 2007], время формирования складчатой структуры Семисамской антиклинали и связанных с ней парагенезов можно отнести к позднему эоцену – олигоцену. На уже сформированной складчатой структуре антиклинали с резким угловым несогласием залегают отложения плиоцена.

В процессе полевых исследований нами собрана

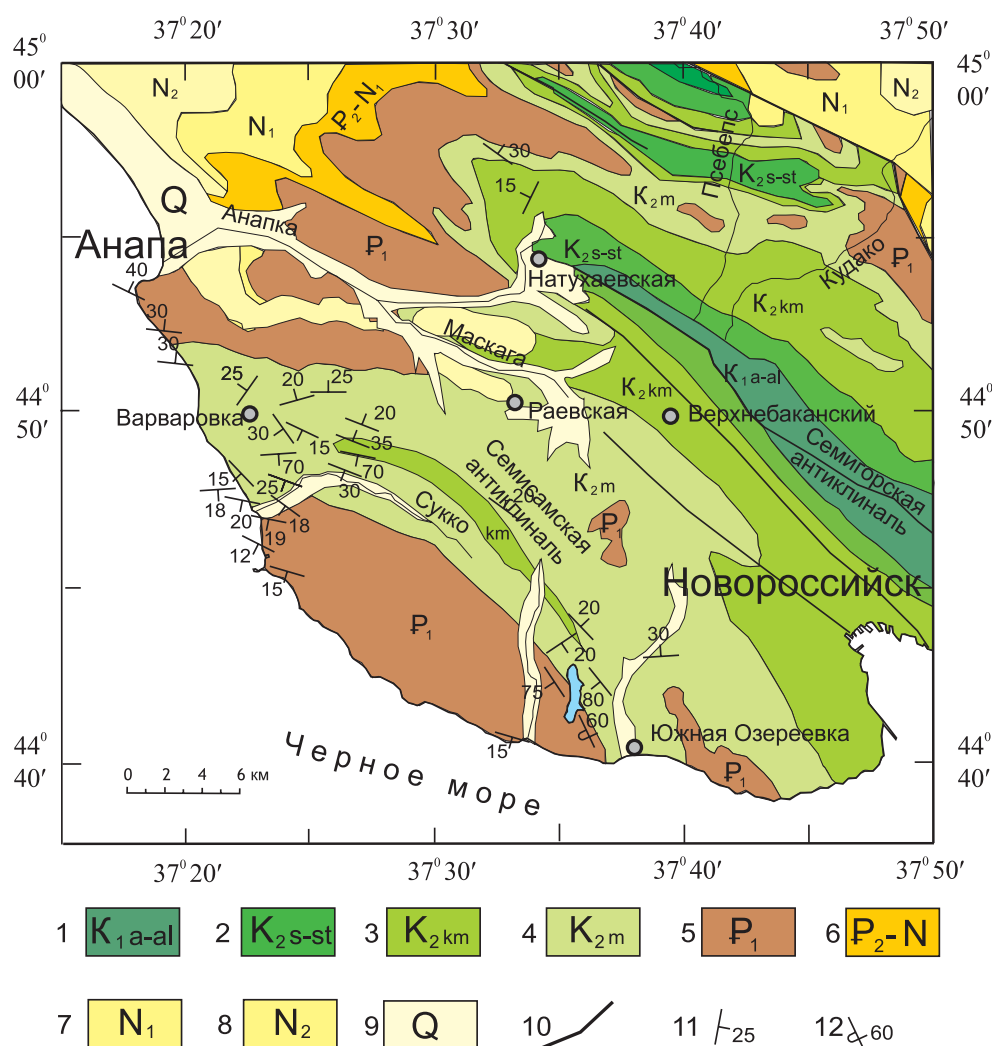


Рис. 1. Геологическая схема района Семисамской антиклинали (составлена по материалам В.А. Сереженко и В.И. Резникова).

1–9 – области распространения отложений: 1 – апта – альба, 2 – сеномана – сантона, 3 – кампана, 4 – маастрихта, 5 – палеоцена, 6 – эоцена – майкопа, 7 – миоцена, 8 – плиоцена, 9 – антропогена; 10 – разрывные нарушения; 11–12 – элементы залегания слоистости (по данным автора): 11 – нормальные, 12 – опрокинутые.

Fig. 1. The geological scheme of the Semisamskaya anticline area (based on data provided by V.A. Serezhenko and V.I. Reznikov).

1–9 – sedimentation areas: 1 – Aptian–Albian, 2 – Cenomanian–Santonian, 3 – Campanian, 4 – Maastrichtian, 5 – Paleocene, 6 – Eocene – Mai-kop, 7 – Miocene, 8 – Pliocene, 9 – Anthropogene; 10 – faults; 11–12 – elements of bedding stratification (according to the author's data): 11 – normal, 12 – overthrust.

информация по распределению тектонической трещиноватости и малым структурным формам в 52 точках наблюдения в разных частях складки (рис. 2). Наиболее подробно рассмотрено строение складки в прибрежной части, благодаря практически стопроцентной обнаженности отложений в береговом клифе.

2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для изучения особенностей распределения геологических индикаторов палеонапряжений разного типа и масштаба использовался метод структурно-пареге-

нетического анализа [Rastsvetaev, 1987]. В методе задействованы три группы геологических индикаторов: 1) дизъюнктивы раздвижения (трещины отрыва, раздвижки, жилы, дайки); 2) дизъюнктивы содвижения (плоскости расщепления и кливажа, стилолитовые швы); 3) дизъюнктивы сдвига в «механическом» смысле этого слова (трещины скола, сдвиги, сбросы, взбросы, надвиги, шарьяжи). Индикаторы первой группы позволяют довольно уверенно определять положение оси максимального девиаторного растяжения и менее уверенно – оси максимального сжатия. Дизъюнктивы второй группы, напротив, более точно указывают положение оси максимального сжатия. Суть

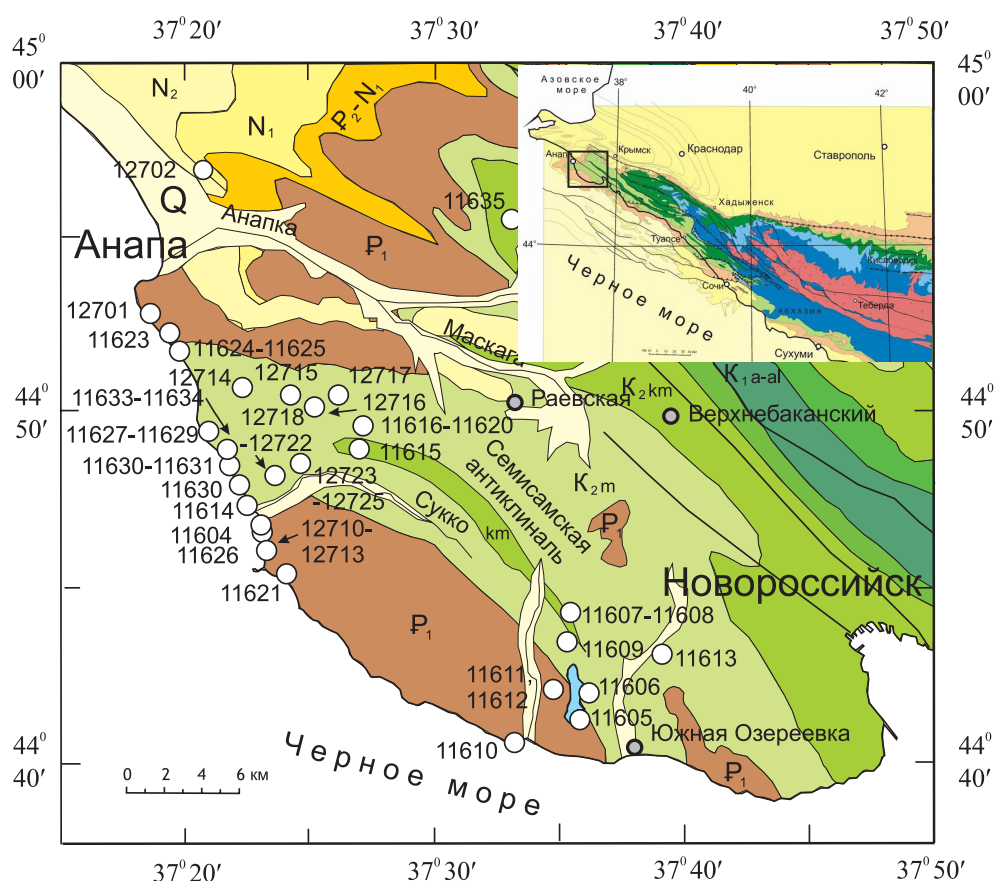


Рис. 2. Схема месторасположения точек наблюдения (на врезке показана обзорная геологическая карта складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа и положение на ней изученного района).

Fig. 2. The scheme showing locations of observation sites (the insert shows a general geological map of the folded structure of the North-Western Caucasus and the position of the area under study).

парагенетического метода заключается в выявлении характерных парагенезов разрывных структур, соответствующих определенному типу напряженно-деформированного состояния, при этом условием корректности получаемых результатов является геологическая одновозрастность задействованных индикаторов и их принадлежность к структурным ансамблям одного ранга.

Для обработки полученных замеров по трещинам с установленным характером смещений использовался метод катакlastического анализа [Rebetsky, 2007], с помощью которого возможно определить количественные характеристики локальных стресс-состояний: положение осей главных напряжений и коэффициент Лоде-Надаи. В зависимости от близости положения осей главных напряжений к оси на зенит (то есть от их пространственной ориентировки) определяются обстановки горизонтального растяжения, горизонтального сдвига и горизонтального сжатия, а также их различные сочетания. В применении к реконструкции тектонических напряжений для участков земной коры по сейсмологическим данным эти обстановки характеризуют геодинамический тип напряженного состояния.

Зарубежные исследователи [Chang et al., 2003; Saintot, Angelier, 2002] для обозначения полученных с помощью полевых измерений основных типов пространственной ориентации главных осей напряжения используют в своих публикациях термины «тектонический режим» или «стресс-режим» (tectonic regime, stress regime). Реконструкция по геологическим данным базируется на тех же теоретических положениях метода катакlastического анализа, что и алгоритм реконструкции современных напряжений по сейсмологическим данным о механизмах очагов землетрясений. Однако имеется ряд различий, обусловленных характером исходных данных. Во-первых, геологические данные позволяют определить пространственную ориентацию плоскости трещины и направление относительного перемещения ее бортов. Другое отличие состоит в отсутствии у геологических индикаторов точной привязки по времени для каждого события. Не всегда удастся установить и относительную хронологическую последовательность или приуроченность к определенным структурным парагенезам. Довольно часты случаи, когда на одной площадке сбора данных (в одном обнажении) встречаются плоскости зеркал скольжения



Рис. 3. Примеры зеркал скольжения, наблюдаемых в пределах Семисамской антиклинали в верхнемеловых (маастрихтских) и палеогеновых (датских) отложениях (точки наблюдения 11621, 11604, 11624, 11626 и 11625).

Fig. 3. Examples of slickensides observed within the limits of the Semisamskaya anticline in the Upper Cretaceous (Maastrichtian) and Paleocene (Danish) sediments (observation sites 11621, 11604, 11624, 11626, and 11625).

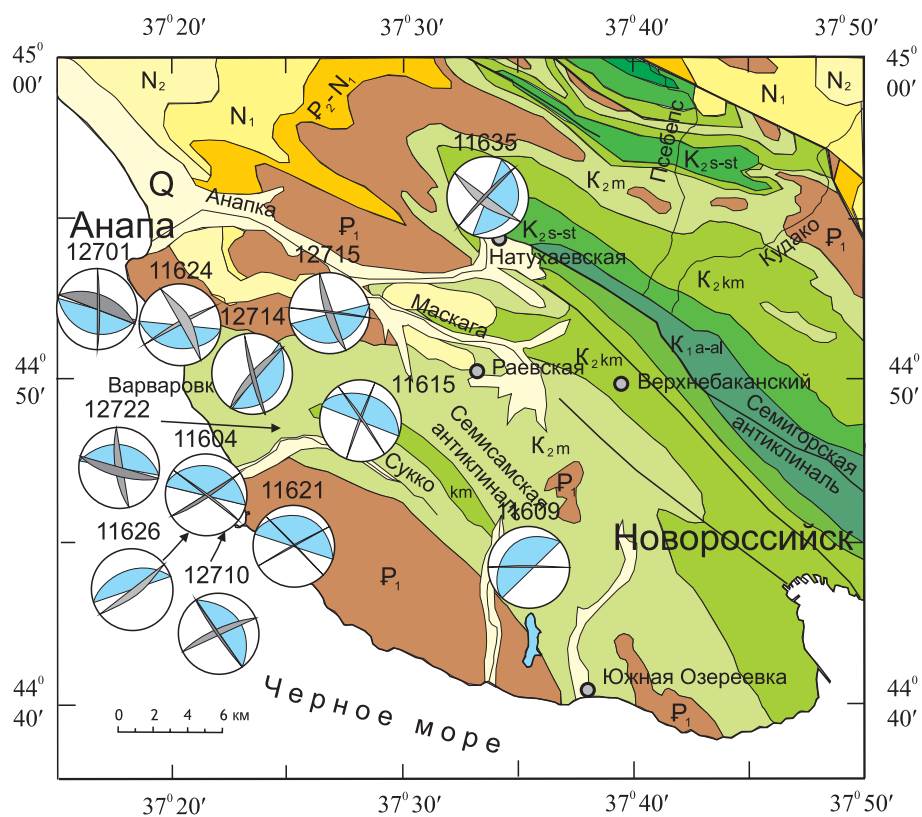


Рис. 4. Системы «первичной» трещиноватости Семисамской антиклинали и элементы залегания слоистости на круговых диаграммах (стереографическая проекция на верхнюю полусферу).

Проекции плоскостей систем трещиноватости показаны серым, а проекции элементов залегания слоистости голубым цветом.

Fig. 4. 'Primary' fracturing systems in the Semisamskaya anticline, and bedding elements in circle diagrams (stereographic projections to the upper hemisphere).

Projections of planes of the fracturing systems are shown in grey, and projections of bedding dip are shown in blue.



Рис. 5. «Молодые» отрывы северо-западного простирания в породах датского яруса на юго-западном крыле Семисамской антиклинали, т.н. 11621.

Fig. 5. 'Young' joints of the north-western strike in the Danish rocks in the south-western wing of the Semisamskaya anticline, observation site 11621.

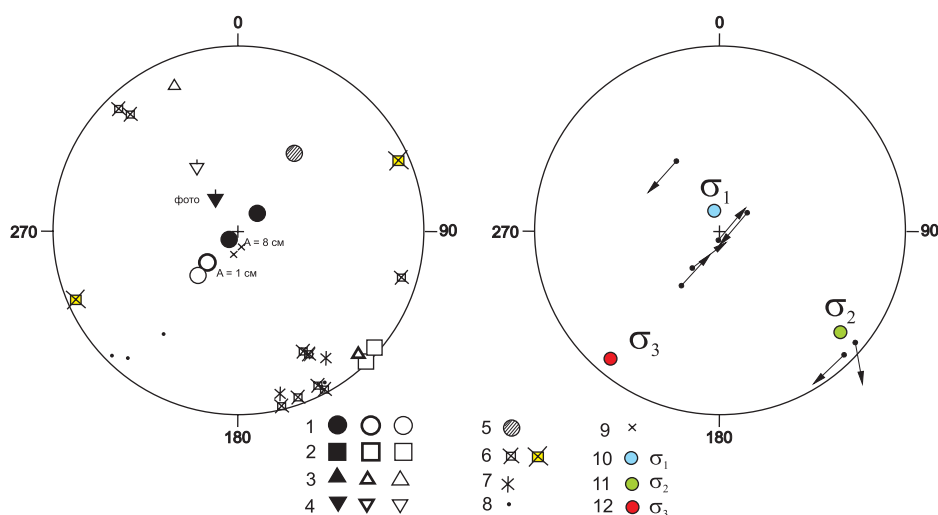


Рис. 6. Круговые диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу), показывающие полюсы плоскостей тектонических трещин разного типа (слева) и положение осей главных напряжений, определенных методом катакластического анализа (справа) в т.н. 11621 (юго-западное крыло Семисамской антиклинали, к востоку от пос. Большой Утриш).

1–8 – полюсы тектонических трещин с преимущественным типом перемещений: 1 – взбросы, 2 – сбросы, 3 – правые сдвиги, 4 – левые сдвиги, 5 – разрывы взбросового типа, 6 – отрывы (с желтой заливкой более поздние), 7 – жилы, 8 – трещины (сколового типа); 9 – элементы залегания слоистости (нормальное); 10–12 – ориентировка осей главных нормальных напряжений: 10 – минимальных (растяжение), 11 – промежуточных, 12 – максимальных (сжатие). Заливка значков (1–4) указывает на степень достоверности определения кинематики смещения: сплошная заливка – отличная (с амплитудой), заливка по краям – хорошая, без заливки – предполагаемая. Стрелками на правой диаграмме показано направление перемещения висячего блока в полюсах трещин, которые были использованы при реконструкции палеонапряжений по методу катакластического анализа.

Fig. 6. Circle diagrams (stereographic projections to the upper hemisphere) showing poles of planes of different tectonic fractures (left) and positions of principal stress axes determined by cataclastic analysis (right) on observation site 11621 (the south-western wing of the Semisamskaya anticline which is located east of Bolshoi Utrish settlement).

1–8 – poles of tectonic fractures and dominant displacement types: 1 – reverse faults, 2 – normal faults, 3 – right-sided strike-slip faults, 4 – left-sided strike-slip faults, 5 – fractures of reverse type, 6 – detachments (older ones are coloured in yellow), 7 – veins, 8 – shears; 9 – (normal) bedding elements; 10–12 – orientations of principal normal stress axes: 10 – minimal (extension), 11 – intermediate, 12 – maximal (compression). Coloured labels (1–4) indicate degrees of reliability of displacement kinematics determinations: solid colour – perfect (including amplitudes), coloured margins – good, no colour – assumed. Arrows in the right diagram show displacement directions of hanging walls at fracture poles which are referred to in paleostress reconstructions by cataclastic analysis.

с несколькими направлениями штриховок (борозд скольжения), характеризующими в разных случаях либо близкие по времени события, укладываемые в единый этап деформирования, либо хронологически разные фазы эволюции напряженного состояния. В используемой нами для расчетов компьютерной программе *STRESSgeol* принцип разделения сколов на однородные выборки, определяющие временные фазы квазиоднородного деформирования макрообъема, подчинен достижению максимальности суммарной энергии диссипации при минимальном количестве выделяемых фаз.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Полученные в процессе полевых исследований данные по трещинам с установленным типом смещений (прежде всего это зеркала скольжения) характеризовались достаточно четким определением кинематики.

Общее количество собранных замеров тектонической трещиноватости – более 550, из них структурно-кинематической информацией (с определением направления перемещения на поверхности трещины) – 190 замеров, а по отрывным структурам собрано более 130 замеров. Существенная часть собранных замеров охарактеризована измеренной реальной амплитудой и направлением смещения, что возможно благодаря ритмичному чередованию слоев разной мощности и литологии, которые четко идентифицируются на разных крыльях дизъюнктивного нарушения. Большая часть замеров проведена по зеркалам скольжения, выполненным минеральным заполнителем (в основном кальцитом) с образованием четких ступеней (рис. 3). Все полученные замеры охарактеризованы отчетливыми бороздами скольжения, определяющими направление относительного перемещения крыльев тектонических трещин и малых разрывных нарушений, что повышает ценность полученных полевых тектонофизических данных для изучения природ-



Рис. 7. Система отрывов северо-восточного простирания в породах маастрихтского яруса на юго-западном крыле Семисамской антиклинали, т.н. 11604.

Fig. 7. The system of joints of the north-eastern strike in the Maastrichtian rocks in the south-western wing of the Semisamskaya anticline, observation site 11604.

ных палеонапряжений в молодых складчатых системах.

С помощью структурно-парагенетического метода [Rastsvetaev, 1987] проведен анализ кинематических типов геологических стресс-индикаторов палеонапряжений в пределах Семисамской антиклинали. Сложенная преимущественно карбонатно-терригенными породами Семисамская антиклиналь характеризуется широким развитием «первичной» или основной (master-crack) тектонической трещиноватости (так называемой тектонической «делимости»). В большинстве случаев помимо трещиноватости, субпараллельной поверхностям напластования (слоистости), хорошо проявлены еще 1–2 системы трещиноватости. Обращает на себя внимание преимущественно субвертикальное положение систем «основной» трещиноватости с углами падения от 75 до 90° (рис. 4). Простирание систем трещиноватости плавно изменяется при переходе с одной части антиклинали на другую. На южном крыле Семисамской антиклинали системы имеют северо-западное и северо-восточное, а в приосевой части – северо-северо-западное и северо-северо-восточное простирание. На северном крыле сконцентрированы системы с субмеридиональным и восточно-северо-восточным простиранием. Углы между системами в большинстве случаев составляют от 75–90° на крыльях складки до 55–65° в приосевой ее части. Плотность систем варьируется в широких пределах – от 1–2 до 60–70 трещин на погонный метр (обычно 3–6 трещин на погонный метр).

Наиболее закономерным распределением отличаются отрывные и сбросовые разрывные системы. На обоих крыльях Семисамской антиклинали и в ее приосевой части зафиксированы крупные максимумы сбросов – $320 \angle 70-80^\circ$ и отрывов – $320 \angle 80^\circ$. На юго-западном крыле антиклинали в районе пос. Большой Утриш проявлены отрывные и сбросовые структуры северо-восточного простирания (рис. 6). Кроме того, здесь проявлено более «молодое» северо-восточное (СВ 70° – ЮЗ 250°) девиаторное растяжение. Отрывы, связанные с этим растяжением, нарушают все другие сколовые и отрывные структуры (рис. 5 и 6).

Северо-западнее в т.н. 11604 вблизи долины р. Сукко система отрывов и сбросов северо-восточного (до ВСВ) простирания проявлена особенно четко (рис. 7). Значительно слабее проявлены системы отрывов северо-северо-восточного и западно-северо-западного простирания (рис. 8). Во всех наблюдаемых системах помимо кальцитовых минерализаций отмечается интенсивное ожелезнение. По результатам расчета методом катакластического анализа установлены следующие ориентировки осей главных напряжений: $\sigma_1 - 138 \angle 6^\circ$, $\sigma_2 - 231 \angle 30^\circ$, $\sigma_3 - 39 \angle 60^\circ$. Здесь определяются условия горизонтального растяжения с субвертикальным положением оси σ_3 , а также горизонтальным положением осей σ_1 и σ_2 при коэффициенте Лоде-Надаи $\mu_\sigma = -0.28$.

К северо-западу от устья р. Сукко (ближе к осевой части Семисамской антиклинали) в т.н. 11614 и в т.н. 11633 зафиксированы системы сбросов и взрез

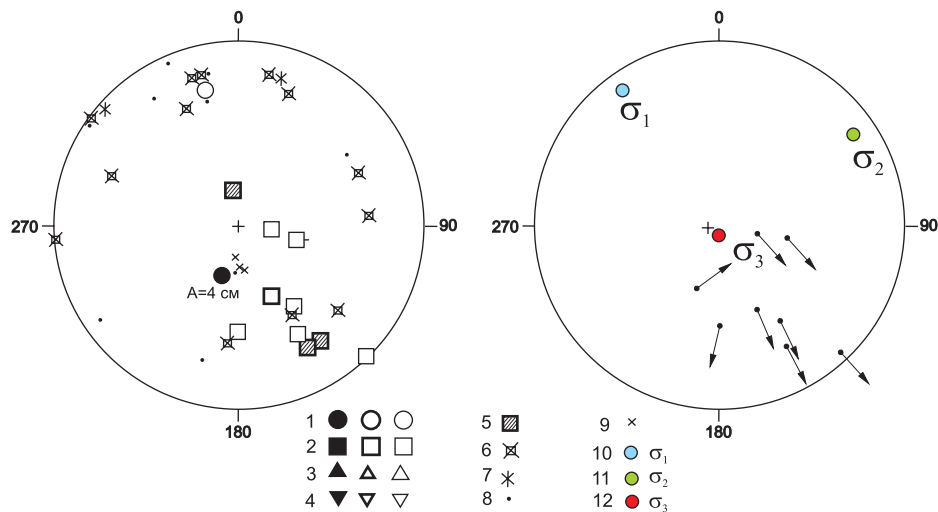


Рис. 8. Круговые диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу), показывающие полюсы плоскостей тектонических трещин разного типа (слева) и положение осей главных напряжений, определенных методом катакlastического анализа (справа) в т.н. 11604 (юго-западное крыло Семисамской антиклинали).

1–8 – полюсы тектонических трещин с преимущественным типом перемещений: 1 – взбросы, 2 – сбросы, 3 – правые сдвиги, 4 – левые сдвиги, 5 – разрывы сбросового типа, 6 – отрывы, 7 – жилы, 8 – трещины (сколового типа); 9 – элементы залегания слоистости (нормальное); 10–12 – ориентировка осей главных нормальных напряжений: 10 – минимальных (растяжение), 11 – промежуточных, 12 – максимальных (сжатие). Заливка значков (1–4) указывает на степень достоверности определения кинематики смещения: сплошная заливка – отличная (с амплитудой), заливка по краям – хорошая, без заливки – предполагаемая. Стрелками на правой диаграмме показано направление перемещения висячего блока в полюсах трещин, которые были использованы при реконструкции палеонапряжений по методу катакlastического анализа.

Fig. 8. Circle diagrams (stereographic projections to the upper hemisphere) showing poles of planes of different tectonic fractures (left) and positions of principal stress axes determined by cataclastic analysis (right) on observation site 11604 (the south-western wing of the Semisamskaya anticline).

1–8 – poles of tectonic fractures and dominant displacement types: 1 – reverse faults, 2 – normal faults, 3 – right-sided strike-slip faults, 4 – left-sided strike-slip faults, 5 – fractures of normal-fault type, 6 – detachments, 7 – veins, 8 – shears; 9 – (normal) bedding elements; 10–12 – orientations of principal normal stress axes: 10 – minimal (extension), 11 – intermediate, 12 – maximal (compression). Coloured labels (1–4) indicate degrees of reliability of displacement kinematics determinations: solid colour – perfect (including amplitudes), coloured margins – good, no colour – assumed. Arrows in the right diagram show displacement directions of hanging walls at fracture poles which are referred to in paleostress reconstructions by cataclastic analysis.



Рис. 9. Сбросово-отрывный парагенез в маастрихтских отложениях на юго-западном крыле Семисамской антиклинали (т.н. 11633).

В верхней части фотографии зеркало скольжения (Аз. пад. $180\angle 35^\circ$) со сбросовой штриховкой и видимой амплитудой смещения 20 см (по сместителю), в центральной – отрыв (Аз. пад. $150\angle 80^\circ$) с кальцитовыми «щётками» по 2 см и зиянием 2 см, в нижней части – зеркало скольжения (Аз. пад. $145\angle 30^\circ$) со сбросовой штриховкой и амплитудой смещения 3 см.

Fig. 9. Normal faulting-jointing paragenesis in the Maastrichtian sediments in the south-western wing of the Semisamskaya anticline (observation site 11633).

At the top of the photo – a slickenside (dip azimuth $180\angle 35^\circ$) with normal faulting striations and a visible displacement amplitude of 20 cm (along-side); in the centre – a joint (dip azimuth $150\angle 80^\circ$) with 2 cm calcite 'brushes' with 2 cm gaps; at the bottom – a slickenside (dip azimuth $145\angle 30^\circ$) with normal faulting striations and a displacement amplitude of 3 cm.

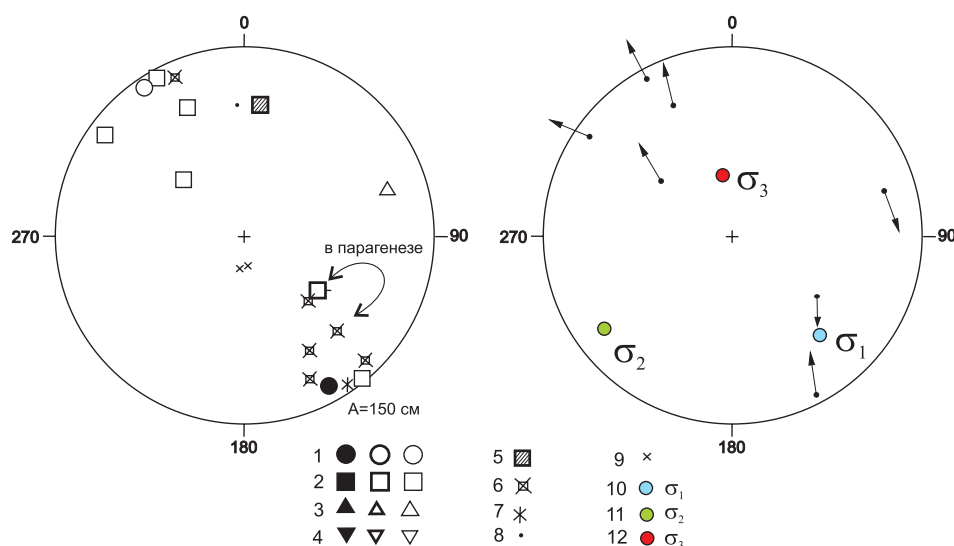


Рис. 10. Круговые диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу), показывающие полюсы плоскостей тектонических трещин разного типа (слева) и положение осей главных напряжений, определенных методом катакlastического анализа (справа) в т.н. 11614 (юго-западное крыло Семисамской антиклинали).

1–8 – полюсы тектонических трещин с преимущественным типом перемещений: 1 – взбросы, 2 – сбросы, 3 – правые сдвиги, 4 – левые сдвиги, 5 – разрывы сбросового типа, 6 – отрывы, 7 – жилы, 8 – трещины (сколового типа); 9 – элементы залегания слоистости (нормальное); 10–12 – ориентировка осей главных нормальных напряжений: 10 – минимальных (растяжение), 11 – промежуточных, 12 – максимальных (сжатие). Заливка значков (1–4) указывает на степень достоверности определения кинематики смещения: сплошная заливка – отличная (с амплитудой), заливка по краям – хорошая, без заливки – предполагаемая. Стрелками на правой диаграмме показано направление перемещения висящего блока в полюсах трещин, которые были использованы при реконструкции палеонапряжений по методу катакlastического анализа.

Fig. 10. Circle diagrams (stereographic projections to the upper hemisphere) showing poles of planes of different tectonic fractures (left) and positions of principal stress axes determined by cataclastic analysis (right) on observation site 11614 (the south-western wing of the Semisamskaya anticline).

1–8 – poles of tectonic fractures and dominant displacement types: 1 – reverse faults, 2 – normal faults, 3 – right-sided strike-slip faults, 4 – left-sided strike-slip faults, 5 – fractures of normal-fault type, 6 – detachments, 7 – veins, 8 – shears; 9 – (normal) bedding elements; 10–12 – orientations of principal normal stress axes: 10 – minimal (extension), 11 – intermediate, 12 – maximal (compression). Coloured labels (1–4) indicate degrees of reliability of displacement kinematics determinations: solid colour – perfect (including amplitudes), coloured margins – good, no colour – assumed. Arrows in the right diagram show displacement directions of hanging walls at fracture poles which are referred to in paleostress reconstructions by cataclastic analysis.

(взбросов) восточно-северо-восточного простирания и парагенетически связанных с ними отрывов, что устанавливается непосредственными полевыми наблюдениями и общим минеральным выполнением (рис. 9). При помощи метода катакlastического анализа по структурно-кинематическим данным о трещинах рассчитаны следующие ориентировки осей главных напряжений: $\sigma_1 - 318 \angle 6^\circ$, $\sigma_2 - 51 \angle 25^\circ$, $\sigma_3 - 217 \angle 64^\circ$. При этом область выходов максимума полюсов отрывов четко совпадает с положением реконструированной нами оси растяжения (σ_1). В точке устанавливается единый этап деформирования, при котором все измеренные индикаторы палеонапряжений укладываются в единственное решение по методу катакlastического анализа и образуют единый структурный парагенез (рис. 10).

В районе пансионата Шингари (т.н. 11627–11629) в береговом клифе хорошо видно строение приосевой части Семисамской антиклинали (рис. 11). Здесь также

проявлен структурный парагенез сбросов восточно-северо-восточного простирания и отрывов северо-восточного простирания. Рассчитаны следующие ориентировки осей главных напряжений: $\sigma_1 - 348 \angle 0^\circ$, $\sigma_2 - 78 \angle 0^\circ$, $\sigma_3 - 270 \angle 89^\circ$. Положение осей определяет условия горизонтального растяжения (субвертикальное положение оси σ_3 , горизонтальное положение осей σ_1 и σ_2) при коэффициенте Лоде-Надаи $\mu_\sigma = 0.15$.

На северо-восточном крыле Семисамской антиклинали в двух близко расположенных точках наблюдения 11624 и 11625 зафиксирован сколовый парагенез субгоризонтальных правых взбросо-сдвигов и левых сдвиго-взбросов, причем если правые взбросо-сдвиги тяготеют к т.н. 11624, то большинство левых сдвиго-взбросов сосредоточено в т.н. 11625. С зеркалами скольжения неразрывно связаны отрывы восточно-северо-восточного простирания (рис. 12). Севернее в т.н. 11623 проявлены сбросо-отрывные системы северо-северо-восточного простирания, что связано,

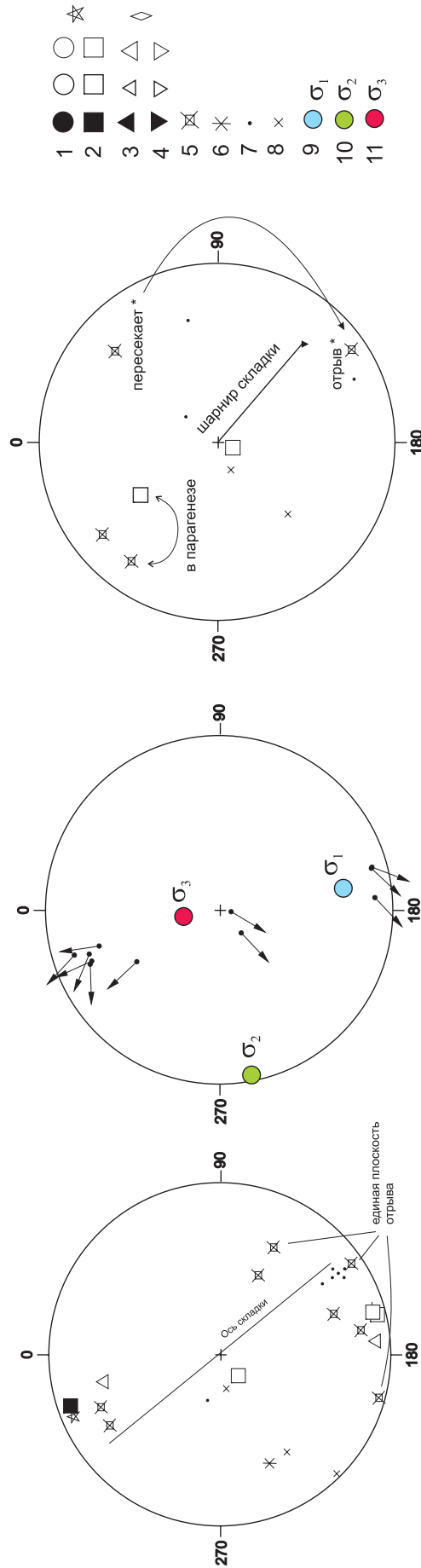


Рис. 11. Фотопанорама приосевой части Семисамской антиклинали (т.н. 11627–11629, вблизи пансионата «Шингари»).

Ниже на круговых диаграммах (стереографическая проекция на верхнюю полусферу) показаны полюсы плоскостей тектонических трещин разного типа (слева в северо-западной части т.н. 11628 и справа в юго-восточной части т.н. 11629) и положение осей главных напряжений, определенных методом катакlastического анализа (в центре т.н. 11627–11629). 1–7 – полюсы тектонических трещин с преимущественным типом перемещений: 1 – взбросы, 2 – сбросы, 3 – правые сдвиги, 4 – левые сдвиги, 5 – отрывы, 6 – жилы, 7 – трещины (сколового типа); 8 – элементы залегания слоистости (нормальные); 9–11 – ориентировка осей главных нормальных напряжений: 9 – минимальных (растяжение), 10 – промежуточных, 11 – максимальных (сжатие). Заливка значков (1–4) указывает на степень достоверности определения кинематики смещения: сплошная заливка – отличная (с амплитудой), заливка по краям – хорошая, без заливки – предпологаемая. Стрелками на центральной диаграмме показано направление перемещения висячего блока в полюсах трещин, которые были использованы при реконструкции палеонапряжений по методу катакlastического анализа.

Fig. 11. A photo panorama of the near-axial part of the Semisamskaya anticline (observation sites 11627–11629, near the Shingari Camp).

Circle diagrams (stereographic projections to the upper hemisphere) show poles of planes of different tectonic fractures (left – in the north-western part, observation site 11628; right – in the south-eastern part, observation site 11629) and positions of principal stress axes determined by cataclastic analysis (in the centre – observation sites 11627–11629). 1–7 – poles of tectonic fractures and dominant displacement types: 1 – reverse faults, 2 – normal faults, 3 – right-sided strike-slip faults, 4 – left-sided strike-slip faults, 5 – joints, 6 – veins, 7 – fractures, 8 – (normal) bedding elements; 9–11 – orientations of principal normal stress axes: 9 – minimal (extension), 10 – intermediate, 11 – maximal (compression). Coloured labels (1–4) indicate degrees of reliability of displacement kinematics determinations: solid colour – perfect (including amplitudes), coloured margins – good, no colour – assumed, stars and rhombuses – undetermined. Arrows in the central diagram show displacement directions of hanging walls at fracture poles which are referred to in paleostress reconstructions by cataclastic analysis.

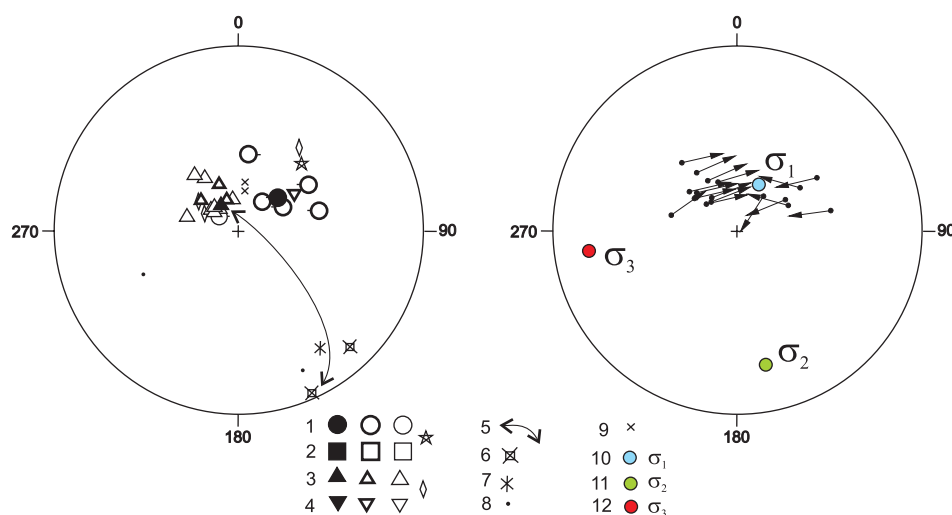


Рис. 12. Круговые диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу), показывающие полюсы плоскостей тектонических трещин разного типа (слева) и положение осей главных напряжений, определенных методом катакластического анализа (справа) в т.н. 11624 и 11625 (северо-восточное крыло Семисамской антиклинали).

1–8 – полюсы тектонических трещин с преимущественным типом перемещений: 1 – взбросы, 2 – сбросы, 3 – правые сдвиги, 4 – левые сдвиги, 5 – единые структурные парагенезы, 6 – отрывы, 7 – жилы, 8 – трещины (сколового типа); 9 – элементы залегания слоистости (нормальное); 10–12 – ориентировка осей главных нормальных напряжений: 10 – минимальных (растяжение), 11 – промежуточных, 12 – максимальных (сжатие). Заливка значков (1–4) указывает на степень достоверности определения кинематики смещения: сплошная заливка – отличная (с амплитудой), заливка по краям – хорошая, без заливки – предполагаемая. Стрелками на правой диаграмме показано направление перемещения висячего блока в полюсах трещин, которые были использованы при реконструкции палеонапряжений по методу катакластического анализа.

Fig. 12. Circle diagrams (stereographic projections to the upper hemisphere) showing poles of planes of different tectonic fractures (left) and positions of principal stress axes determined by cataclastic analysis (right) on observation sites 11624 and 11625 (the south-eastern wing of the Semisamskaya anticline).

1–8 – poles of tectonic fractures and dominant displacement types: 1 – reverse faults, 2 – normal faults, 3 – right-sided strike-slip faults, 4 – left-sided strike-slip faults, 5 – unified structural parageneses, 6 – detachments, 7 – veins, 8 – shears; 9 – (normal) bedding elements; 10–12 – orientations of principal normal stress axes: 10 – minimal (extension), 11 – intermediate, 12 – maximal (compression). Coloured labels (1–4) indicate degrees of reliability of displacement kinematics determinations: solid colour – perfect (including amplitudes), coloured margins – good, no colour – assumed. Arrows in the right diagram show displacement directions of hanging walls at fracture poles which are referred to in paleostress reconstructions by cataclastic analysis.

видимо, с общим разворотом складчатых структур в сторону Черного моря.

Рассмотренные примеры показывают отчетливо проявленный структурный парагенез, связанный с действием субгоризонтальных минимальных сжимающих (девиаторное растяжение) напряжений северо-западной (СЗ 320°) ориентировки и фиксируемый отрывно-сбросовыми системами северо-восточного простирания. Нами также отмечено, что рассматриваемые отрывы в случае совпадения их северо-восточного простирания с простиранием описанных выше систем «первичной» трещиноватости часто используют ее, а при несовпадении с ней образуют системы, связанные с растяжением в северо-западном направлении. В некоторых точках нами определен многоэтапный характер северо-западного растяжения, который устанавливается по разным генерациям минерального выполнения изученных в поле отрывных дизъюнктивов. Вблизи долины р. Сукко на крыле Семисамской антиклинали определено процентное отношение отрывов вместе

с их минеральным выполнением к вмещающим породам по данному направлению (СЗ 320–330°), которое составляет около 5.5 %. Сама долина р. Сукко (в нижнем течении) выработана в хорошо выраженной линейной структуре восточно-северо-восточного простирания (ВСВ 70°), которая, по-видимому, также связана с действием северо-западного растяжения.

В существенно меньшем количестве точек наблюдения выявлено более молодое северо-восточное (СВ 70°) девиаторное растяжение. Хронологическое обоснование его более «молодого» возраста подтверждает то, что во всех наших точках наблюдения отрывные структуры, связанные с данным направлением растяжения, нарушают более ранние парагенезы тектонической трещиноватости как сколового, так и отрывного характера. Это растяжение ортогонально ориентировано к простиранию выделяемых здесь молодых (антропогенных) Утришского и Западноутришского сбросов [Nesmeyanov, 1992].

Взбросо-надвиговые системы северо-запад – юго-

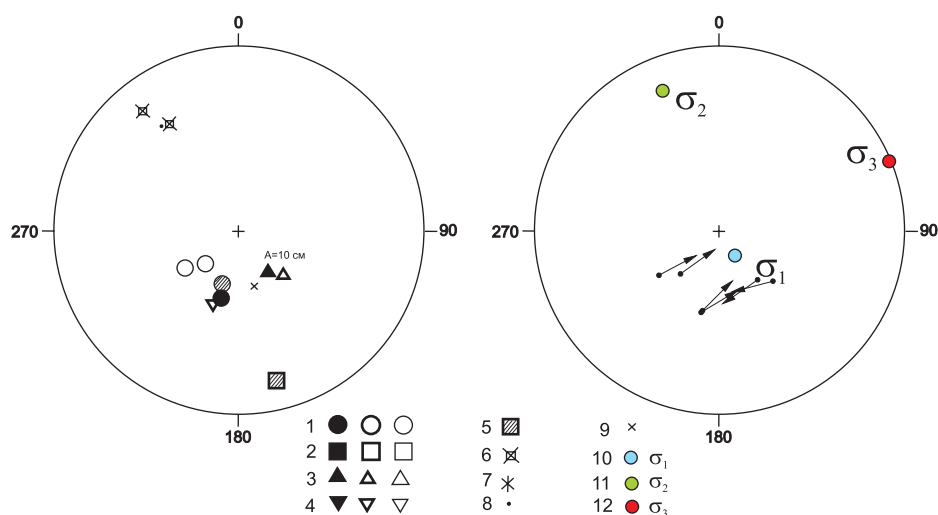


Рис. 13. Круговые диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу), показывающие полюсы плоскостей тектонических трещин разного типа (слева) и положение осей главных напряжений, определенных методом катакlastического анализа (справа) в т.н. 11626 (юго-западное крыло Семисамской антиклинали, береговой обрыв к юго-востоку от долины р. Сукко).

1–8 – полюсы тектонических трещин с преимущественным типом перемещений: 1 – взбросы, 2 – сбросы, 3 – правые сдвиги, 4 – левые сдвиги, 5 – разрывы сбросового (квадрат со штриховкой) и взбросового (круг со штриховкой) типа, 6 – отрывы, 7 – жилы, 8 – трещины (сколового типа); 9 – элементы залегания слоистости (нормальное); 10–12 – ориентировка осей главных нормальных напряжений: 10 – минимальных (растяжение), 11 – промежуточных, 12 – максимальных (сжатие). Заливка значков (1–4) указывает на степень достоверности определения кинематики смещения: сплошная заливка – отличная (с амплитудой), заливка по краям – хорошая, без заливки – предполагаемая. Стрелками на правой диаграмме показано направление перемещения висящего блока в полюсах трещин, которые были использованы при реконструкции палеонапряжений по методу катакlastического анализа.

Fig. 13. Circle diagrams (stereographic projections to the upper hemisphere) showing poles of planes of different tectonic fractures (left) and positions of principal stress axes determined by cataclastic analysis (right) on observation site 11626 (the south-western wing of the Semisamskaya anticline, the cliff located south-east of Sukko river basin).

1–8 – poles of tectonic fractures and dominant displacement types: 1 – reverse faults, 2 – normal faults, 3 – right-sided strike-slip faults, 4 – left-sided strike-slip faults, 5 – fractures of normal-fault type (a square with hatching) and reverse type (a circle with hatching), 6 – detachments, 7 – veins, 8 – shears; 9 – (normal) bedding elements; 10–12 – orientations of principal normal stress axes: 10 – minimal (extension), 11 – intermediate, 12 – maximal (compression). Coloured labels (1–4) indicate degrees of reliability of displacement kinematics determinations: solid colour – perfect (including amplitudes), coloured margins – good, no colour – assumed. Arrows in the right diagram show displacement directions of hanging walls at fracture poles which are referred to in paleostress reconstructions by cataclastic analysis.

восточного простирания, играющие заметную роль во всем складчатом сооружении Северо-Западного Кавказа, представлены только на крыльях Семисамской антиклинали. Так, на южном крыле складки с падениями на юг – юго-запад под углом около 15° (Аз пд 170°/15°, нормальное) в береговом клифе к юго-востоку от Большого Утриша (т.н. 11621) наблюдаются субгоризонтальные зеркала скольжения с надвиговыми штриховками, свидетельствующие об обстановке субгоризонтального сжатия с северо-восточной ориентировкой оси максимальных сжимающих напряжений (см. рис. 6.). При помощи метода катакlastического анализа по структурно-кинематическим данным о трещинах были рассчитаны следующие ориентировки осей главных напряжений: σ_1 – 135°/82°, σ_2 – 318°/9°, σ_3 – 228°/0°. Положение осей фиксирует условия северо-восточного (СВ-ЮЗ) горизонтального сжатия (субгоризонтальное положение осей σ_2 и σ_3) при коэффициенте Лоде-Надаи $\mu_\sigma = -0.01$.

Ближе к долине р. Сукко в т.н. 11626 проявлены взбросо-надвиговые нарушения северо-западного простирания, связанного с действием северо-восточного субгоризонтального сжатия (рис. 13). Рассчитаны следующие ориентировки осей главных напряжений: σ_1 – 334°/77°, σ_2 – 150°/13°, σ_3 – 240°/1°. Положение осей определяет условия восточно-северо-восточного горизонтального сжатия (субгоризонтальное положение осей σ_2 и σ_3) при коэффициенте Лоде-Надаи $\mu_\sigma = -0.03$.

В т.н. 11630 достаточно спокойная в целом структура Семисамской антиклинали осложнена небольшой антиклинальной складкой (с размахом крыльев около 20 м в видимой части обнажения). В отличие от окружающих участков с преобладанием горизонтального растяжения, здесь определены условия горизонтального сжатия и горизонтального сжатия в сочетании со сдвигом (рис. 14), причем при предварительных расчетах было произведено разделение собранных данных по тектонической трещиноватости для разных крыльев

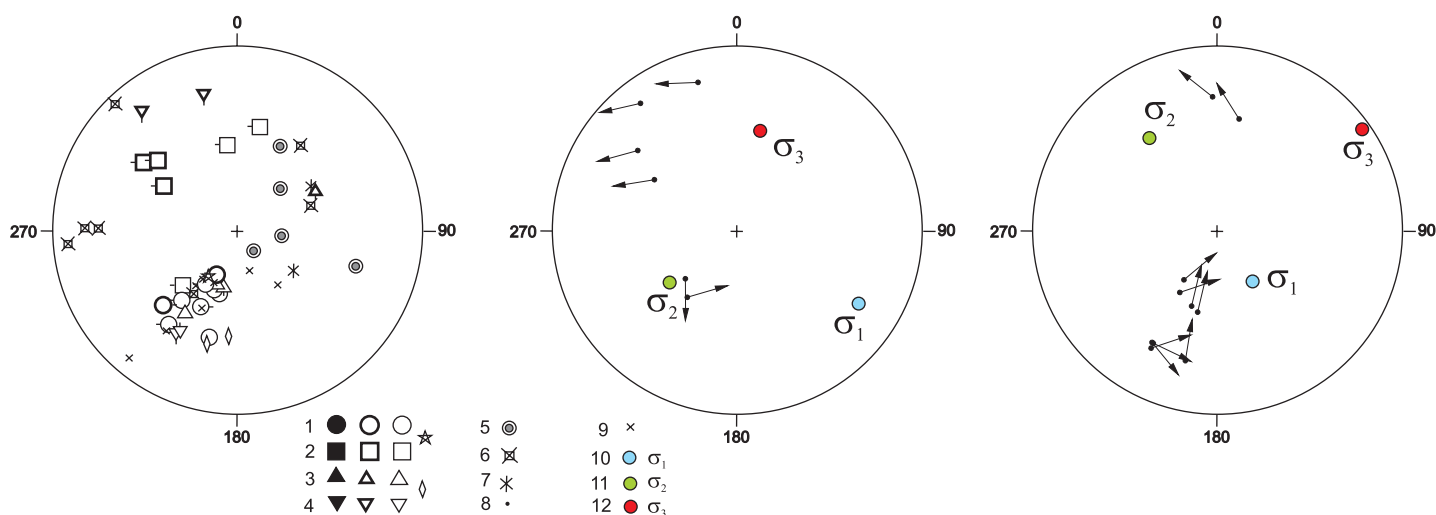


Рис. 14. Круговые диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу), показывающие полюсы плоскостей тектонических трещин разного типа (слева) и положение осей главных напряжений, определенных методом катакlastического анализа (в центре и справа) в т.н. 11630 (береговой обрыв моря к северо-западу от долины р. Сукко).

1–8 – полюсы тектонических трещин с преимущественным типом перемещений: 1 – взбросы, 2 – сбросы, 3 – правые сдвиги, 4 – левые сдвиги, 5 – разрывные зоны, 6 – отрывы, 7 – жилы, 8 – трещины (сколового типа); 9 – элементы залегания слоистости (нормальное); 10 – 12 – ориентировка осей главных нормальных напряжений: 10 – минимальных (растяжение), 11 – промежуточных, 12 – максимальных (сжатие). Заливка значков (1–4) указывает на степень достоверности определения кинематики смещения: сплошная заливка – отличная (с амплитудой), заливка по краям – хорошая, без заливки – предполагаемая. Стрелками на правой диаграмме показано направление перемещения висячего блока в полюсах трещин, которые были использованы при реконструкции палеонапряжений по методу катакlastического анализа.

Fig. 14. Circle diagrams (stereographic projections to the upper hemisphere) showing poles of planes of different tectonic fractures (left) and positions of principal stress axes determined by cataclastic analysis (center and right) on observation site 11630 (the cliff located south-west of Sukko river basin).

1–8 – poles of tectonic fractures and dominant displacement types: 1 – reverse faults, 2 – normal faults, 3 – right-sided strike-slip faults, 4 – left-sided strike-slip faults, 5 – fault zones, 6 – joints, 7 – veins, 8 – shears; 9 – (normal) bedding elements; 10–12 – orientations of principal normal stress axes: 10 – minimal (extension), 11 – intermediate, 12 – maximal (compression). Coloured labels (1–4) indicate degrees of reliability of displacement kinematics determinations: solid colour – perfect (including amplitudes), coloured margins – good, no colour – assumed. Arrows in the right diagram show displacement directions of hanging walls at fracture poles which are referred to in paleostress reconstructions by cataclastic analysis.

этой небольшой складки (таблица 1, 11630a и 11630b), поскольку им соответствовали разные локальные стресс-состояния.

Другие кинематические типы малых структур проявлены значительно слабее. Например, нам не удалось зафиксировать здесь стресс-стиллитовые системы, а сдвиговые нарушения не образуют значимых максимумов на составленных по полевым замерам диаграммах.

Все полученные при расчетах данные по ориентировке главных осей и коэффициенту Лоде-Надаи сгруппированы в таблице 1. Для обработки методом катакlastического анализа [Rebetsky, 2007] использованы собранные данные по тектоническим трещинам с определением кинематического типа на плоскости рассматриваемого дизъюнктива. Существенным оказался факт, что для выделения по этим данным локальных стресс-состояний в каждой из точек задействовано в среднем около 80 % от числа сделанных в поле замеров. При этом использовано от 53 до 100 %

замеров от общего числа трещин со следами скольжения и от 63 до 100 % от числа трещин со следами скольжения с определением геолого-кинематического типа перемещений. Таким образом, подавляющее число структурно-кинематических данных о трещинах обосновало выделение в каждой из точек единственного этапа деформирования. Выделение каких-либо других этапов деформирования в рамках метода катакlastического анализа не потребовалось. Выделение обстановки северо-восточно – юго-западного растяжения здесь возможно (что показано выше) только при использовании данных геологических наблюдений и структурно-парагенетического анализа по другим малым структурным формам, так как либо более молодые трещины со следами более молодых подвижек отсутствуют, либо их доля в общей массе замеров не превышает 5–10 %. Выделение из этих трещин генераций с «молодыми» смещениями в целом для всего района не проводилось и может быть вопросом для отдельного исследования.

Ориентировки осей главных напряжений (σ_1 – минимальных (растяжение), σ_2 – промежуточных и σ_3 – максимальных (сжатие) сжимающих напряжений), обстановка напряженного состояния и коэффициент Лодэ-Надаи μ_0 , определенные при помощи метода катакlastического анализа [Rebetsky, 2007] по структурно-кинематическим данным о трещинах (в пределах Семисамской антиклинали)

Orientations of principal stress axes (σ_1 – minimal, (extension), σ_2 – intermediate, σ_3 – maximal (compression) compression stresses), the setting of the state of stresses and Lode-Nadai coefficient, μ_0 , as determined by the cataclastic analysis method [Rebetsky, 2007] from structural kinematics data on fractures (within the limits of the Semisamskaya anticline)

№	Номер точки	Координаты точек наблюдения		Населенный пункт	Возраст отложений	Элементы залегания						Обстановка напряженного состояния	μ _с		
		с.ш.	в.д.			слоистости		σ ₁		σ ₂				σ ₃	
						Аз. пад.	∠	Аз. пад.	∠	Аз. пад.	∠			Аз. пад.	∠
1	11604	44°46.901'	37°22.982'	Сукко	датский	190	19	138	6	231	30	39	60	горизонтального растяжения	-0.28
2	11605	44°42.238'	37°36.016'	Абрау-Дюрсо	датский	65	60	17	6	285	26	118	63	горизонтального растяжения	-0.19
3	11607–11608	44°44.233'	37°35.724'	Бол.Хутора	маастрихт	35	25	300	35	53	30	172	41	горизонтального растяжения	0.52
4	11609	44°43.704'	37°35.716'	Бол.Хутора	маастрихт	145	20	60	0	330	44	150	46	горизонтального растяжения	-0.29
5	11613	44°43.034'	37°38.794'	Глебовское	маастрихт	355	30	342	0	72	13	252	77	растяжения со сдвигом горизонтального растяжения	0.11
6	11614	44°47.227'	37°22.624'	Сукко	маастрихт	190	20	318	6	51	25	217	64	горизонтального растяжения	-0.16
7	11621	44°45.102'	37°24.102'	Бол. Утриш	палеоцен	195	15	135	82	318	9	228	0	горизонтального сжатия	-0.01
8	11623	44°52.608'	37°18.643'	Анапа	палеоцен	5	30	326	26	208	44	76	35	горизонтального сдвига	0.15
9	11624	44°52.135'	37°19.194'	Варваровка	маастрихт	5	30	213	69	350	16	84	14	горизонтального сжатия	0.04
10	11626	44°46.855'	37°22.966'	Сукко	датский	165	35	334	77	150	13	240	1	горизонтального сжатия	-0.03
11	11627–11629	44°48.053'	37°22.013'	Шингари	маастрихт	225	15	348	0	78	0	270	89	горизонтального растяжения	0.15
12	11630a	44°47.458'	37°22.514'	Сукко	маастрихт	215	42	295	18	48	51	193	33	горизонтального сдвига	-0.05
13	11630b	44°47.458'	37°22.514'	Сукко	маастрихт	220	85	328	54	144	36	235	2	горизонтального сжатия со сдвигом	0.14
14	11631–11632	44°47.601'	37°22.403'	Сукко	маастрихт	135	10	138	6	229	4	355	83	горизонтального растяжения	-0.06
15	11633–11634	44°47.710'	37°22.330'	Сукко	маастрихт	170	15	324	6	60	44	228	46	горизонтального растяжения со сдвигом	-0.5

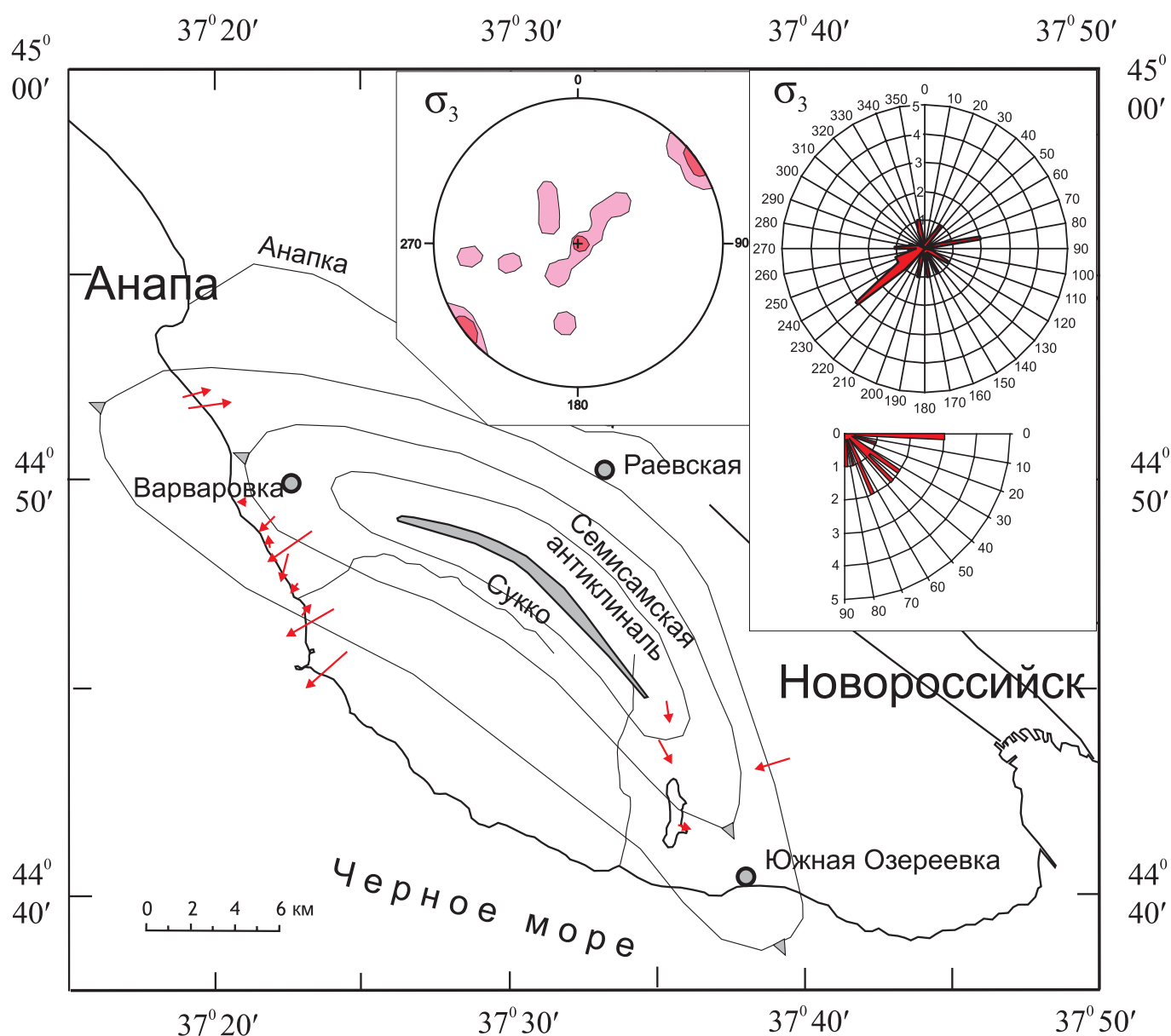


Рис. 15. Ориентировка осей максимальных сжимающих напряжений в пределах Семисамской антиклинали.

Стрелками красного цвета показаны проекции осей (σ_3) максимальных сжимающих напряжений (направление стрелок в сторону погружения, их длина указывает на угол наклона оси – при вертикальном положении стрелки короткие, при горизонтальном – длинные).

Врезка к карте. С левой стороны на круговой диаграмме (стереографическая проекция на верхнюю полусферу) показано плотностное распределение выходов осей максимальных сжимающих напряжений (σ_3). С правой стороны расположены розы-диаграммы азимутов погружения (в верхней части) и углов наклона (внизу) максимальных (σ_3) сжимающих напряжений (показано количество точек с определением локальных стресс-тензоров с шагом 10° для азимутов погружения и с шагом 5° для углов наклона).

Fig. 15. Orientations of maximum compression stress axes in the Semisamskaya anticline.

Red arrows show projections of maximum compression axes, σ_3 (arrow directions show directions of dipping; arrow lengths correspond to angles of inclination of the axes – short arrows correspond to vertical positions, long arrows to horizontal positions). **Insert.** At the left side of the circle diagram (stereographic projections to the upper hemisphere) – distribution of densities of output axes of maximum compression stresses, σ_3 . At the right side – rose diagrams of dip azimuths (top) and inclination angles (bottom) of maximum compression stresses, σ_3 (the number of points with determined local stress tensors with 10° spacing for dip azimuths and 5° spacing for inclination angles).

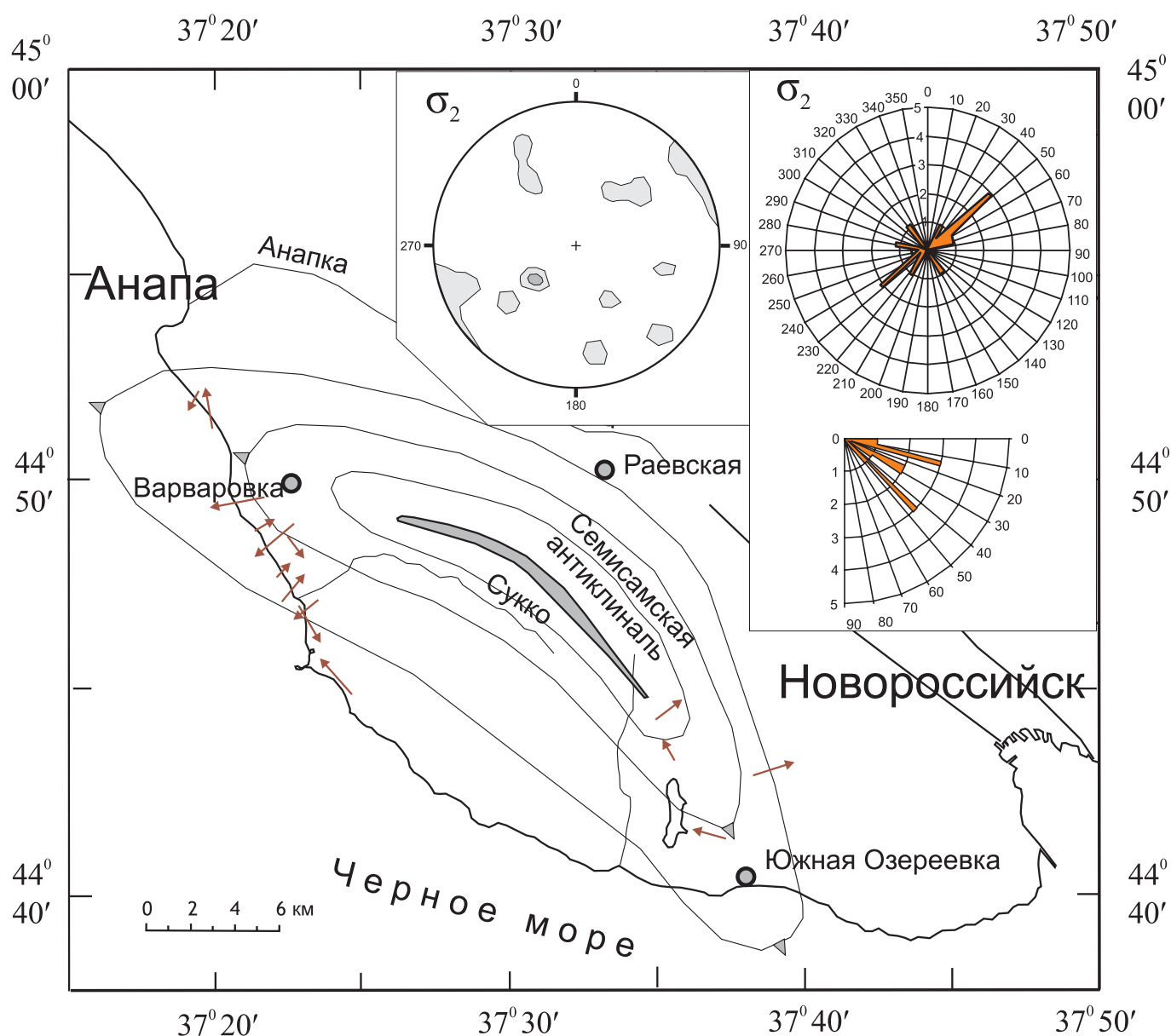


Рис. 16. Ориентировка осей промежуточных сжимающих напряжений в пределах Семисамской антиклинали.

Стрелками коричневого цвета показаны проекции осей (σ_2) промежуточных сжимающих напряжений (направление стрелок в сторону погружения, их длина указывает на угол наклона оси – при вертикальном положении стрелки короткие, при горизонтальном – длинные). **Врезка к карте.** С левой стороны на круговой диаграмме (стереографическая проекция на верхнюю полусферу) показано плотностное распределение выходов осей промежуточных сжимающих напряжений (σ_2). С правой стороны расположены розы-диаграммы азимутов погружения (в верхней части) и углов наклона (внизу) промежуточных (σ_2) сжимающих напряжений (показано количество точек с определением локальных стресс-тензоров с шагом 10° для азимутов погружения и с шагом 5° для углов наклона).

Fig. 16. Orientations of intermediate compression stress axes in the Semisamskaya anticline.

Brown arrows show projections of intermediate compression axes, σ_2 (arrow directions show directions of dipping; arrow lengths correspond to angles of inclination of the axes – short arrows correspond to vertical positions, long arrows to horizontal positions). **Insert.** At the left side of the circle diagram (stereographic projections to the upper hemisphere) – distribution of densities of output axes of intermediate compression stresses, σ_2 . At the right side – rose diagrams of dip azimuths (top) and inclination angles (bottom) of intermediate compression stresses, σ_2 (the number of points with determined local stress tensors with 10° spacing for dip azimuths and 5° spacing for inclination angles).

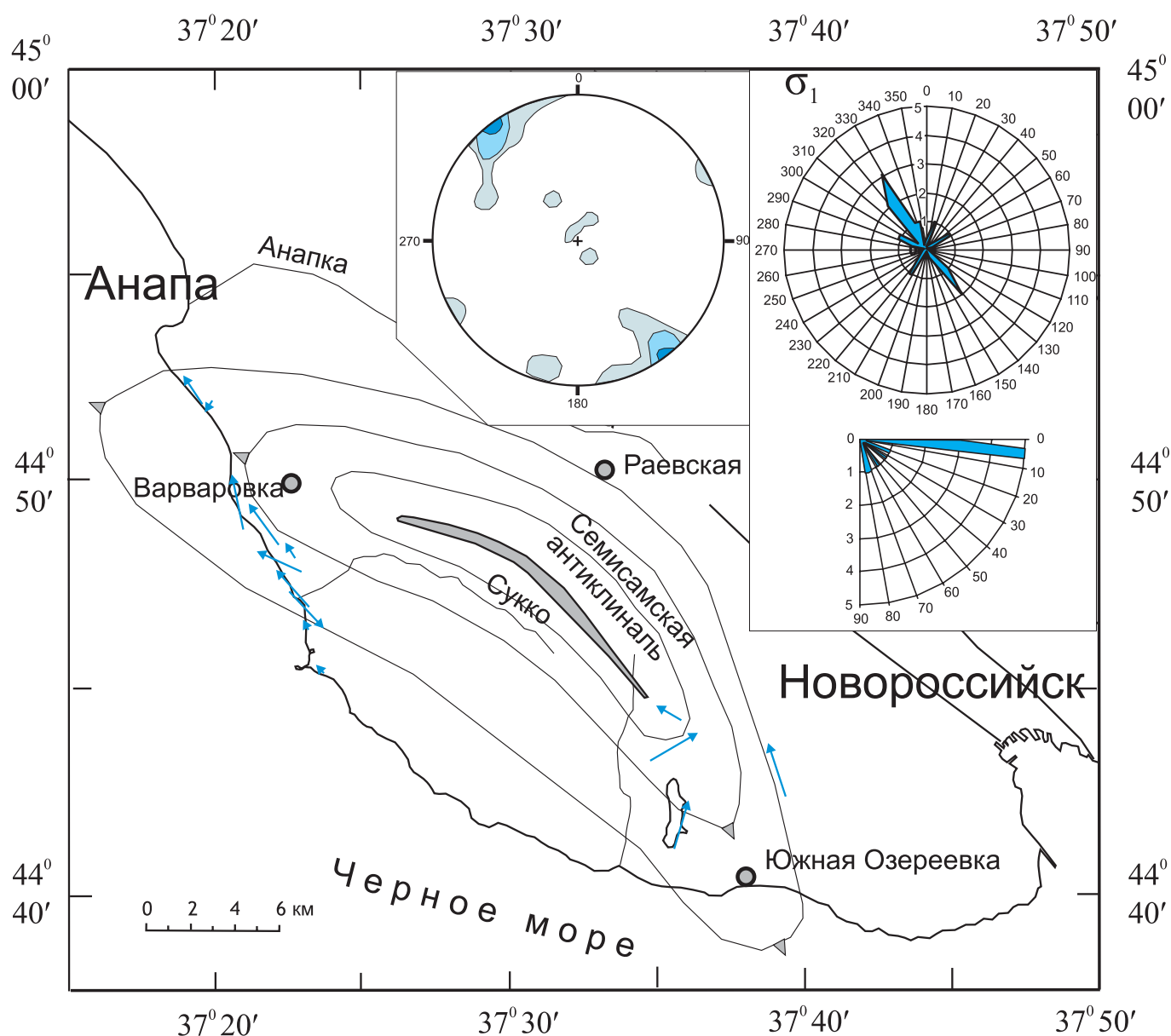


Рис. 17. Ориентировка осей минимальных сжимающих напряжений (девиаторное растяжение) в пределах Семисамской антиклинали.

Стрелками синего цвета показаны проекции осей (σ_1) минимальных сжимающих напряжений (направление стрелок в сторону погружения, их длина указывает на угол наклона оси – при вертикальном положении стрелки короткие, при горизонтальном – длинные). **Врезка к карте.** С левой стороны на круговой диаграмме (стереографическая проекция на верхнюю полусферу) показано плотностное распределение выходов осей минимальных сжимающих напряжений (σ_1). С правой стороны расположены розы-диаграммы азимутов погружения (в верхней части) и углов наклона (внизу) минимальных (σ_1) сжимающих напряжений (показано количество точек с определением локальных стресс-тензоров с шагом 10° для азимутов погружения и с шагом 5° для углов наклона).

Fig. 17. Orientations of minimum compression stress axes in the Semisamskaya anticline.

Blue arrows show projections of minimum compression axes, σ_1 (arrow directions show directions of dipping; arrow lengths correspond to angles of inclination of the axes – short arrows correspond to vertical positions, long arrows to horizontal positions). **Insert.** At the left side of the circle diagram (stereographic projections to the upper hemisphere) – distribution of densities of output axes of minimum compression stresses, σ_1 . At the right side – rose diagrams of dip azimuths (top) and inclination angles (bottom) of minimal compression stresses, σ_1 (the number of points with determined local stress tensors with 10° spacing for dip azimuths and 5° spacing for inclination angles).

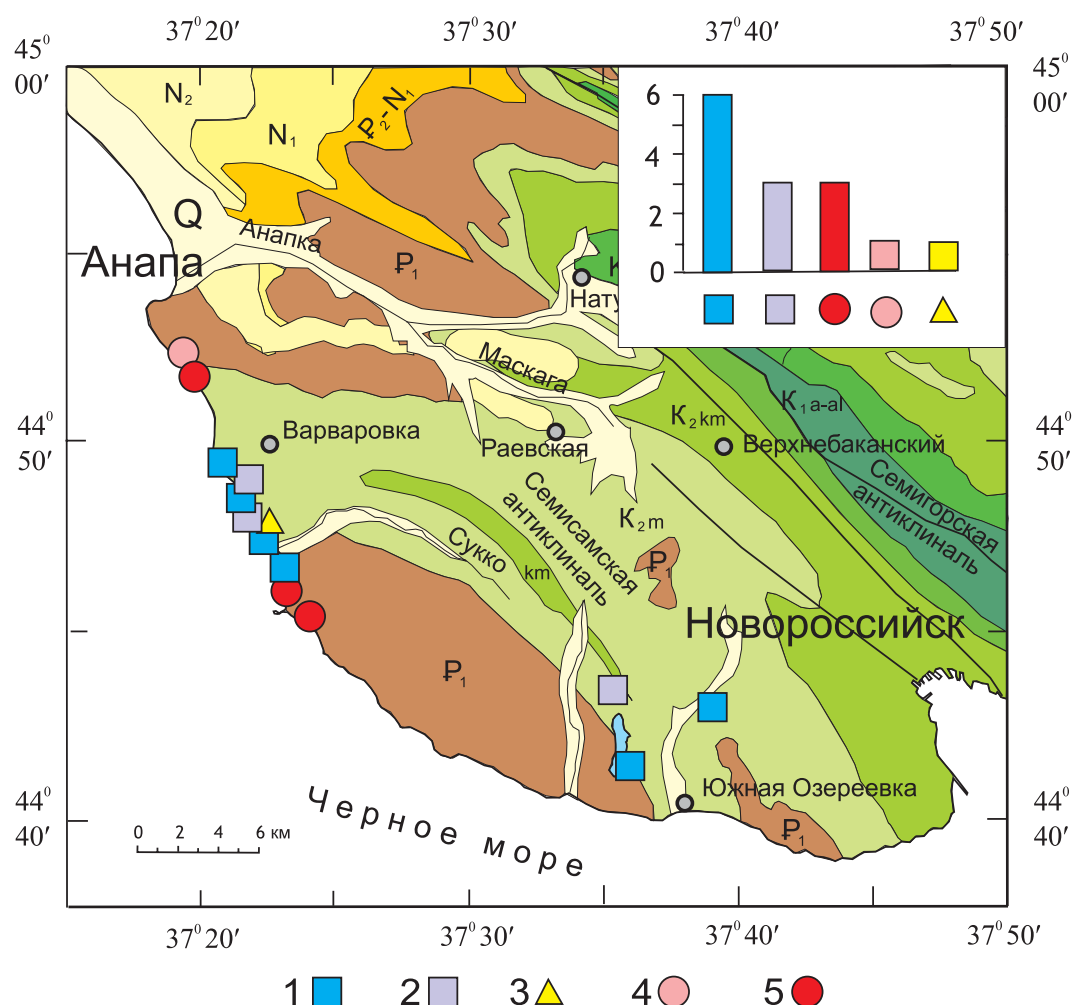


Рис. 18. Типы обстановок, определяемые в точках наблюдения с замерах трещин со структурно-кинематической информацией по пространственному положению реконструированных главных осей напряжения (согласно [Rebetsky, 2007]).

1 – горизонтальное растяжение; 2 – горизонтальное растяжение в сочетании со сдвигом; 3 – горизонтальный сдвиг; 4 – горизонтальное сжатие в сочетании со сдвигом; 5 – горизонтальное сжатие.

Fig. 18. Types of settings defined by taking into account the structural and kinematic information on the spatial position of the reconstructed principal stress axes (according to [Rebetsky, 2007]).

1 – horizontal extension; 2 – horizontal extension combined with shearing; 3 – horizontal shear; 4 – horizontal compression combined with shearing; 5 – horizontal compression.

По данным реконструкции методом катакlastического анализа в разных частях Семисамской антиклинали выявлена значительная изменчивость ориентировок осей главных напряжений (рис. 15–17). В большинстве точек наблюдения определения коэффициента Лодэ-Надаи приближаются к нулевому значению (от -0.15 до $+0.15$), что определяет состояние простого сдвига.

Устанавливаются две преобладающие ориентировки осей максимальных сжимающих напряжений (см. рис. 15): северо-восточно – юго-западная (СВ-ЮЗ, азимут погружения ЮЗ 230° , а угол погружения близок к нулю) и практически вертикальная (с отклонениями угла погружения до 60 – 70° вдоль СВ-ЮЗ направле-

ния). Для осей промежуточных сжимающих напряжений (см. рис. 16) также характерна ориентировка в северо-восточном – юго-западном направлении (но уже с преимущественным погружением по азимуту СВ 50° и углом 45 – 50°). Зафиксировано также слабопроявленное северо-западное – юго-восточное направление (СЗ 330°).

Оси минимальных сжимающих напряжений (девиаторного растяжения) очень четко ориентированы в северо-западно – юго-восточном направлении (азимут погружения СЗ 320 – 330° с углом погружения, близким к нулю). Причем, если для разных частей Семисамской антиклинали характерны вариации и смена положения осей сжатия (σ_3) и промежуточной (σ_2), то ориенти-

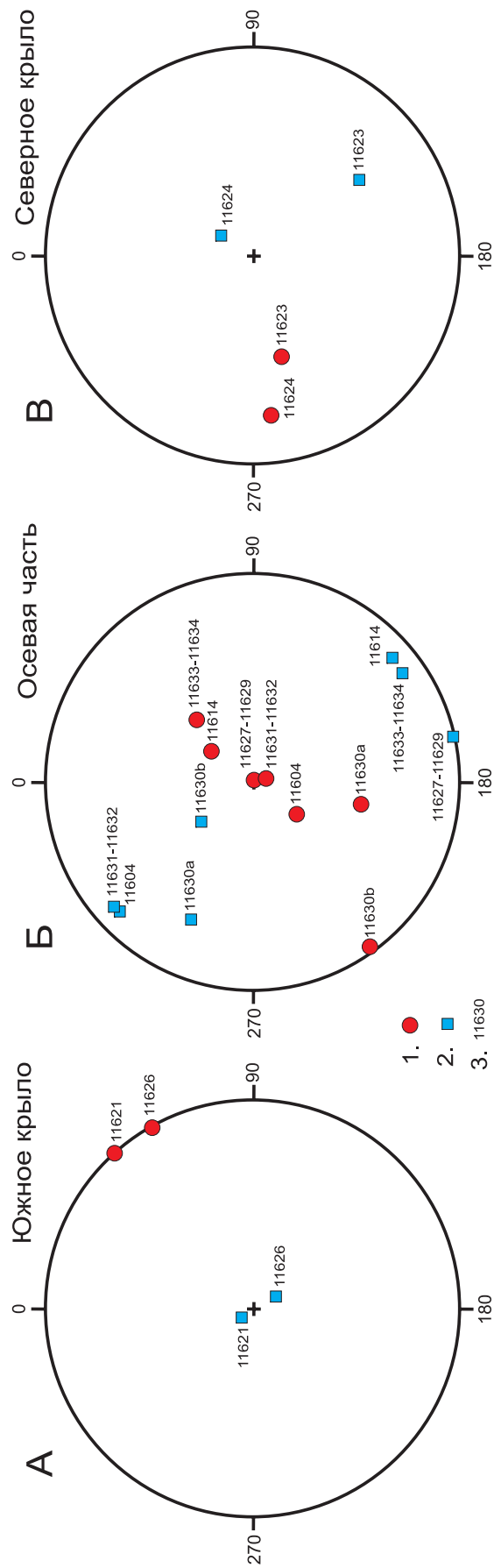


Рис. 19. Круговые диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу) положения осей максимальных σ_3 (сжатие) и минимальных σ_1 (растяжение) сжимающих напряжений в разных точках на крыльях (А, В) и в осевой части (Б) Семисамской антиклинали по линии пос. Большой Утриш – пос. Сукко – г. Анапа.
1 – оси максимальных (σ_3) сжимающих напряжений; 2 – оси минимальных (σ_1) сжимающих напряжений; 3 – номера точек (групп точек) наблюдений, в которых были реконструированы локальные стресс-тензоры с использованием метода катакlastического анализа.

Fig. 19. Circle diagrams (stereographic projections to the upper hemisphere) showing positions of maximal (σ_3 , compression) and minimal (σ_1 , extension) compression stress axes at different points in the wings (A, B) and in the axial part (B) of the Semisamskaya anticline along the line “Bolshoi Utrish settlement – Sukko settlement – Anapa town”.
1 – maximal (σ_3) compression stress axes; 2 – minimal (σ_1) compression stress axes; 3 – numbers of observation sites (groups of sites) for reconstruction of local stress tensors by the cataclastic analysis method.

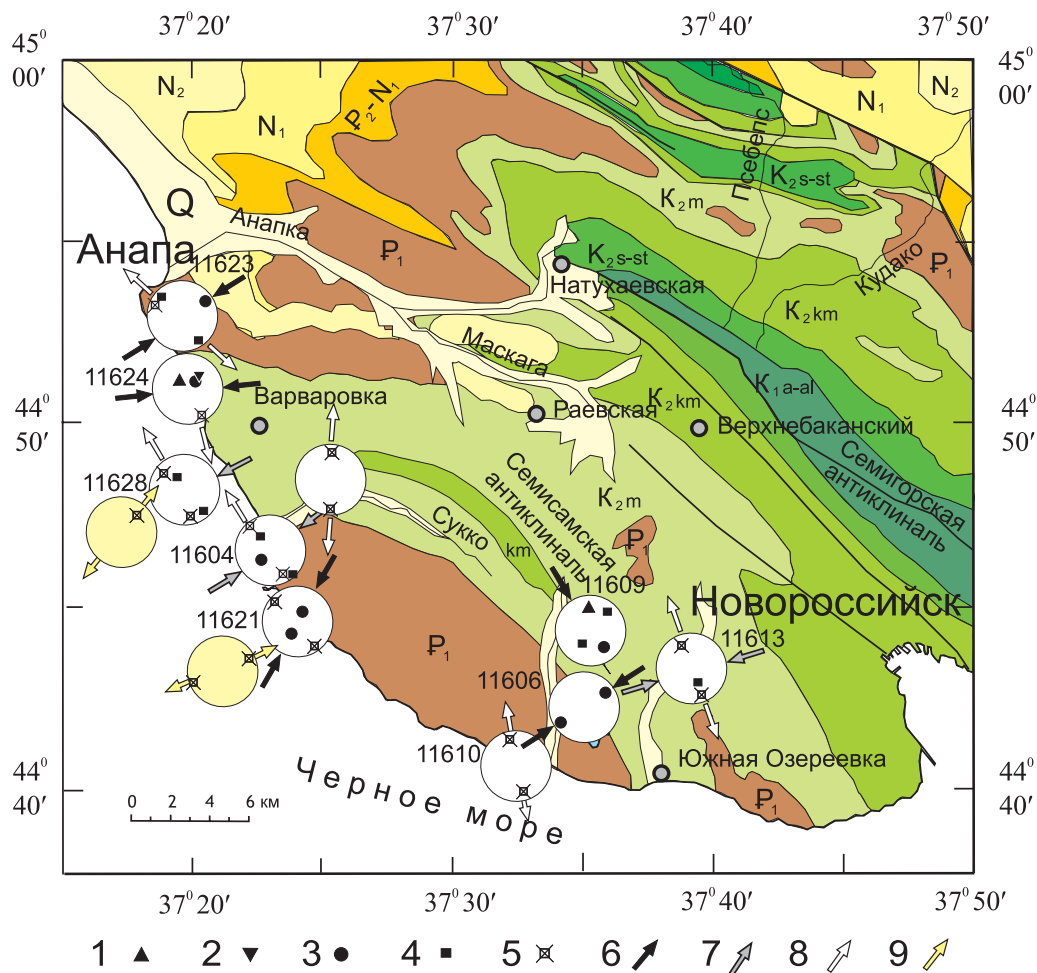


Рис. 20. Ориентировка осей максимальных сжимающих напряжений в пределах Семисамской антиклинали (определенных при помощи метода структурно-парагенетического анализа).

На круговых диаграммах (стереографическая проекция на верхнюю полусферу) показаны полюсы наиболее проявленных систем тектонических трещин с преимущественным типом смещения: 1 – правосдвиговым, 2 – левосдвиговым, 3 – сбросовым, 4 – взбросо-надвиговым и 5 – отрывно-раздвиговым. Рядом с круговыми диаграммами стрелками показаны ориентировки осей: 6 – максимальных (σ_3) сжимающих напряжений (черная заливка), 7 – промежуточных (σ_2) сжимающих напряжений (серая заливка), 8 – минимальных (σ_1) сжимающих напряжений (без заливки), 9 – минимальных (σ_1) сжимающих напряжений (девиаторного растяжения) хронологически более позднего этапа (желтая заливка).

Fig. 20. Orientations of maximal compression stress axes within the limits of the Semisamskaya anticline (determined by the structural paragenesis method).

Circle diagrams (stereographic projections to the upper hemisphere) show poles of the most evidently manifested systems of tectonic fractures and dominant displacement types: 1 – right-side shear; 2 – left-side shear; 3 – normal fault; 4 – thrust with reverse component; 5 – spreading joint. Arrows at the circle diagrams show orientations of the axes: 6 – maximal (σ_3) compression stress (black); 7 – intermediate (σ_2) compression stress (grey); 8 – minimal (σ_1) compression stress (no colour); 9 – minimal (σ_1) compression stress (deviatoric extension) of the chronologically later stage (yellow).

ровка оси σ_1 в основном имеет выдержанный характер (рис. 17).

Значительная изменчивость по площади установлена нами и для обстановок, определяемых с помощью метода катакlastического анализа по пространственному положению реконструированных главных осей напряжений (типы обстановок приводятся согласно [Rebetsky, 2007]). Наиболее распространенной здесь является обстановка горизонтального растяжения при субвертикальном положении оси (σ_3) максимальных

сжимающих напряжений и субгоризонтальном положении оси (σ_1) минимальных сжимающих напряжений (рис. 18). Реже фиксируются обстановки горизонтального сжатия (σ_3 – субгоризонтальна, σ_1 – субвертикальна), горизонтального растяжения в сочетании со сдвигом и горизонтального сдвига (оси σ_1 и σ_3 имеют близгоризонтальное положение). При этом в приосевой части складки преобладают обстановки горизонтального растяжения и горизонтального растяжения в сочетании со сдвигом, а на крыльях антиклинали опре-

деляются обстановки горизонтального сжатия и горизонтального сдвига (рис. 19). Единственные выделенные в приосевой части Семисамской антиклинали в точке наблюдения 11630 условия горизонтального сжатия в сочетании со сдвигом и горизонтального сдвига приурочены к небольшой осложняющей складке, на крыльях которой и были выполнены замеры.

Некоторые полученные результаты полевых тектонофизических исследований могут иметь несколько вариантов интерпретации и требуют дальнейшего уточнения. Так, многочисленные сбросо-отрывные нарушения могут быть поверхностным проявлением Анапской и Джигинской флексурно-разломных зон (ЮЗ-СВ простирания). Складчатые структуры Северо-Западного Кавказа испытывают здесь флексуобразный перегиб и западнее изученного участка они погружаются, перекрываясь более молодыми отложениями Керченско-Таманского поперечного прогиба. Другой вариант связан с удлинением вдоль оси складчатого сооружения. При этом ось максимального девиаторного растяжения, которая по полученным данным ориентирована субгоризонтально в направлении СЗ 320°, совпадает с простиранием основных складчатых структур.

Более молодой режим северо-восточного (СВ 70°) девиаторного растяжения также имеет несколько возможных объяснений, которые уже были ранее высказаны разными исследователями [Saintot, Angelier, 2002; Marinin, 2003; Marinin, Saintot, 2012]. Во-первых, это может быть связано с разваливанием горного сооружения Северо-Западного Кавказа после его поднятия в сторону Черноморской впадины и Западно-Кубанского прогиба. Возможным объяснением может быть и связь этого растяжения с действием северо-северо-западного сжатия, которое хорошо проявлено в молодых миоценовых отложениях. Однако здесь это направление сжимающих напряжений не нашло представительного подтверждения. То есть в момент проявления более позднего северо-северо-западного сжатия исследованный район представлял уже достаточно «жесткий» блок и влияние более поздних стрессов мы можем определить в молодых отложениях соседних «менее жестких» блоков или в зонах новейших разрывных нарушений. Согласно же неотектоническим построениям С.А. Несмеянова, исследованный район целиком принадлежит Абраусскому поднятию Баканского брахисвода [Nesmeyanov, 1992], и мы можем видеть проявления более поздних стресс-режимов только в зоне Утришского и Западноутришского сброса, где нами определены условия северо-восточного растяжения (рис. 20).

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные тектонофизические исследования в пределах области, занимаемой Семисамской антикли-

налью, впервые позволили установить здесь существенные изменения в ориентации главных осей, связанных с одним временным интервалом деформирования – эпохой складкообразования, под которой мы понимаем весь сложный парагенез пликативных и дизъюнктивных нарушений, приводящий к оформлению складчатого сооружения. Полученные данные говорят о преобладании по направлению северо-восток – юго-запад погружений осей максимальных и промежуточных сжимающих напряжений с существенными вариациями углов их погружения (в отличие от установленного ранее для этой части Северо-Западного Кавказа субгоризонтального северо-восточного сжатия). В приосевой части антиклинали ось максимальных сжимающих напряжений (σ_3) занимает вертикальное положение, а сжатие поперек складчатой структуры здесь обеспечивает промежуточная ось главных напряжений (σ_2). Заметную роль, таким образом, здесь играет субвертикальное укорочение в приосевой части и удлинение в северо-западно – юго-восточном направлении, а укорочение в северо-восточно – юго-западном направлении здесь меньше, нежели на крыльях антиклинали, где оси максимальных сжимающих напряжений приобретают горизонтальное положение.

Мы можем сделать вывод о более сложном механизме формирования складчатых структур Северо-Западного Кавказа, по сравнению с рассматриваемым в большинстве современных работ вариантом с общим укорочением поперек складчатого сооружения. Укорочение по направлению северо-восток – юго-запад в широкой приосевой области складки было меньше, нежели укорочение в субвертикальном направлении, что может быть связано с гравитационной нагрузкой вышележащих толщ или с силами различного генезиса, направленными снизу.

Таким образом, полученные данные по характеру распределения главных напряжений позволили прояснить действующие здесь два основных механизма формирования складчатой структуры: вертикальное расплющивание с субвертикальной осью максимальных сжимающих напряжений и горизонтальное продольное сжатие с субгоризонтальной северо-восточной ориентировкой оси максимальных сжимающих напряжений. Для территории, занимаемой антиклиналью, характерна закономерная смена условий напряженного состояния от горизонтального растяжения до горизонтального сжатия с наличием переходных типов.

В пределах Семисамской антиклинали установлена относительная хронология деформационных событий, регистрируемых по структурно-кинематических данным о трещинах. Этап, выделенный по трещинам с установленной кинематикой смещений, по нашим данным, является не самым последним и относится преимущественно ко времени развития складчатого сооружения. Признаки более «молодых» этапов сосредоточены на границах неотектонических структур (например, подобно отрывам и раздвигам в зоне Утриш-

ского сброса).

Проведенные исследования также позволили нам сделать следующие выводы по практике полевых тектонофизических работ в пределах складчатых сооружений.

Использование метода катакластического анализа по структурно-кинематическим данным о трещинах на примере части складчатого сооружения. С помощью метода катакластического анализа нами детально определены локальные стресс-состояния в разных точках исследованного района. Для их определения понадобилось существенно меньше замеров по трещинам с установленным характером смещений, чем для корректного определения по типовым рисункам в структурно-парагенетическом методе. При этом не потребовалось объединения частных диаграмм по отдельным точкам в группы диаграмм, что зачастую ведет к усложнению картины напряженного состояния, не обусловленного природными данными.

Пространственные вариации локальных стресс-состояний в пределах складчатого сооружения. Распределение полученных стресс-тензоров показывает существенные вариации единого поля напряжений, связанного с формированием складчатого сооружения. При полевых тектонофизических исследованиях следует учитывать возможные изменения параметров локальных стресс-состояний даже в пределах одного участка или обнажения, особенно если между площадками замеров есть зоны пликтивных или дизъюнктивных нарушений.

Пространственно-временные соотношения определяемых локальных стресс-тензоров по структурно-

кинематическим данным о трещинах. При детальном изучении складчатой структуры с помощью метода катакластического анализа определялись в основном пространственные вариации единого поля напряжений. В рассмотренных точках не выделялись хронологически обособленные стресс-режимы, поскольку при расчетах для каждой из точек наблюдения процент использованных замеров для определения локального стресс-состояния составлял от 65 до 100 %. Однако для выявления признаков действия «более слабых» тензоров напряжения и установления хронологической последовательности эффективно было дополнение выполненных исследований обычными структурно-геологическими наблюдениями и методом структурно-парагенетического анализа (рис. 20), которые позволили установить здесь многоэтапность режима северо-западного растяжения и режим более позднего северо-восточного растяжения.

5. БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает искреннюю благодарность сотрудникам тектонофизического отряда ИФЗ РАН Л.А. Сим и Р.С. Алексееву, с которыми совместно собран материал для данного исследования, а также всем своим коллегам по работе в ИФЗ РАН и МГУ – Л.М. Расцветаеву, Т.Ю. Тверитиновой, Ю.Л. Ребецкому и А.В. Михайловой, чьи советы и замечания способствовали подготовке данной статьи. Мы также благодарны РФФИ, при финансовой поддержке которого были проведены полевые работы (проект № 12-05-10059к).

6. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Afanasenkov A.P., Nikishin A.M., Obukhov A.N. Eastern Black Sea Basin: Geological Structure and Hydrocarbon Potential. Publ. Scientific World (Nauchnyi mir), Moscow, 172 p. (in Russian) [Афанасенков А.П., Никитин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир, 2007. 172 с.].
- Chang C.-P., Angelier J., Lee T.-Q., Huang C.Y., 2003. From continental margin extension to collision orogen: structural development and tectonic rotation of the Hengchun peninsula Taiwan // *Tectonophysics* 361 (1–2), 61–82. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00561-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00561-9).
- Leonov Yu.G., Gushchenko O.I., Kopp M.L., Rastsvetaev L.M., 2001. Relationship between the Late Cenozoic stresses and deformations in the Caucasian sector of the Alpine belt and its Northern foreland. *Geotectonics* 35 (1), 30–50.
- Marinin A.V., 2003. Features of the tectonic structure of Seversky and Psekupsky blocks (North-West Caucasus). *Bulletin of Moscow Society of Naturalists (Geological Series)* 2, 22–24 (in Russian) [Маринин А.В. Особенности тектонического строения Северской и Псекупской ступеней (Северо-Западный Кавказ) // *Бюллетень МОИП, Отделение геологии*. 2003. № 2. С. 22–24].
- Marinin A.V., Rastsvetaev L.M., 2008. Tectonic structures of the North-West Caucasus. Tectonophysics and actual problem of Earth sciences. In: Problems of Tectonophysics. The 40th anniversary of M.V. Gzovsky Laboratory of Tectonophysics in IPE RAS. IPE RAS, Moscow, p. 191–224 (in Russian) [Маринин А.В., Расцветаев Л.М. Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ, 2008. С. 191–224].
- Marinin A.V., Saintot A., 2012. Comparison of methods to reconstruct paleostress regimes in the NW-Greater Caucasus fold-and-thrust belt. *Comptes Rendus Geoscience* 344 (3), 181–190. <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2012.01.004>.
- Nesmeyanov S.A., 1992. Neotectonics Zoning of the North-West Caucasus. Nedra, Moscow, 254 p. (in Russian) [Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа. М.: Недра, 1992. 254 с.].
- Nikolaev P.N., 1992. The Method of Tectonodynamic Analysis. Nedra, Moscow, 295 p. (in Russian) [Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа. М.: Недра, 1992. 295 с.].
- Rastsvetaev L.M., 1977. The Mountainous Crimea and Northern Black Sea Area. In: Faults and Horizontal Movements of

- Mountain Chains in the USSR. Nauka, Moscow, p. 95–113 (in Russian) [Растветаев Л.М. Горный Крым и Северное Причерноморье // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977. С. 95–113].
- Rastsvetaev L.M., 1987. The paragenetic method of structural analysis of tectonic faults. In: Problems of structural geology and physics of tectonic faults. Publishing House of GIN, the USSR Academy of Science, Moscow, Part 2, P. 173–235 (in Russian) [Растветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. Ч. 2. С. 173–235].
- Rastsvetaev L.M., Korsakov S.G., Tveritinova T.Yu., Semenukha I.N., Marinin A.V., 1999. On certain common features of the structure and tectodynamics of the North-West Caucasus. In: Problems of geology, mineral resource base and ecology of South Russia and Caucasus. Novocherkassk, Vol. 1, P. 69–73 (in Russian) [Растветаев Л.М., Корсаков С.Г., Тверитинова Т.Ю., Семенуха И.Н., Маринин А.В. О некоторых общих особенностях структуры и тектодинамики Северо-Западного Кавказа // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. Новочеркасск, 1999. Т. 1. С. 69–73].
- Rebetsky Y.L., 2007. Tectonic Stresses and Strength of Rocks. Nauka, Moscow, 406 p. (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Наука, 2007. 406 с.].
- Saintot A., Angelier J., 2002. Tectonic paleostress fields and structural evolution of the NW-Caucasus fold-and-thrust belt from Late Cretaceous to Quaternary. *Tectonophysics* 357 (1–4), 1–31. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00360-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00360-8).
- Shcheglov A.P., Chekunov V.A., 1991. Late orogenic stage in the history of tectonic evolution of the southern slope of the NW-Caucasus (between Gelendzhik town and Abrau village). In: Mechanisms of structure formation in the lithosphere and seismicity. IPE RAS, Moscow, p. 78–79 (in Russian) [Щеглов А.П., Чекунов В.А. Позднеорогенная стадия в истории тектонического развития южного склона Северо-Западного Кавказа (между г. Геленджиком и пос. Абрау) // Механизмы структурообразования в литосфере и сейсмичность: Тез. докл. Всесоюз. симпоз. М.: ИФЗ АН СССР, 1991. С. 78–79].
- Viginsky V.A., 1986. The Recent Structure of the Western Part of the Caucasus and the Adjacent Territory of the North Caucasus and its Manifestation in Geophysical Fields. Synopsis of PhD Thesis (Candidate degree in geology and mineralogy). Publishing House of IPE, the USSR Academy of Science, Moscow, 18 p. (in Russian) [Вигинский В.А. Новейшая структура западной части Кавказа и прилегающего Предкавказья и ее выражение в геофизических полях: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1986. 18 с.].



Маринин Антон Витальевич, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
123995, ГСП-5, Москва, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1
✉ e-mail: marinin@yandex.ru

Marinin, Anton V., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
The Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS
10 Bolshaya Gruzinskaya street, Moscow 123995, Russia
✉ e-mail: marinin@yandex.ru