



# ГЕОТЕКТОНИКА



Журнал основан в январе 1965 года.  
Выходит 6 раз в год.



НАУКА

— 1727 —

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 6, 2024

---

---

Пластинчатые интрузии в свекокарелидах Приладожья: структурный контроль, петрогенез, геохимия, возраст пород и геодинамическая обстановка формирования

*Ю. А. Морозов, Е. Н. Терехов, М. А. Матвеев, Т. В. Романюк, Т. Б. Баянова,  
Е. Л. Кунаккузин, О. И. Окина, А. И. Смутьская*

3

Тектоно-гравитационные detachments альпийского чехла северного склона Большого Кавказа и Западно-Предкавказского прогиба (Адыгейский сегмент)

*С. Ю. Колодяжный, Н. Б. Кузнецов, Е. И. Махиня, Е. А. Шалаева, К. И. Данцова,  
Т. В. Романюк, М. П. Антипов, Г. Е. Парфенов*

44

Кембрийские вулканогенно-осадочные толщи Систигхемского террейна (Центральная Тува): результаты изотопных, геохронологических и геохимических исследований

*С. И. Школьник, Е. Ф. Летникова, К. К. Колесов, А. В. Иванов,  
Д. Д. Булгакова, Н. В. Брянский*

77

Магматизм и тектонофизические характеристики формирования рудоносных интрузий Норильского района (Восточная Сибирь, Россия)

*Ю. Л. Ребецкий, В. Н. Войтенко*

100

Сейсмотектоника и сейсмическая опасность территории Центрального и Южного Узбекистана

*Р. С. Ибрагимов, Т. Л. Ибрагимова, У. А. Нурматов, Ю. М. Садыков,  
М. А. Мирзаев, С. Х. Ашуров*

122

---

---

Правила представления статей в журнал «Геотектоника»

143

# Contents

---

---

**Vol. 58, no. 6, 2024**

---

---

Sheeted Intrusions in the Svecokareliides of the Ladoga Region: Structural Control, Petrogenesis, Geochemistry, Age of Rocks and Geodynamic Setting

*Yu. A. Morozov, E. N. Terekhov, M. A. Matveev, T. V. Romanyuk, T. B. Bayanova, E. L. Kunakkuzin, O. I. Okina, A. I. Smulskaya*

3

Tectono-Gravitational Detachments in the Alpine Cover of the Northern Slope of the Greater Caucasus and Western Pre-Caucasus Basin (Adygean Segment)

*S. Yu. Kolodyazhny, N. B. Kuznetsov, E. I. Makhinya, E. A. Shalaeva, K. I. Dantsova, T. V. Romanyuk, M. P. Antipov, G. E. Parfenov*

44

The Cambrian Volcanic-Sedimentary Strata of the Systighem Terrane (Central Tuva): Results of Isotopic-Geochronology and Geochemical Studies

*S. I. Shkolnik, E. F. Letnikova, K. K. Kolesov, A. V. Ivanov, D. D. Bulgakova, N. V. Bryansky*

77

Magmatism and Tectonophysical Characteristics of Formation of Ore-Bearing Intrusions in Norilsk Region (Eastern Siberia, Russia)

*Yu. L. Rebetsky, V. N. Voitenko*

100

Seismotectonics of Central and Southern Uzbekistan and Assessment of Seismic Hazard of Its Territory

*R. S. Ibragimov, T. L. Ibragimova, U. A. Nurmatov, Yu. M. Sadykov, M. A. Mirzaev, S. Kh. Ashurov*

122

---

---

Authors' Guidelines

143

УДК 551.22+551.24

## ПЛАСТИНЧАТЫЕ ИНТРУЗИИ В СВЕКОКАРЕЛИДАХ ПРИЛАДОЖЬЯ: СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ, ПЕТРОГЕНЕЗ, ГЕОХИМИЯ, ВОЗРАСТ ПОРОД И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ<sup>1</sup>

© 2024 г. Ю. А. Морозов<sup>1, \*</sup>, Е. Н. Терехов<sup>1, 2</sup>, М. А. Матвеев<sup>1</sup>, Т. В. Романюк<sup>1</sup>, Т. Б. Баянова<sup>3</sup>,  
Е. Л. Кунаккузин<sup>3</sup>, О. И. Окина<sup>2</sup>, А. И. Смульская<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, д. 10, ул. Б. Грузинская, 123242 Москва, Россия

<sup>2</sup>Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт геологии Кольского научного центра РАН, д. 14, ул. Ферсмана, 184209 Апатиты, Россия

\*e-mail: frost@ifz.ru

Поступила в редакцию 07.08.2024 г.

После доработки 09.09.2024 г.

Принята в печать 11.09.2024 г.

В статье детально охарактеризован специфический морфологический тип системы метаинтрузивных тел пластиноподобных форм, составляющих структурно единый ряд габбро-диоритов-гранодиоритов-гранитов, впервые выделяемый в сердобольский комплекс свекокарелид юго-восточной части Фенно-скандинавского щита. Показана их принадлежность к транспрессивному покровно-надвиговому парагенезу Мейерской шовной зоны, разделяющей метатерригенные образования карелид и свекофеннид на перикратонной окраине архейского Карельского массива. Они заполняют синдеформационные приразломные трещины отрыва и, кроме этого, могут быть подводными каналами для синтетектонических плутонов раннесвекофеннского этапа тектогенеза. На основе петрохимического анализа определена их формационная принадлежность к комплексам тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии (ТТГ) и адакитоподобных пород, формировавшихся в аккреционно-коллизийной системе зоны взаимодействия архейской континентальной плиты и свекофеннской ювенильной океанической коры. Приведены данные Sm–Nd изотопного состава этой системы пластинчатых тел и вмещающих пород метатерригенного ладожского комплекса, рассмотрены особенности их минерального и химического состава, а также получены возрастные датировки выявленных в магматическом субстрате реликтов ксеногенного циркона. Показано существенное влияние процессов частичного плавления в системе «архейский фундамент–палеопротерозойский чехол» на формирование пород сердобольского комплекса, предположительно инициированного поступлением расплавов из субдуцирующего слэба. Рассмотрены процессы коровой контаминации исходных магм.

*Ключевые слова:* тектоника, геодинамика, петрогенез, геохимический анализ, свекокарелиды, транспрессия, покровно-надвиговый парагенез, пластинчатые интрузии, ТТГ, адакиты

DOI: 10.31857/S0016853X24060015, EDN: RXHMWS

### ВВЕДЕНИЕ

В подвижных поясах разного возраста (от докембрия до кайнозоя), различного формационного наполнения (осадочного, магматического, метаморфогенного) и геоструктурного положения (внутри- и окраинноплитные) изредка встречаются специфические интрузивные образования пластиноподобных форм с многократным превышением их протяженности над истинной мощностью [72, 65, 39, 56, 55, 23, 59]. В соответствии с их морфологией, особенно в случае пологого залегания, они подобны силлам в осадочных бассейнах, но по соотношениям

с расслоенностью и структурой вмещающих толщ (дискордантность, приуроченность к разрывным поверхностям), силами являться не могут.

В архейском комплексе Центрально-Кольского блока нами была зафиксирована система пологих силлоподобных тел пикрит-долеритов с возрастом  $2217 \pm 27$  млн лет, локализованных вдоль пологих зон хрупких нарушений, секущих субвертикальную расслоенность гранито-гнейсового субстрата [23]. Их кулисно-эшелонированное расположение по отношению к разрывам, опережающим борт шовной зоны Колмозеро-Воронья, и структурная позиция, близкая положению трещин отрыва при сдвиге-надвиговой кинематике, указывают на транспрессивные условия их формирования

<sup>1</sup> Дополнительные материалы доступны по DOI: 10.31857/S0016853X24060015 статьи, для авторизованных пользователей.

в этой подвижной области на границе между Мурманским и Центрально-Кольским геоблоками.

В Южной Финляндии, крупные пластинчатые формы калиевых порфиридных гранитов S-типа с возрастом около 1840–1830 млн лет были отнесены к поздне Svecofennicким интрузивным образованиям, внедрившимся в условиях транспрессии по субвертикальным среднекоревым подводящим каналам и локализованным на более высоких уровнях коры вдоль субгоризонтальных сдвиговых зон во время поздней стадии складчатости [71].

Формирование пластинчатых интрузивных форм рассматривалось также в связи с процессами проявления гранитного плутонизма в Панафриканском поясе Дамара в эдиакарское время около 580–525 млн лет назад [55]. Была подчеркнута роль тектонических деформаций таких, как складчатость и локализованные сдвиги, не только в мобилизации расплавов в анатектических объемах в пределах ниже- и среднекорового гнейсового фундамента, но и в их миграции через транспрессивные сдвиговые зоны, которые обеспечивают субвертикальные пути проницаемости и способствуют вертикальному подъему магм и их накоплению на субсолидусных уровнях ( $T \sim 700\text{--}750^\circ\text{C}$ ,  $P \sim 5$  кбар). При этом полистадийные и импульсные деформации способствовали не только сегрегации расплавов из частично подплавленного субстрата, но и фракционированию магм. Сами системы пластинчатых форм лейкогранитов играли важную роль в поэтапном перераспределении, латеральном переносе и локализации небольших порций магм и оказали существенное влияние на процессы сборки крупных инъекционных комплексов в супрасолидусной коре.

В палеозойских комплексах Северных Аппалачей формирование пластиноподобных тел гранитов происходило на субсолидусном уровне коры под контролем тектонических процессов, что выразилось в приуроченности этих тел к дискретным зонам плоско текстурированных гнейсов, являющихся маркерами повышенных локализованных деформаций [39]. Кроме того, была отмечена связь морфологии обособляемых тел гранитов – пластинчатых или субизометричных в срезе (стержневых) – в связи с разделением объемов деформируемой среды в зависимости от типа эллипсоида деформации – уплощенного или вытянутого, соответственно. Было отмечено возможное влияние на пластинчатую морфологию гранитных тел термомеханической неустойчивости на поверхности солидуса, которая в своем развитии приво-

дит к формированию во время вязкого течения стержневых или пластиноподобных инъекций во вмещающие породы.

Интрузивный пластинчатый комплекс поздневарисийского возраста во внешней надвиговой зоне Сардинии был приведен как пример синтетектонического полифазного внедрения тоналитовой магмы, закончившегося на заключительной стадии тектогенеза интрузивным событием с участием лейкогранитных расплавов [56]. Пластиноподобные тоналитовые тела мощностью до нескольких метров там локализуются параллельно осевым поверхностям ранних складок, но затем они сминаются в складчатые формы последующей генерации, с которыми связаны еще одни протяженные жильные обособления гранитного состава. Синхронные с ними деформации оставили следы в тоналитовом субстрате в виде частичной или полной перестройки магматических структур. Считается, что эти тоналитовые расплавы были внедрены после температурного максимума раннекинематической стадии в остывающую кору, вероятно, при средне-зеленосланцевых температурных условиях и ниже.

В одной из обзорных работ [59] были исследованы структурные особенности процесса инъекции и продвижения магматического материала в виде пластиноподобных интрузий с учетом геометрии, морфологии сегментов и их соединительных элементов, а также соотношения со структурой вмещающих пород, что дает представление о механике внедрения магм, о палеострессовых условиях и реологии вмещающей породы во время магматического события. Были даны примеры того, как растяжение приводит к образованию интрузивных ступеней или мостиковых структур между соседними сегментами и как хрупкое сдвиговое разрывообразование и катакластические процессы, а также индуцированное теплом вязкое течение или флюидизация, способствуют развитию пластиноподобных инъекций во вмещающие породы.

Таким образом, общими закономерностями формирования пластинчатых тел можно считать несомненное влияние деформационных процессов, контролирующих их морфологию, пространственную приуроченность к тектоническим структурам и связь с синтетектоническими дилатансионными процессами.

Однако при всей важности и значимости тектонического фактора в формировании рассматриваемого типа магматических образований, их

изучение должно быть разносторонним и включать петрогенез, формационную принадлежность, геомеханические условия, глубинность и геодинамические обстановки времени формирования.

Целью настоящей статьи является комплексный анализ этого специфического класса интрузивных тел на примере пластинчатых форм широкого формационного спектра от габбро до гранодиоритов и плагиогранитов в палеопротерозойском ладожском комплексе юго-восточной части Фенноскандинавского щита.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Ладожский комплекс палеопротерозоя развит в пределах Свекокарельской или Ладожско-Ботнической подвижной области и включает вулканогенно-осадочную сортавальскую серию верхнего ятулия–людиковия и терригенно-флишоидную ладожскую серию калевиа, залегающая, с одной стороны, на перикратонной окраине Карельского массива (карелиды), с другой стороны, – в области формирования ювенильной свекофеннской океанической коры (свекофенниды) [31] (рис. 1, а).

Этот комплекс претерпел полифазные деформации свекофеннского тектогенеза, произошедшего 1.92–1.79 млрд лет назад, и зональный метаморфизм умеренных давлений от зеленосланцевой до гранулитовой фаций, связанных с косою субдукцией молодой свекофеннской океанической плиты под Карельский массив и с формированием аккреционно-коллизийного орогена [2, 5, 10, 18, 19, 29, 35, 63, 65].

Сформированная в результате этих событий подвижная зона, сложенная в Северном Приладожье ладожским комплексом и синтетектоническими магматическими образованиями имеет типичную для подвижных поясов дивергентно-вверную разрывно-складчатую структуру «трэнспрессивного дерева» или «цветка» с осевым сутурным швом Ладога–Раахе [22, 26, 27] (см. рис. 1, б).

Раннекинематический этап свекофеннских событий, синхронный с пиковым проявлением метаморфизма первого этапа в интервале 1.88–1.83 млрд лет, сформировал транспрессивную дивергентную структуру, в то время как на втором этапе в интервале 1.83–1.80 млрд лет была проявлена наложенная на нее региональная складчатость, под контролем которой процессы гранитизации достигли своего завершения, особенно в замковых участках крупных картируемых складок [24, 26].

Границей раздела между карелидами и свекофеннидами (составляют северный и южный домены) в Северном Приладожье принято считать Мейерскую зону надвигов, впервые выделенную и детально исследованную Ш.К. Балтыбаевым [1, 7, 8] с точки зрения эволюции термодинамических режимов в обстановке трансформационного надвигообразования (см. рис.1).

## СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СОСТАВ ПЛАСТИНЧАТЫХ ТЕЛ

### *Мейерская надвиговая зона*

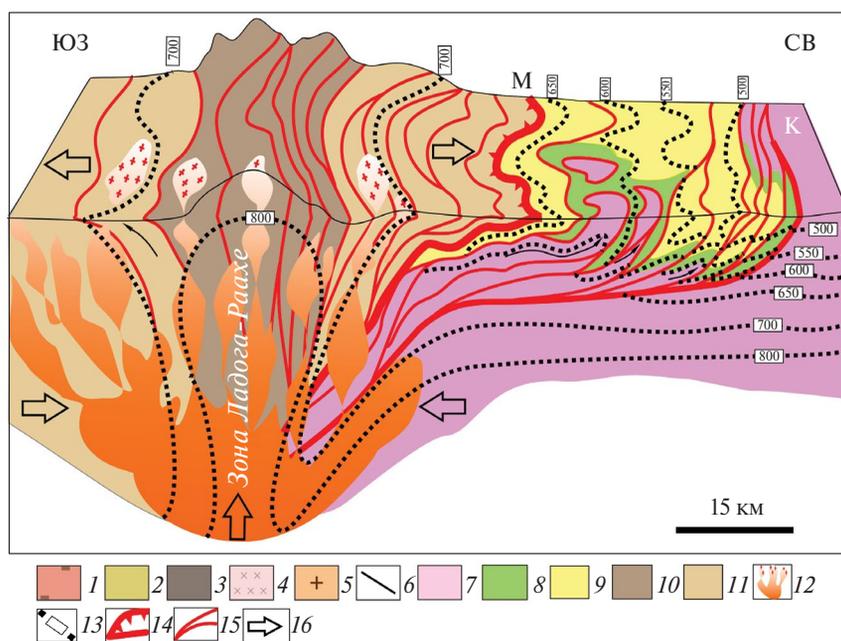
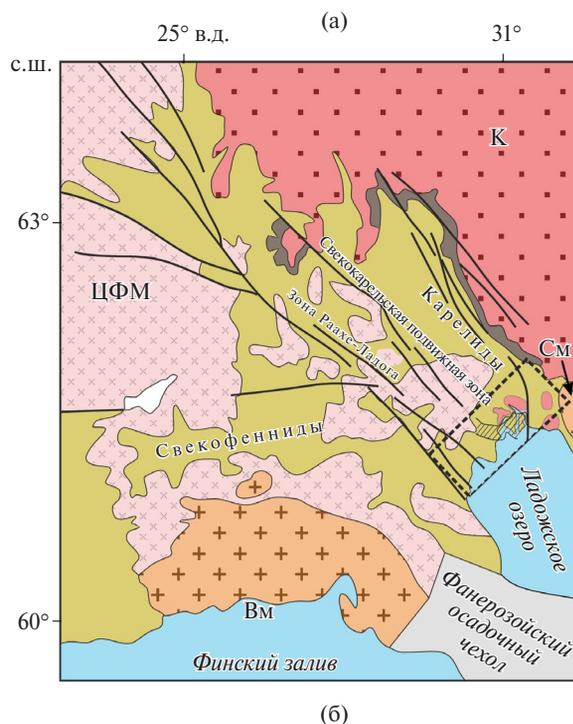
Мейерская зона представляет собой обширную полосу запад-северо-западного простирания, шириной до 15–20 км, интенсивно деформированных пород с преимущественно пологим залеганием элементов структуры, которая была сформирована в два последовательных этапа свекофеннского тектогенеза [19, 27]. Ее можно рассматривать как результат проявления «толстокожей тектоники», когда в единой полидеформационной структуре участвуют супракрустальные комплексы вулканогенно-осадочного чехла и реоморфизованного гранито-гнейсового фундамента [17]. Именно к этой зоне приурочены исследованные пластинчатые интрузии.

### *Структуры раннего деформационного этапа D1*

Структуры раннего деформационного этапа представлены разлинзованными фрагментами лежащих или наклонных изоклинальных складок, и сближенными системами пологих разрывов (рис. 2).

Эти разрывные нарушения с отчетливыми признаками надвиго-сдвиговой кинематики были выделены и зартированы нами на том основании, что среди типичных интенсивно деформированных гнейсов ладожской серии с сохраняющимися элементами исходной флишоидной слоистости, регулярно встречаются узкие (5–7 м) и протяженные зоны «прямых» гнейсов с плоскопараллельной формой гнейсоватости (рис. 3, а, б).

Эти узкие зоны маркируют поверхности сместителей шарьяжей и надвигов раннего этапа только в сочетании со структурами декомпрессионного приразломного повреждения субстрата, залеченными жильным гранитным материалом (см. рис. 3, в). Такие разрывы располагаются вдоль осевых поверхностей первоначально пологих (лежащих)



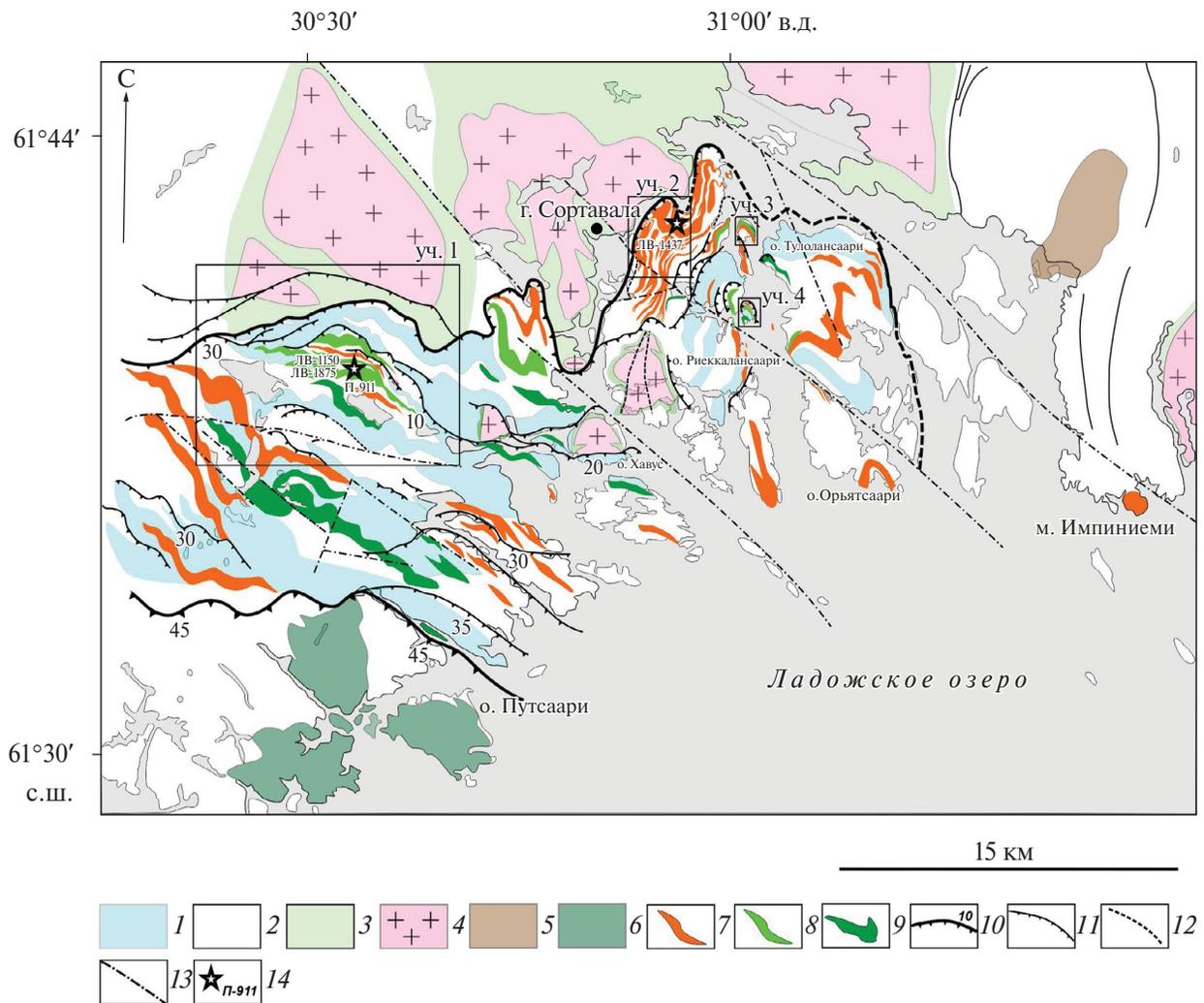
**Рис. 1.** Геологическое строение юго-восточной Фенноскандии и Северного Приладожья (по данным [27]).

(а) – Схема геологического строения Свско-Карельской подвижной зоны; (б) – палео-реконструкция строения Северного Приладожья. *Крупные структуры:* ЦФМ – Центрально-Финляндский массив; К – Карельский массив; М – Мейерская зона, разделяющая комплексы карелид и свскофеннид; *массивы:* См – Салминский, Вм – Выборгский. Показан (прямоугольником пунктиром) район исследования.

1–3 – комплексы: 1 – архейский, 2 – палеопротерозойский, 3 – ятулий; 4 – гранитоиды палеопротерозойского возраста; 5 – массивы гранитов-рапакиви; 6 – крупнейшие структуры; 7 – гранито-гнейсы архея; *палеопротерозойский ладожский комплекс (8–11):*

8 – метабазиты сортавальской серии, 9 – метасаммиты, метаморфизованные в диапазоне зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, 10–11 – образования, измененные: 10 – в зоне ультраметаморфизма, 11 – в условиях гранулитовой фации; 12 – магматические тела;

13 – изограды метаморфизма с индексом температуры; 14 – крупнейшие тектонические границы; 15 – разрывные нарушения; 16 – направление тектонического перемещения пород



**Рис. 2.** Обобщенная карта строения Мейерской шарьяжно-надвиговой зоны (по данным [27]).

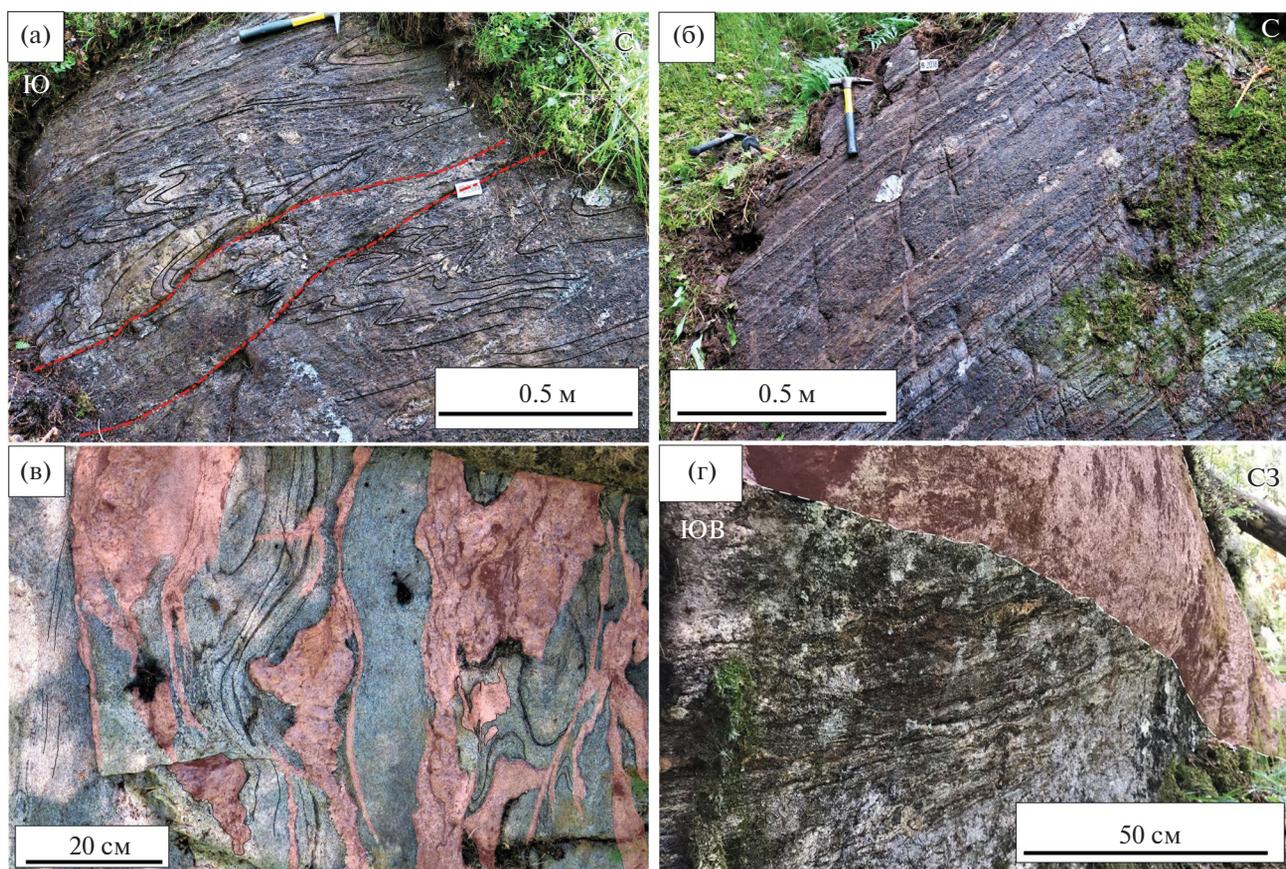
Показано (прямоугольники) положение четырех наиболее детально изученных участков.

1–2 – ладожская серия: 1 – гранат-содержащие гнейсы, 2 – слюдяные гнейсы; 3 – соргавальская серия; 4 – гранито-гнейсы архея; 5 – клинопироксенит-габбровый комплекс массива Вялимяки; 6 – Пуутсаарский габбро-монциодiorитовый комплекс; 7 – гранодиориты и граниты, неразделенные; 8 – диориты; 9 – габбро; 10 – тектонические границы мейерской зоны (числами показаны углы падения); 11–12 – надвиго-шарьяжи: 11 – выявленные (числами показаны углы падения), 12 – предполагаемые; 13 – поздние разрывы; 14 – точки отбора проб для U–Pb датирования пластинчатых тел

складок, картируемых на площади по конфигурации границ гранатовых и безгранатовых разностей гнейсов, метаморфизованных здесь в условиях амфиболитовой фации. Такие же разрывы недавно были выявлены нами и в комплексе подстилающего гранито-гнейсового фундамента методами магнито-теллурического зондирования [17] (рис. 4).

Вдоль осевых поверхностей этих складок и кулисно-эшелонированно по отношению к пологим разрывным нарушениям локализуются интрузивные пластиноподобные тела широкого спектра составов (габбро, диориты, гранодиориты, плагиограниты). По нашему мнению, они форми-

руют единую систему, встроенную в структурный парагенез покровно-складчатого ансамбля раннего этапа тектогенеза, и маркируют надвиго-правосдвиговую кинематику смещений по разломам. Пологое залегание от  $\sim 10^\circ$  до  $\sim 30^\circ$  интрузивных пластиноподобных тел, значительная протяженность от сотни метров и до первых километров при мощности от нескольких метров до первых десятков метров, а также субсогласные или кососекущие соотношения с расслоенностью вмещающих гнейсов ладожской серии позволяют относить их к силлоподобным интрузивным формам [23] (см. рис. 3, г). Именно по устойчивому сочетанию



**Рис. 3.** Элементы структурного парагенеза раннего кинематического этапа свекофеннского тектогенеза в пределах Мейерской зоны.

- (а) – типичная складчатая структура гнейсовых толщ в обнажениях ладожской серии;  
 (б) – зоны гнейсов (тектонитов) около поверхностей сместителей разрывных нарушений шарьяжно-надвигового типа;  
 (в) – приразломные зоны повреждения субстрата, отмеченные жильными инъекциями гранитного состава;  
 (г) – кососекущие соотношения гнейсоватости вмещающих пород и пластиноподобных тел гранодиоритов

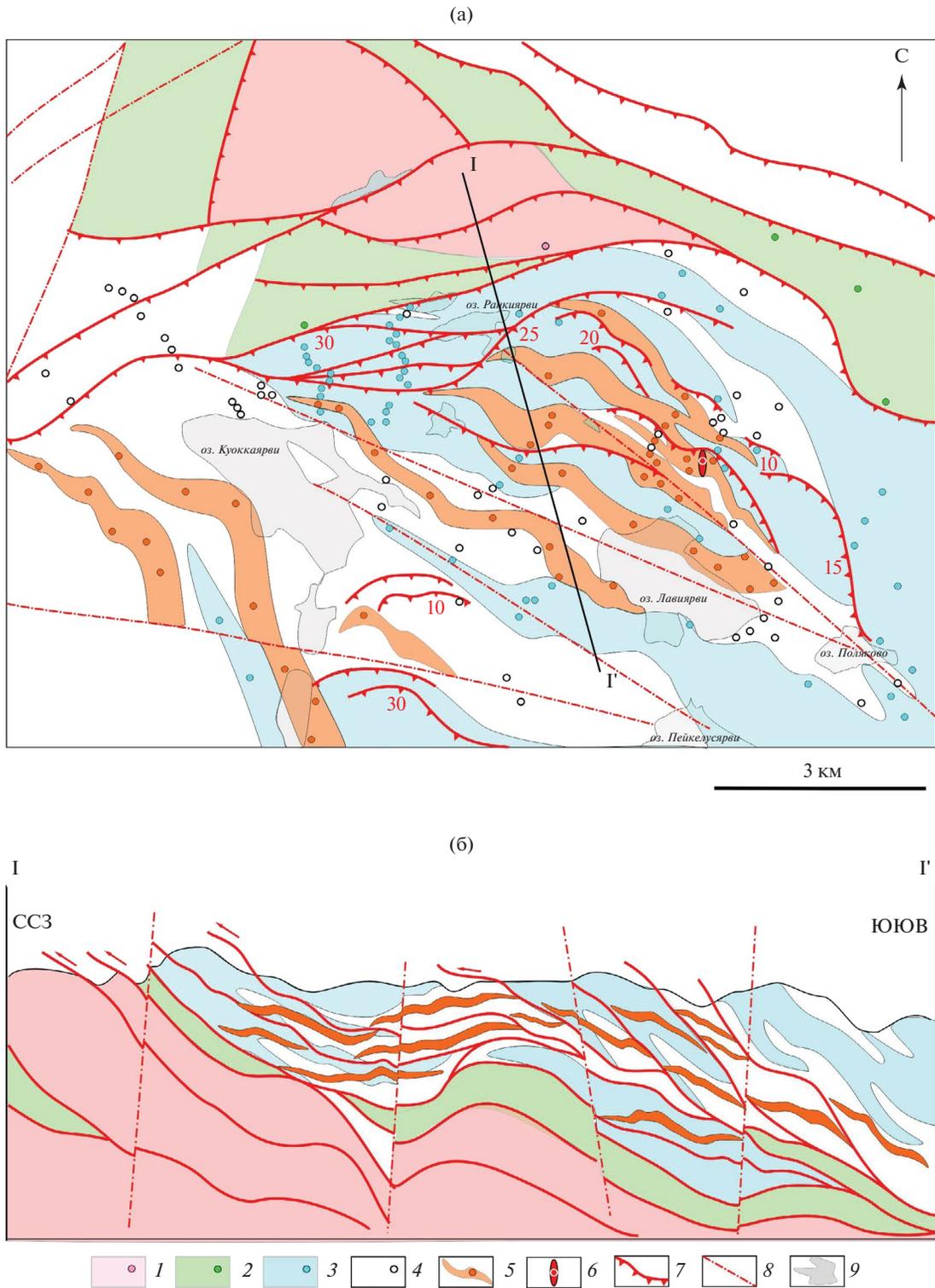
деформационных элементов структурного парагенеза этого раннего этапа нами были определены современные геологические границы Мейерской зоны [27] (см. рис. 2).

### *Структуры второго деформационного этапа D2*

На втором этапе тектонической эволюции Мейерской зоны на раннекинематические структурные элементы по всей ее площади была наложена региональная система разномасштабных прямых складок второго этапа деформаций с субмеридиональной или север-северо-западной ориентировкой осевых поверхностей. К замковым частям этих складок в зоне ультраметаморфизма приурочены участки объемной гранитизации гнейсов, в значительной степени или полностью, затушевывающей первичную расслоенность и гнейсоватость

субстрата. Кроме того, вдоль их осевых поверхностей местами были обособлены плагиогранитные и пегматитовые жилы, а в некоторых магматических телах предшествующего этапа становления произошло формирование локализованных палингенных выделов субстрата.

Выявленная площадным детальным картированием наполненность Мейерской зоны рассматриваемыми пластинчатыми телами варьирует в зависимости от степени обнаженности и расчлененности рельефа. В наиболее глубоких врезках в рельефе, где можно зафиксировать их расположение по вертикали, они неоднократно чередуются со складчато-деформированными вмещающими гранатовыми и безгранатовыми гнейсами, а также с зонами “прямых” гнейсов, маркирующими сместители шарьяжно-надвиговых пластин (см. рис. 4; рис. 5, разрезы).



**Рис. 4.** Пластинчатые тела в покровно-складчатом структурном парагенезе Мейерской зоны в районе оз. Куоккаярви и оз. Лаваярви (по данным [17]).

(а) – детальная карта; (б) – обобщенный разрез I–I'

Составы и точки опробования пород (1–6): 1 – гранитогнейсы, 2 – метавулканыты сортавальской серии, 3–4 – гнейсы ладожской серии: 3 – гранат-содержащие, 4 – слюдяные; 5 – пластинчатые тела диоритов и гранодиоритов, нерасчлененные, 6 – палингенные обособления гранодиоритов (точка отбора проб П-911/1); 7 – разрывы с покровно-надвиговой кинематикой (числами показаны углы падения); 8 – поздние разрывы, активизированные на новейшем этапе; 9 – озера



**Разновидности и состав пластинчатых тел**

Дробная формационно-вещественная и тектоническая расслоенность Мейерской зоны усиливается также изменчивостью от места к месту составов пластинчатых тел. Среди них выделяются такие разновидности как (см. рис. 2, рис. 6):

- габбро (выделяются относительно редко);
- диориты, гранодиориты (преобладают);
- плагиограниты.

С учетом наложенного метаморфизма и частичной гранитизации этих пород их минерально-фазовый состав в среднем характеризуется следующим образом.

- Габбродиориты амфиболитизированы до состава полевошпатовых амфиболитов и местами гранитизированы, объемно или инъекционными прожилками, и имеют в составе (рис. 7, а–в):

- плагиоклаз (от 30 до 40%) состава олигоклаз (внешняя оболочка)/андезин (ядро);
- роговая обманка (до 50%), единичные реликты клинопироксена;
- биотит (до 20%);
- аксессуарные минералы представлены апатитом (превалирует), ильменитом, пиритом.

Структура основной матрицы гранобластическая, но при тектонизации у контакта тела или в зонах локализованных сдвигов перестраивается в лепидогранобластовую с резким превалированием биотита над амфиболом и с появлением мигматитовых обособлений.

- Диориты и гранодиориты состоят из (см. рис. 7, д, е):

- существенно биотитовых пород (до 35%) или содержащих амфибол (до 7%)
- биотитовых пород с лейкократовой частью, сложенной преимущественно олигоклазом (до 50%), кварцем (до 5%), небольшим количеством микроклина (1–2%).

- местами гранитизированы и мигматизированы с исчезновением амфибола и нарастанием долей биотита и кварца;

- аксессуарии представлены апатитом, титани-том, цирконом, ильменитом.

- Плагиограниты (см. рис. 7, ж–и):

- обычно мелко- среднезернистые породы, массивные с гранобластовой структурой,

- сложены преимущественно олигоклазом (до 35%), микроклином (до 25%), кварцем (до 20%), биотитом (до 20%);

- на контакте с микроклином плагиоклазы альбитизируются;

- аксессуарии представлены цирконом, магнетитом, сульфидами;

- местами значительно окварцеваны;

- в зонах эндоконтакта часто сильно рассланцованы и обогащены мусковитом.

Изученные породы составляют структурно единый ряд от основных до кислых разностей, которые локализируются в виде самостоятельных, разобщенных тел. Однако, в целом и на отдельных участках, все эти разности закономерно группируются близко друг к другу, создавая трехкомпонентные системы смешения или ряды от кислых до основных, которые неоднократно по площади повторяются (см. рис. 2).

Вместе с тем, в отдельных обнажениях можно наблюдать постепенные переходы между этими разностями, наиболее полно установленные на о. Ваннисенсаари, расположенном в проливе между о. Риеккалансаари и о. Тулолансаари (см. рис. 2, уч. 3).

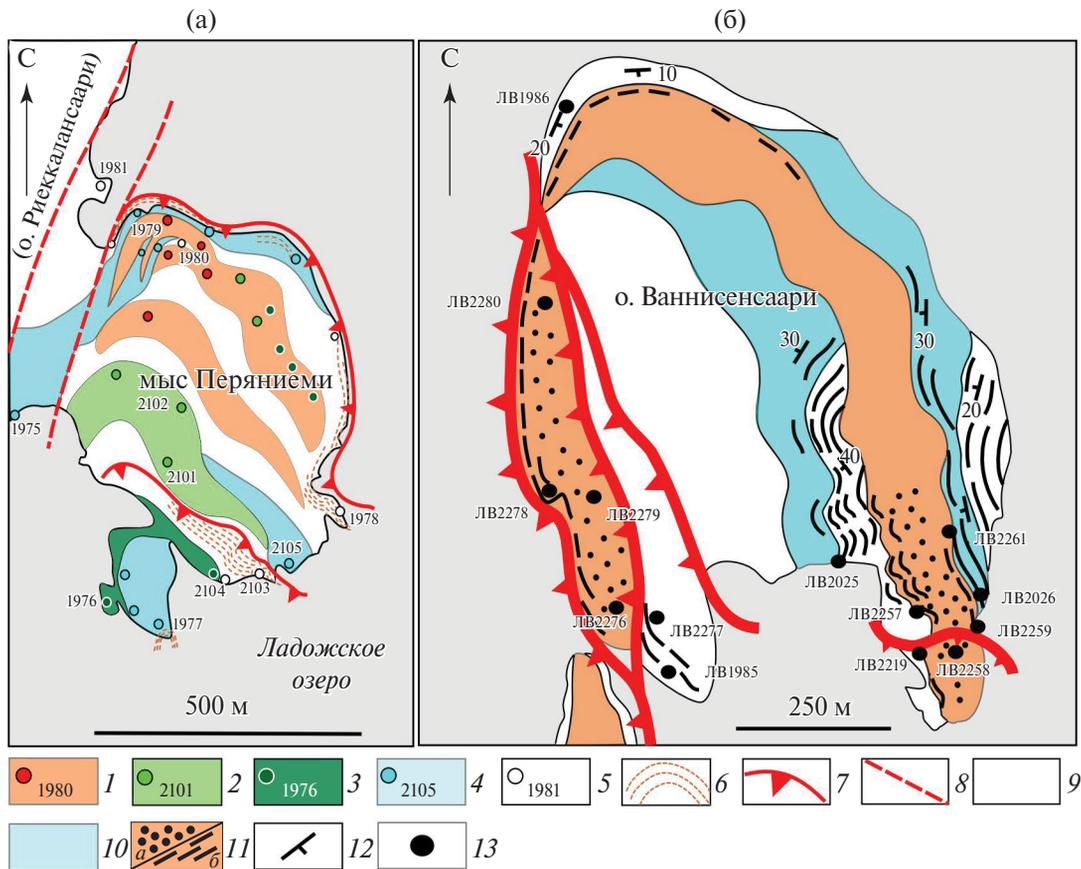
Там среди толщ чередования слюдястых и гранат-содержащих гнейсов ладожской серии картируются полого залегающие пластинчатые интрузивные тела, секущие их расслоенность и вместе с ней разворачивающиеся в синформной складчатой структуре второго этапа деформаций (см. рис. 6, б).

В едином подковообразном теле в непрерывном обнажении с запада на восток (между точками ЛВ2019 и ЛВ2259) можно проследить постепенный переход от плагиогранитных разностей в верхней части пластины (в точках ЛВ2019 и ЛВ2257), через гранодиориты в ее срединной части (в точке ЛВ2258), к габбро-диоритам у нижней поверхности (в точке ЛВ2059) (см. рис. 6, б).

Субстрат этого тела у контактов с вмещающими породами заметно огнейсован (см. рис. 7, г, и). При этом в центральной части преимущественно сохраняет массивное сложение (см. рис. 7, д).

В одном из интрузивных пластинчатых тел мыса Перяниemi в средней части о. Риеккалансаари, где, судя по разрозненным точкам наблюдения, в пределах предположительно единой пластинчатой формы происходит постепенный переход от более кислых разностей состава гранодиорита (в точке №1980), через диориты, к габбродиоритам в ее основании (в направлении к точке №1978) (см. рис. 6, а; см. рис. 2, уч. 4).

Аналогичные интрузивные тела с внутренними постепенными переходами от более основных к кислым разностям ранее были выделены в этом месте в качестве бескорневых интрузий [30].



**Рис. 6.** Структурное положение интрузивных тел сердобольского комплекса среди гнейсов ладожской серии.

(а) – Геологическая карта мыса Перяниеми (о. Риеккалансаари), положение участка уч. 4 – см. рис. 2;

(б) – Геологическая карта о. Ваннисенсаари, положение участка уч. 3 – см. рис. 2.

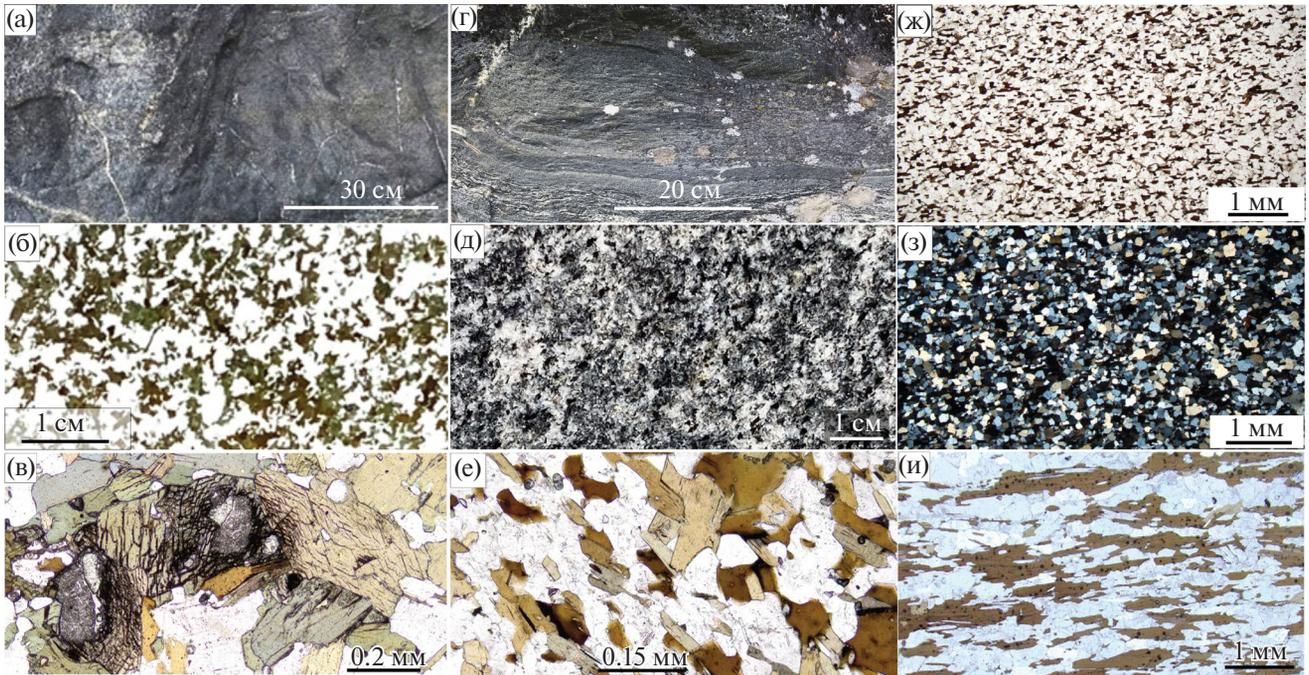
1–3 – пластинчатые интрузии с точками отбора проб: 1 – гранодиоритов, 2 – диоритов, 3 – габбро; 4–5 – вмещающие гнейсы ладожской серии с точками отбора проб: 4 – гранат-содержащие гнейсы, 5 – слюдистые гнейсы; 6 – зоны разломных хлоритовых тектонитов; 7 – надвиги; 8 – поздние разломы; 9 – слюдистые гнейсы; 10 – гранат-содержащие гнейсы; 11 – гранодиориты: а – массивные, б – огнейсованные; 12 – элементы залегания расслоенности, 13 – точки отбора проб

### Наложённые метаморфические процессы

Пластинчатые тела, структурно-кинематически связанные с ранним деформационным этапом свекофеннского тектогенеза, проходившего на пике регионального метаморфизма, находятся, преимущественно, в пределах зоны амфиболитовой фации, где они испытали соответствующие наложенные преобразования. Породы близкие по составу габбродиоритам преобразовались в амфиболиты, с редкими реликтами клинопироксена и укрупненного, предположительно магматического, плагиоклаза (состава андезина), сохранившегося среди более мелкозернистой матрицы, содержащей, помимо амфибола, только олигоклаз и крайне редкий кварц.

Более кислые разновидности (гранодиориты и плагиограниты) преобразованы в плагиоклаз-кварц-биотитовые породы однородного массивного сложения, в которых в качестве маркера метаморфических изменений появляется монацит, отсутствующий среди аксессуариев более основных типов метаматических пород. Отметим, что значительная по объёму часть этих пород подверглась локализованному синметаморфическому огнейсованию на первом деформационном этапе, т.к. эта гнейсовая текстура в последующем принимает участие в наложенной складчатости второго этапа. Формирование этой текстуры сопровождалось значительной биотитизацией амфибола, раскислением плагиоклаза и прочими минерально-фазовыми изменениями.

Последующие структурно-текстурные и вещественные преобразования изученных магматических



**Рис. 7.** Микрофото текстурно-вещественных различий ряда габбродиорит-гранодиорит-плагиогранит единого пластинчатого тела на уч. 3 о. Ваннисенсаари.

Положение: участка уч. 3 – см. рис. 2; точек отбора проб ЛВ2259, ЛВ2258, ЛВ2257 – см. рис. 6.

(а)–(г) – габбродиориты в точке ЛВ2259: (а) – в обнажении, (б) – в шлифе, (в) – с реликтами пироксена, (г) – в обнажении с огнейсованием у контакта с гранодиоритом; (д)–(е) – диориты в точке ЛВ2258: (д) – в обнажении, (е) – в шлифе; (ж–и) – массивные плагиограниты в шлифе точки ЛВ2257: (ж) – в плоско-поляризованном свете, (з) – в кросс-поляризованном свете, (и) – с существенной текстуризацией около эндоконтакта

пород, связанные со вторым этапом тектогенеза, также добавили, хотя и в меньшей степени, вариативность в их облик и состав на всей площади Мейерской зоны.

В частности, в пределах отдельных пластиновидных тел встречаются более молодые обособления массивного облика и гранодиоритового состава среди существенно огнейсованных различий, связанных постепенными переходами к исходными массивными диоритами (рис. 8, а; см. рис. 4, точка П-911).

Судя по общему субмеридиональному простиранию такого контакта, он близок положению осевых поверхностей картируемых складок второго этапа региональных деформаций, в которые сминаются пластинчатые тела (см. рис. 4).

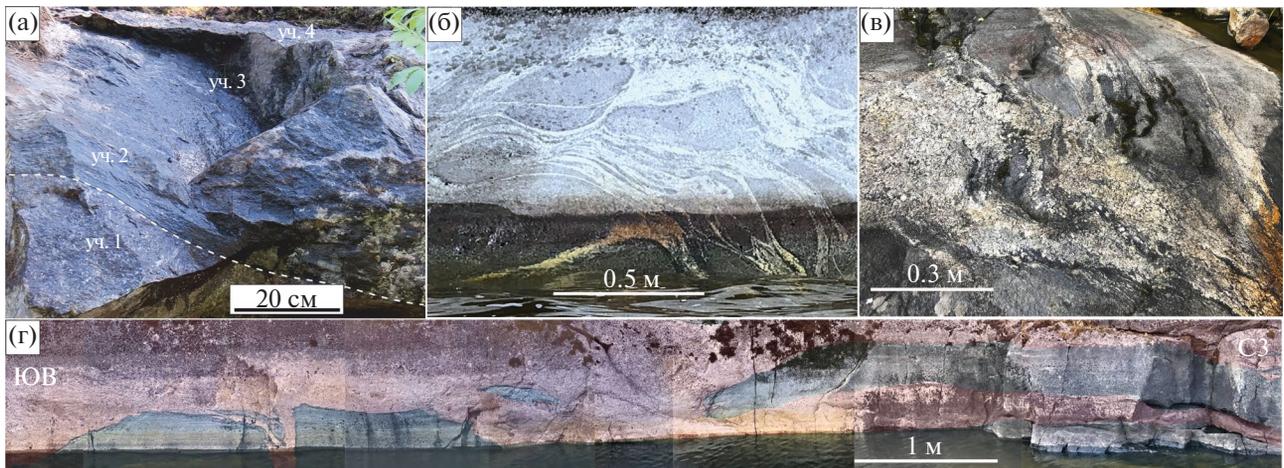
Полевые наблюдения показывают, что именно к замковым участкам этой наложенной складчатости максимально приурочена объемная и инъекционная гранитизация (позднекинематическая) вмещающих гнейсов. Это дает основание допустить связанную с процессами ультраметаморфизма палингенную природу таких массивных

обособлений гранодиорита и их синхронность со складчатостью второго этапа.

Помимо очевидной структурно-текстурной несхожести огнейсованной и массивной различий, имеются существенные различия и в их минеральном составе, особенно в сравнении с исходными массивными диоритами, а также в петрохимическими и изотопно-геохимическими характеристиками.

Например, палингенный гранодиорит не содержит амфибола, его плагиоклаз олигоклазового типа ( $An\ 23-29$ ), в то время как в смежных огнейсованных различиях анортитовая компонента в плагиоклазе несколько возрастает ( $An\ 33-34$ ), а в массивных диоритах достигает состава андезина ( $An\ 41-44$ ). В матрице, кроме того, в отличие от вмещающего огнейсованного субстрата диоритов, в небольшом количестве появляется калиевый полевой шпат.

Точно так же заметны вариации в составе или пропорциях аксессуарных минералов – если в огнейсованных различиях диорита почти в равных пропорциях присутствуют ильменит, апатит,



**Рис. 8.** Фото наложенных преобразований диоритов стадии гранитизации в пределах Мейерской зоны.

- (а) – палингенная выплавка гранодиорита (уч.1) среди сильно огнейсованных разностей (уч. 2, уч. 3) исходного диорита (уч. 4);  
 (б) – инъекционные обособления гранитного материала в массивном субстрате диорита;  
 (в) – гранит-пегматитовые обособления в массивной матрице и мигматитовая полосчатость в огнейсованном субстрате диорита;  
 (г) – слоеподобные обособления гранитного материала с субвертикальными подводящими каналами среди полого залегающих слюдистых гнейсов

титанит и монацит, то в новообразованной массивной разности гранодиорита последний исчезает полностью.

В тектонизированных диоритах много карбонатной примеси, появление которой, вероятно, связано с разрушением амфибола и его существенным замещением биотитом, но эта примесь полностью отсутствует в палингенной разности. В тектонизированных магматитах, помимо биотитов часто появляются зоны их мусковитизации и хлоритизации, свидетельствующие о продолжении деформаций и в более низкотемпературных условиях.

Основной объем наложенных на пластинчатые тела преобразований связан с широко проявленными на втором этапе деформаций процессами ультраметаморфизма, которые выразились в пространственно неравномерной объемной и инъекционной гранитизации проходившей под тектоническим контролем. При этом в субстрате диоритов и других разностей формируются линзовидно-ветвистые структуры, выполненные гранитным материалом, характерные для зон пластического течения (см. рис. 8, б).

Вдоль зон огнейсования субстрата также происходит обособление лейкократового материала, с образованием мигматитоподобных пород, и секущих их пегматоидных тел, маркирующих присдвиговые кулисно-эшелонированные ряды трещин отрыва (см. рис. 8, в).

При наличии вертикальных врезов, видно внедрение в полого залегающие толщи вмещающих пород многоярусных обособлений гранитного материала, соединенных субвертикальными каналами его поступления (см. рис. 8, г).

Этот материал также внедрялся в пологие зоны огнейсования диоритов, распространяясь по латерали вдоль поверхностей их тектонического расчленения на десятки метров. Повсеместно, но не равномерно, проходят объемно рассеянные процессы гранитизации пластинчатых магматитов, фиксируемые по обильному насыщению исходного субстрата натровой специализации микроклином и кварцем. Здесь появляется альбит, чаще всего на контактах плагиоклаза и микроклина, а также идет замещение биотита белой слюдой.

На площади Мейерской зоны и в выходах пород описываемого ряда габбродиоритов-гранодиоритов в окрестностях г. Сортавала (прежнее название – Сердоболь) ранее добывались породы, называвшиеся обобщенно сердобольскими гранитами. Исходя из этого, все интрузивные тела пластинчатых форм обособления, с учетом их пространственной локализации только в пределах Мейерской зоны (вне ее пределов, синхронные и близкие по составу породы имеют преимущественно plutonic формы внедрения), мы объединяем в самостоятельный сердобольский комплекс.

## U–Pb ДАТИРОВАНИЕ ПОРОД СЕРДОБОЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА

Нами было проведено U–Pb геохронологическое датирование нескольких пластинчатых тел гранодиоритового состава из двух значительно отдаленных друг от друга участков Мейерской зоны [27] (см. рис. 2).

Был определен временной интервал раннекинematicкой стадии и возрастной рубеж проявления наложенной складчатости второго этапа деформаций свекофеннского тектогенеза [27].

Основные тектоно-метаморфические события раннего этапа тектогенеза охватывают временной интервал, близкий к рубежу 1.87 млрд лет. Конкордантные возрасты магматических цирконов из тел гранодиоритов этих двух участков составляют (см. рис. 2):

- $1870 \pm 5$  млн лет (точка ЛВ1437);
- $1871.4 \pm 8.8$  млн лет (точка ЛВ1875);
- $1867.0 \pm 7.4$  млн лет (точка ЛВ1875).

Циркон из палингенных гранодиоритов имеет более молодые возрасты ~1830 млн лет (большинство определений находятся в интервале от 1824 до 1841 млн лет) со средним конкордантным значением  $1828.6 \pm 4.3$  млн лет [27] (см. рис. 8, а, точка ЛВ1150).

Этот интервал мы связываем с проявлением ареальной складчатости второго этапа тектогенеза и синхронного с ним пика процессов гранитизации во всем регионе, т.к. близкий конкордантный возраст ( $1827.9 \pm 4.9$  млн лет) был нами получен также и за пределами Мейерской зоны для секущих плагиогранитных обособлений в замке складки второй генерации в метабазах сортавальской серии [27].

События, близкие к рубежу 1830 млн лет, выявленные нами в Приладожье впервые [27], можно сопоставлять с широко проявленными позднесвекофенскими анатектическими процессами в гранит-мигматитовой зоне Южной Финляндии [44].

Сопоставление этих возрастных данных для пластинчатых тел с результатами датирования близких по формационной принадлежности плутонических магматических массивов за пределами Мейерской зоны показывает схожие временные интервалы становления (см. рис. 2).

В Путсаарском массиве (габбронориты, монцодиориты–кварцевые диориты, тоналиты–микроклиновые граниты) конкордантные возрасты составляют [52]:

- $1869 \pm 7.7$  млн лет для его мафических разностей;
- $1868.2 \pm 5.9$  млн лет для гранитов.

Для Лауватсаарско-Импиниемского дифференцированного комплекса, состоящего из одноименных интрузий габбро-диорит-гранодиоритового состава получены возрасты  $1872 \pm 3$  и  $1871 \pm 12$  млн лет, соответственно [31].

В более древнем Вялимякском массиве габбро-пироксенитов ( $1900.4 \pm 6.4$ – $1889.6 \pm 6.4$  млн лет), расположенном в северном обрамлении Мейерской зоны, в его роговообманковых пироксенитах также зафиксирован дискордантный возраст в  $1874 \pm 24$  млн лет, вероятно отражающий этап наложенных преобразований во время свекофенских событий [19].

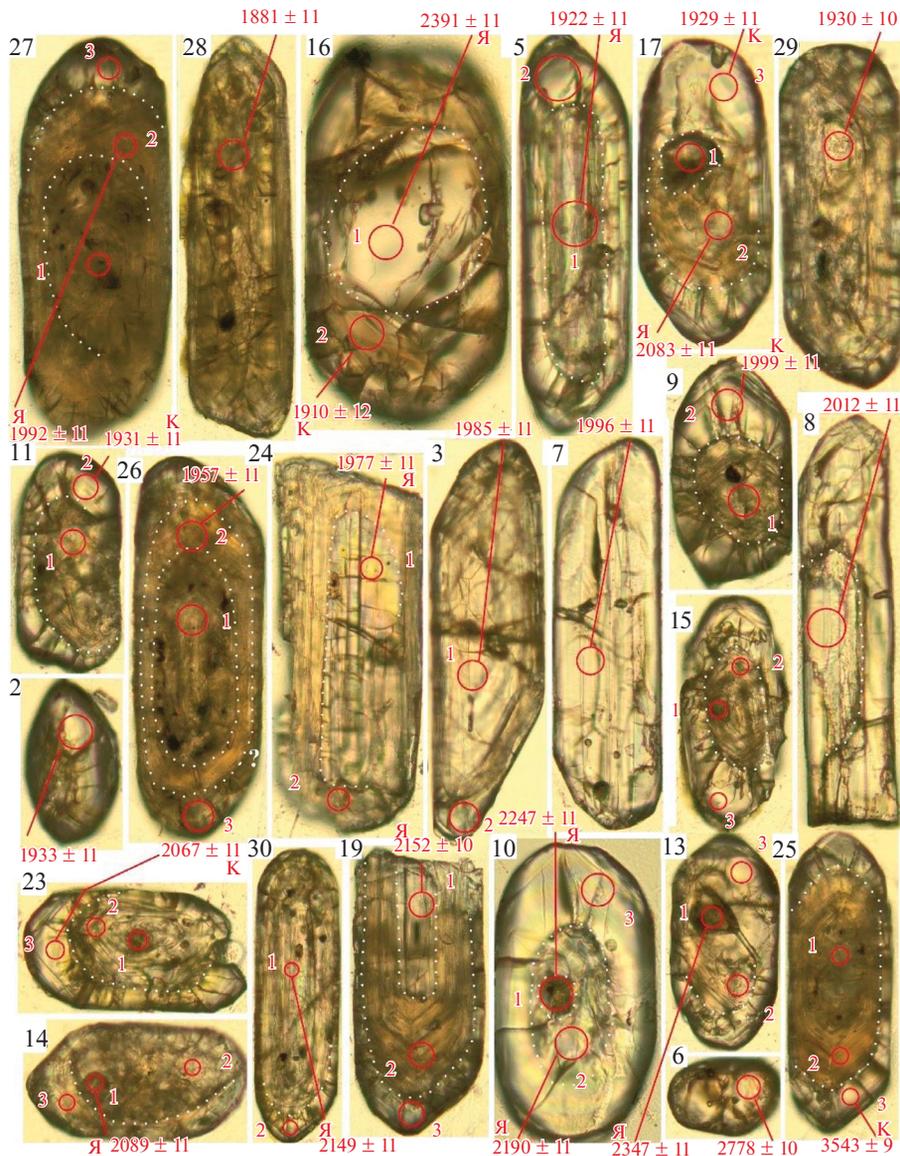
В еще более северном бимодальном комплексе Алатту, с возрастом ранней интрузивной фазы габбрового состава в  $1884 \pm 3$  млн лет, цирконы из сопряженных с ним даек кварцевых диоритов/тоналитов показали во внешних оболочках дискордантный возраст  $1871 \pm 14$  млн лет, а при исключении анализов с высоким уровнем Pb – конкордантную датировку  $1874 \pm 13$  млн лет [53].

Также близкие этому временному интервалу датировки тоналитовой мигматизации 1869–1872 млн лет, полученные по монациту для лейкосом и их вмещающих гнейсов в южном и северном доменах Приладожья, по-видимому, отражают метаморфические процессы раннекинematicкого этапа свекофеннского тектогенеза [3].

## ДАТИРОВАНИЕ КСЕНОГЕННОГО ЦИРКОНА В МАТРИЦЕ ПАЛИНГЕННЫХ ГРАНОДИОРИТОВ

Поскольку были выявлены обособления ремобилизованных, палингенных гранодиоритов среди огнейсованных диоритов, нами был детально изучен циркон в них и во вмещающем их субстрате (см. рис. 8, образцы П911-1, П911-2).

Выделенные из них зерна циркона были изучены в Лаборатории химико-аналитических исследований Центра коллективного пользования ГИН РАН (г. Москва, Россия) на установке, состоящей из системы лазерной абляции NWR-213, совмещенной с магнито-секторным масс-спектрометром высокого разрешения Element-2 (Thermo Scientific, Germany). Рабочие параметры аппаратуры приведены в работе [15] и в дополнительных материалах (Приложение 1: Табл. П1, П2).



**Рис. 9.** Схема микрофотографий изученных зерен циркона из пробы П911-1.

Фото скомпонованы по возрастанию возраста (млн лет) анализируемых зерен циркона (слева направо и сверху вниз). Обозначено: номер зерна (черным в левом верхнем углу), номер анализа в зерне (арабскими цифрами красным 1, 2, 3 и 4); видимые границы инхеритных ядер или границы между разными частями кристалла (точечными линиями белым); положение кратера лазерной абляции (кружок  $\varnothing=30$  мкм); полученный возраст (млн лет) показан красным цветом (дополнительная маркировка для: Я – ядро, К – оболочка); кратер без возраста (возраст не получен, т.к. анализ сильно дискордантный).

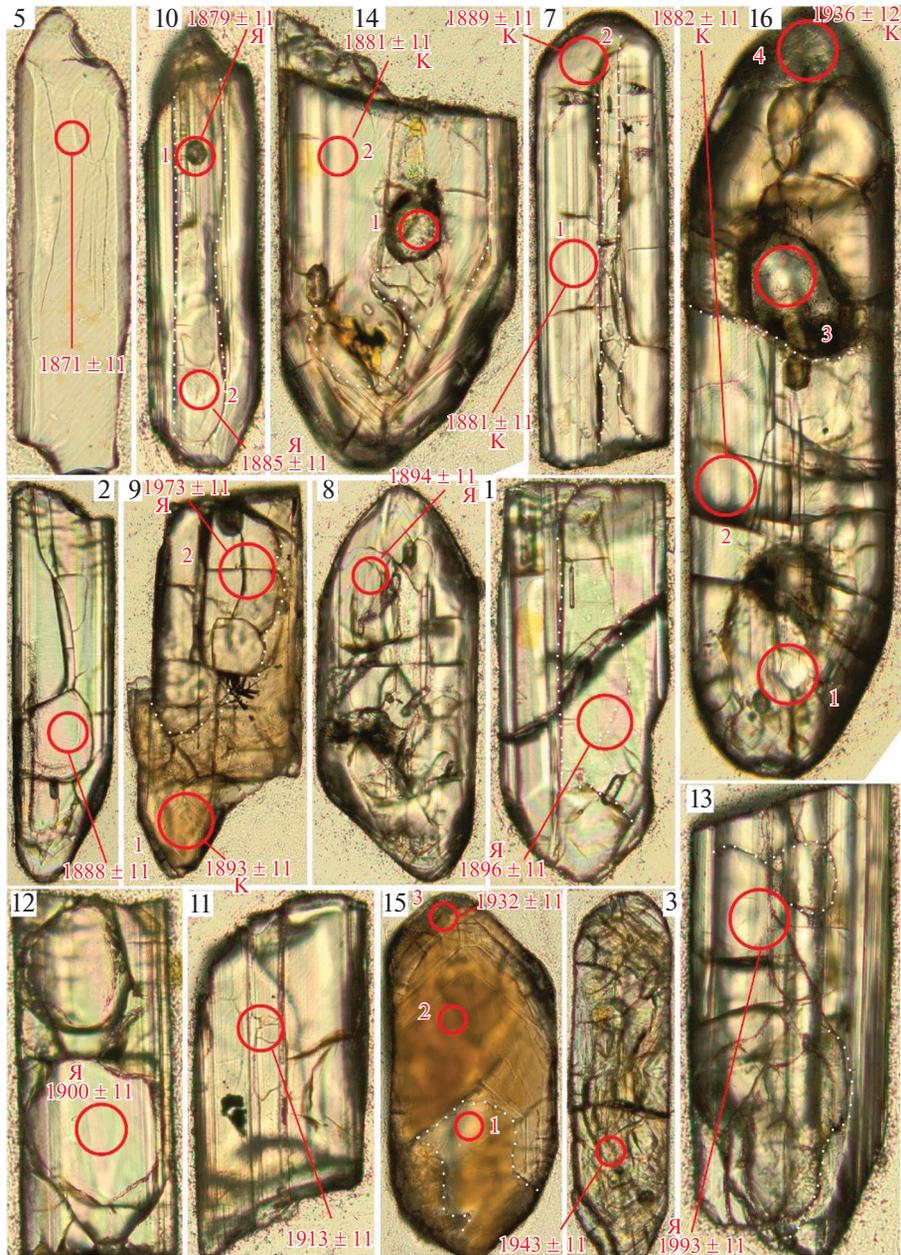
### *Выделение и описание зерен циркона*

Зерна циркона из проб П911-1 и П911-2 были выделены по стандартной методике с применением тяжелой жидкости, а затем имплантированы в эпоксидные диски диаметром 2.54 см, приполированы до середины типичного размера зерна и изучены под микроскопом (рис. 9, рис. 10).

Зерна циркона из пробы П911-1 представлены примерно поровну либо прозрачными, без выра-

женной цветовой окраски, либо мутными с неоднородным коричневым окрасом, разностями. В пробе П911-2 они преимущественно такие же прозрачные без выраженной цветовой окраски, и лишь единичные имеют неоднородный коричневый окрас или замутнены (см. рис. 9, см. рис.10).

Среди зерен циркона из обеих проб отсутствуют кристаллографически правильно оформленные зерна. Большинство зерен имеют очень сложное строение, иногда представляют собой бесформен-



**Рис. 10.** Схема микрофотографий изученных зерен циркона из пробы П911-2.

Фото скомпонованы по возрастанию возраста (млн лет) анализируемых зерен циркона (слева направо и сверху вниз). Обозначено: номер зерна (черным в левом верхнем углу), номер анализа в зерне (арабскими цифрами красным 1, 2, 3 и 4); видимые границы инхеритных ядер или границы между разными частями кристалла (точечными линиями белым); положение кратера лазерной абляции (кружок  $\varnothing=30$  мкм); полученный возраст (млн лет) показан красным цветом (дополнительная маркировка для: Я – ядро, К – оболочка); кратер без возраста (возраст не получен, т.к. анализ сильно дискордантный).

ные образования. Многие зерна содержат многочисленные включения разной природы и трещины, которые различаются по цвету, размеру, форме и другим деталям. Фиксируются редкие единичные включения игольчатой формы, которые наиболее вероятно являются кристаллами апатита.

Для 1/3 зерен циркона по микрофотографиям надежно выделяются древние унаследованные ядра и облекающие их оболочки, а для остальных предполагается наличие областей внутри зерен с разными свойствами, но без уверенности в том, что это ядра и оболочки или разные части кристалла. Все зерна округлены, некоторые до

почти круглой формы, и во всех не наблюдается ни сохранных вершин кристалла, ни граней. При оценке степени округлости зерен циркона мы применили методику из работы [32].

Однако многие зерна сохранили облик габитуса, свойственного кристаллам магматического происхождения. Все эти черты строения зерен свидетельствуют о сложной, полистадийной истории становления и эволюции зерен циркона. Форма зерен циркона со значительной степенью округлости, дает основания предполагать их ксеногенную природу, включая обломочную, и захват расплавом из окружающих магматических, метавулканических и метатерригенно-осадочных пород.

Для восстановления истории формирования и эволюции зерен циркона, в их крупных формах, где это было возможно, были намечены от двух до четырех областей для возможности определения возраста ядер и оболочек или их частей и/или доменов (см. рис. 9, см. рис.10).

#### *Данные U–Th–Pb датирования зерен циркона*

**Проба П911-1.** В данной пробе для 31-го зерна выполнено 69 анализов, из них 26 датировок кондиционны и использованы для построения гистограммы и кривой плотности вероятности КПВ (см. Приложение 1: Табл. П1; рис. 11; рис. 12, а).

**Проба П911-2.** В данной пробе для 16-ти зерен выполнено 25 анализов, из них 18 датировок кондиционны и использованы для построения гистограммы и КПВ (см. Приложение 1: Табл. П1; см. рис. 11; см. рис. 12, б).

Статистически значимых различий по содержаниям U и Th и величинам Th/U в анализах, полученных для проб П911-1 и П911-2, не зафиксировано. Рутинные содержания U и Th, а также Th/U, попадающие в пределы от 0.1 до 1.0, считаются типичными для циркона из гранитоидов нормальной и пониженной кремнекислотности [48, 51, 69].

Попытки получить возрасты ядер и оболочек или их различных частей в пределах одного зерна дали следующие результаты (табл. 1).

**Проба П911-1.** В изображениях нескольких зерен видна внутренняя структура, соответствующая ядру, внутренней и внешней оболочке и предполагающая трехэтапную историю образования/преобразования этих зерен (см. рис. 9).

Однако ни в одном случае не удалось получить три различающихся конкордантных возраста

в одном зерне. Для двух зерен № 16 и 17 получены конкордантные значения для ядра и внешней оболочки. Для зерна № 10 определены два существенно различающихся возраста, которые мы рассматриваем как возрасты ядра и внутренней оболочки (см. рис. 11).

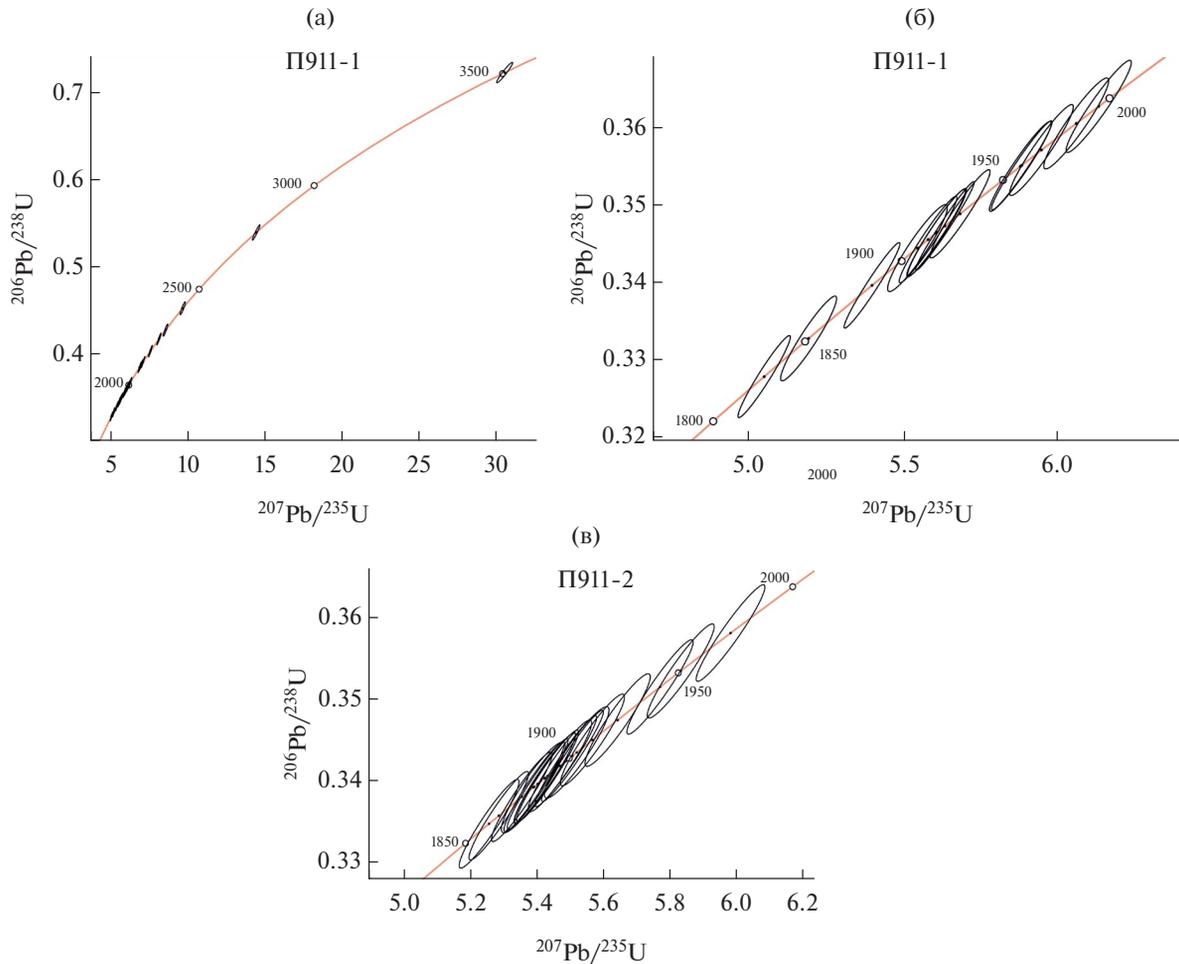
Тем не менее, объединенные полученные возрасты для зерен №10, 16 и 17 соответствуют общей схеме образования/преобразования этих зерен. Наиболее древние центральные части зерен – это цирконовый материал с возрастом 2.4–2.2 млрд лет, после чего ядра облеклись внутренней оболочкой с возрастом 2.2–2.0 млрд лет и затем на зернах образовалась внешняя кайма с возрастом 1.90–1.95 млрд лет. В эти интервалы возрастов попадают несколько единичных датировок других зерен из этой же пробы (см. рис. 11).

**Проба П911-2.** Для зерна № 10 в ядре, имеющем сложное строение, определены два возраста, совпадающие в пределах ошибки измерений (см. рис.11). Для зерна № 7 получены два возраста, тоже совпадающие в пределах ошибки измерений, которые мы трактуем как возраст внешней оболочки. Для зерна № 9 определены различающиеся возрасты ядра и внешней оболочки, которые также, существенно отличаются и по U–Th характеристикам. Для большого по размеру зерна №16 пробоотбор сделан в 4-х точках, но конкордантные значения получены только по двум кратерам. Эти два возраста интерпретируются как возрасты внутренней и внешней оболочек.

Таким образом, по крайней мере, два зерна из этой пробы имеют двухэтапную историю. Их ядра с возрастом ~1.95 млрд лет обросли оболочками с возрастом ~1.85 млрд лет. Количество кондиционных датировок в сложноустроенных зернах циркона статистически недостаточно представительно, поэтому не исключены и более сложные сценарии эволюции зерен в пробах П911-1 и П911-2.

Полученный возраст ксеногенного циркона в пробах П911-1 и П911-2 можно сопоставить с результатами датирования циркона из окружающих пород ладожского комплекса, его гранито-гнейсового фундамента и из некоторых терригенных и магматических образований смежного Карельского кратона (см. рис. 12).

Из двух зерен с архейскими возрастными, определенными в пробе П911-1, наиболее близка к точности датировка  $2778 \pm 10$  млн лет и она может соответствовать захваченным зернам из гранито-гнейсов нижележащего фундамента, которые



**Рис. 11.** Диаграммы с конкордией результатов изучения U–Th–Pb изотопных систем в зернах циркона из проб П911-1 и П911-2 (для построения диаграмм использована программа IsoplotR v. 6.4.2 [83]).

(а) – проба П911-1;

(б) – увеличенный фрагмент пробы П911-1;

(в) – проба П911-2.

Обозначен (эллипсы): доверительный интервал измерений 68% для всех анализов.

в Приладожье характеризуются достаточно широким диапазоном неархейского интервала.

В Кирьявалахтинском куполе были получены датировки ядер зерен циркона в  $2695 \pm 13$  млн лет, а для оболочек, фиксирующих предположительно реоморфизм фундамента в возрастном интервале 2.45–2.50 млрд лет цирконы, дают дискордию с верхним пересечением  $2479 \pm 27$  млн лет [12].

Для цирконов из гранитоидов Питкярантско-Койринойского купола был получен конкордантный возраст  $2659 \pm 15$  млн лет [28]. Ранее были датированы гранито-гнейсы Коккасельского выступа возрастом 2740 млн лет [36].

Наши данные U–Pb датирования (SHRIMP-II) по циркону из микроклин-плагноклазовой пегматитовой жилы, секущей метавулканиты сортаваль-

ской серии непосредственно у контакта с гранито-гнейсами Импилахтинского выступа, показали возраст в интервале 2640–2780 млн лет с верхним пересечением дискордии  $2729 \pm 56$  млн лет и средним значением (8 определений)  $2701 \pm 17$  млн лет.

Вторичным источником палеоархейского зерна с возрастом 3544 млн лет могли быть близлежащие ятулийские терригенные толщи этого региона Фенноскандии, содержащие детритовые цирконы близкого возраста [34].

Протолитом большинства зерен ксеногенной природы могли служить метатерригенные и магматические образования нескольких этапов длительной эволюции региона. Проба П911-2 содержала зерна циркона с узким возрастным интервалом 1.8–2.0 млрд лет, соответствующим проявлению

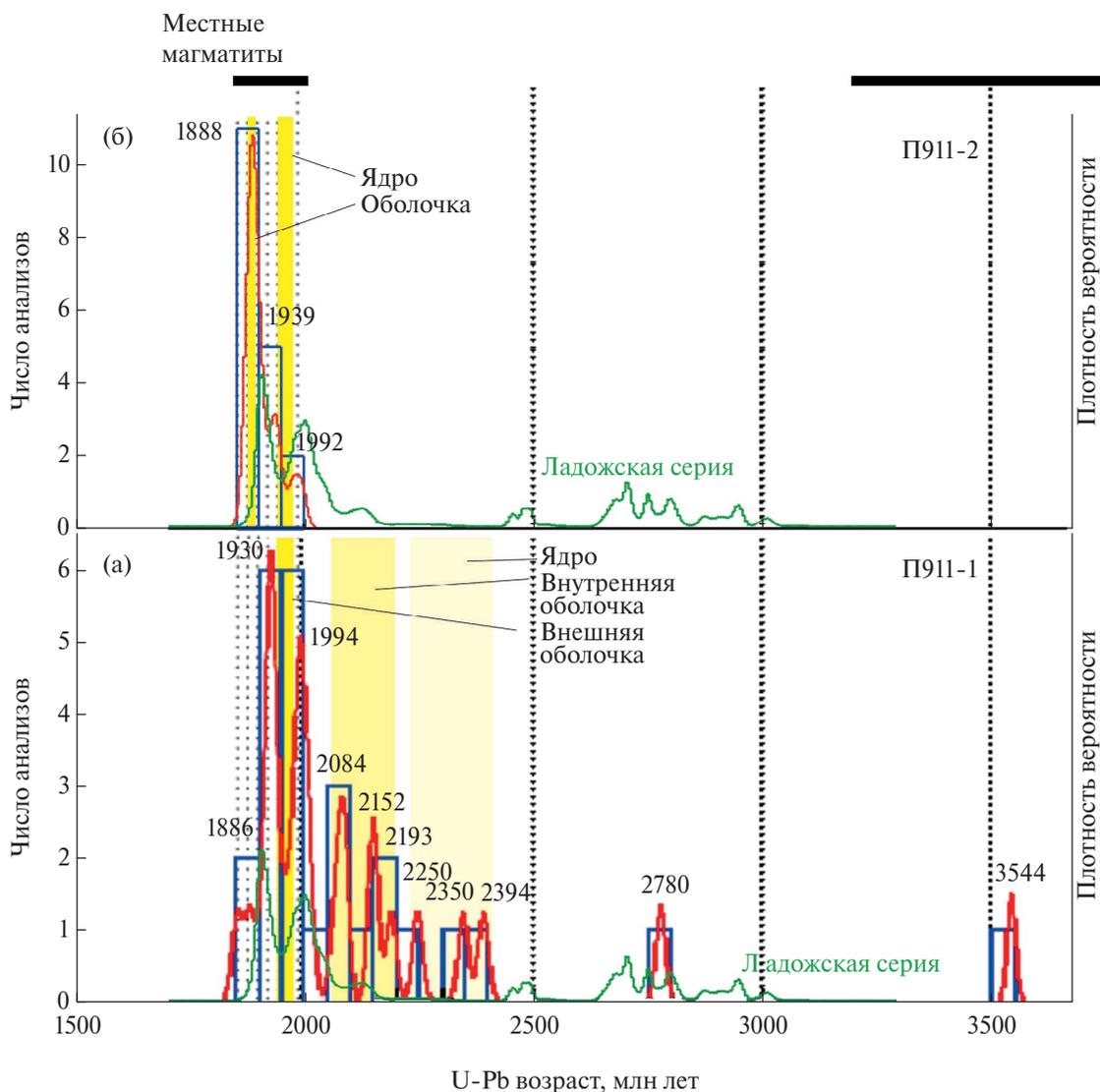


Рис. 12. Графики распределения U–Pb изотопных возрастов зерен циркона из проб П911-1 и П911-2.

(а)–(б) – пробы: (а) – П911-1; (б) – П911-2.

Обозначено: гистограммы и КПВ (линии красным); возрастные интервалы разной интенсивности, проявленные в ядрах и оболочках зерен циркона (желтый фон); КПВ для сланцев ладожской серии (линии зеленым), по [19]; возрастные интервалы (жирные линии черным –верху); пиковые значения (арабские цифры)

свекофеннского тектогенеза в регионе исследования [54, 2, 4, 13, 14, 27].

**Протолит в пробе П911-1.** Здесь, помимо возрастного диапазона свекофеннского тектогенеза, также представлены немногочисленные зерна с возрастными 2.05–2.4 млрд лет. Наиболее вероятным их источником были продукты разрушения вулканогенно-терригенных и магматических образований сортавальской серии, относимых к ятулийскому и людиковийскому надгоризонтам карелия 2213±30–1920 млн лет [21, 19]. Совпадение КПВ для возрастов циркона из пробы П911-1 и из метапелитов ладожской серии дает основание

допускать в качестве протолита первых или непосредственно эти породы, либо их возрастные аналоги [28] (см. рис. 12).

#### *Источники поступления циркона в расплав*

Таким образом, все эти данные по ксеногенному циркону из изученных проб свидетельствуют, что одним из вероятных источников их поступления в расплав была метатерригенная толща, наполненная материалом из разных протолитов, среди которых могли быть продукты разрушения гранито-гнейсов архейского основания, палеопротерозойского чехла (сортавальская и ладожская

**Таблица 1.** Анализ возраста циркона из проб П911-1 и П911-2

| Номер зерна циркона в пробе | Часть зерна циркона, в которой расположен кратер пробоотбора |                                |   |
|-----------------------------|--|--------------------------------|---|
|                             | Ядро (млн лет)   | Оболочка внутренняя (млн лет)  | Оболочка внешняя (млн лет)                    |
| <b>Проба П911-1</b>         |  |                                |   |
| №10                         | 2247 ± 11 (кр 1)   | 2190 ± 11(кр 2)                | –   |
| №16                         | 2391 ± 11 (кр 1)   | –                              | 1910 ± 12 (кр 2)                              |
| №17                         | –  | 2083 ± 11(кр 2)                | 1929 ± 11 (кр 3)                              |
| №27 (по записи)             | –  | 1922 ± 11(кр 2, начало записи) | 1854 ± 11 (кр 2, конец записи)                |
| <b>Проба П911-2</b>         |  |                                |   |
| №7                          | –  | –                              | 1889 ± 11 (кр 2)<br>-----<br>1881 ± 11 (кр 1) |
| №9                          | 1973 ± 11 (кр 2)   | –                              | 1893 ± 11 (кр 1)                              |
| №10                         | -----<br>1879 ± 11 (кр 1)                                    | –                              | –   |
| №16                         | –  | 1936 ± 12 (кр 4)               | 1882 ± 11 (кр 2)                              |

Примечание. кр – кратер, цифра – номер кратера (см. рис. 9, см. рис. 10); погрешность – ±1s; прочерк – данные не получены.

серии) и различных составных частей свекофеннского магматического комплекса.

Кроме того, выявление разновозрастных датировок из ядерных частей и оболочек зерен циркона указывает на длительную, возможно, трехэтапную историю развития этого объема свекокарелид, включая собственно события свекофеннского тектогенеза. При этом сохранность в ксеногенном цирконе широкого возрастного спектра свидетельствует о том, что температурные условия при выплавлении магм пластинчатых тел не превышали уровень, критический для нарушения U–Th–Pb изотопной системы.

### SM–ND ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ ПО ПЛАСТИНЧАТЫМ ТЕЛАМ И ВМЕЩАЮЩИМ ПОРОДАМ

Для оценки возможных источников магм сердобольского комплекса нами были получены Sm–Nd характеристики нескольких разностей пластинчатых тел в пределах Мейерской зоны и в окружающих породах, а также привлечены аналогичные опубликованные данные по региону [52, 16].

Среди пластинчатых интрузий проанализированы (рис. 13):

- габбродиориты (ЛВ1976);
- огнейсованные диориты (П911-2);

– обособленные в огнейсованных диоритах палингенные гранодиориты (П911-1);

– плагиограниты (ЛВ2022/4).

В дополнение к этому изучены (см. рис. 13):

– образец реоморфических диоритов среди гранито-гнейсов подстилающего архейского фундамента (П99-1),

– слюдистые гнейсы ладожской серии около изограды силлиманита-ортоклаза (П920-1) и

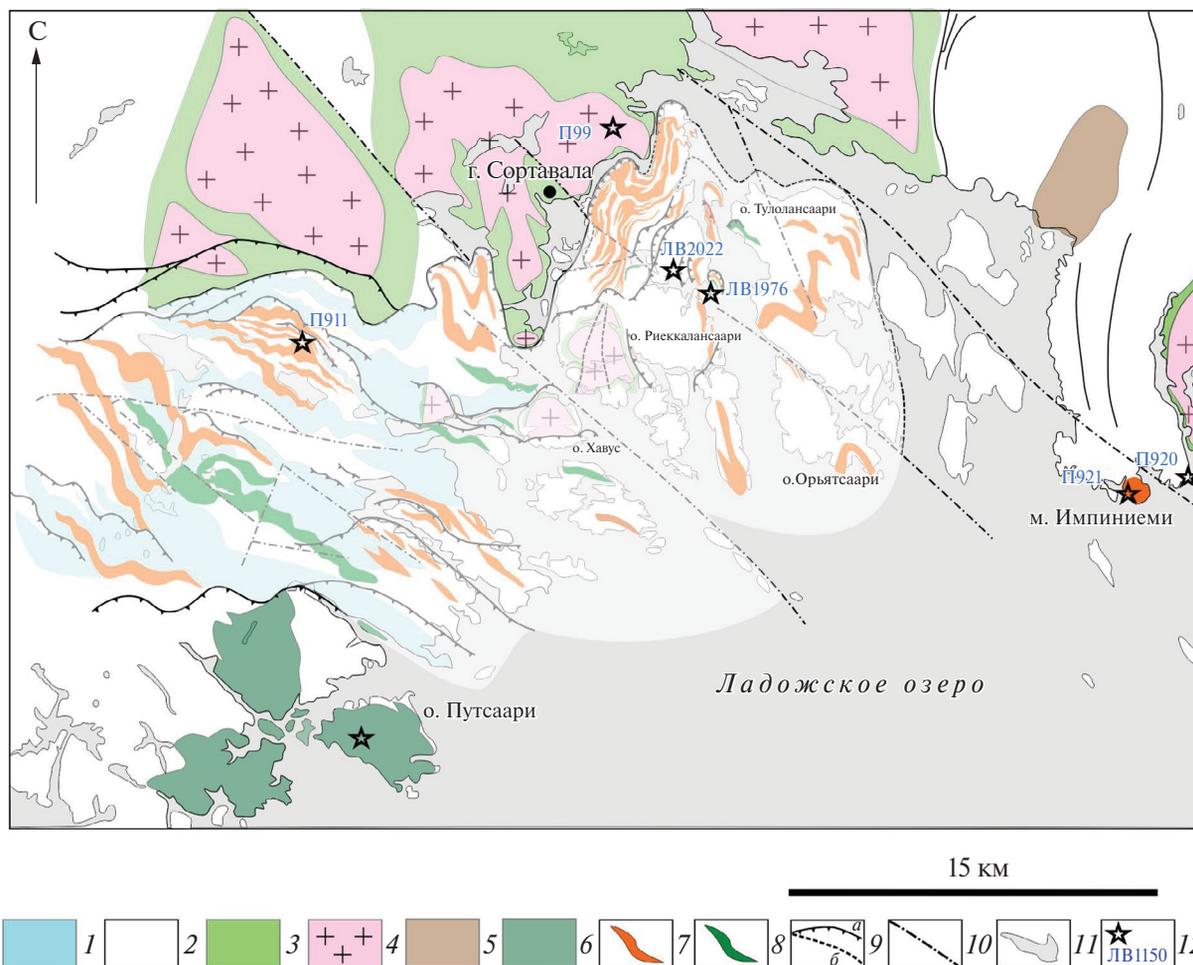
– внедрившиеся в слюдистые гнейсы гранодиориты плутонического массива Импиниеми (П921-1).

Для всех этих разностей сделаны анализы главных элементов, микроэлементов и редких земель (табл. 2).

#### *Методика Sm–Nd изотопных исследований*

Для проведения изотопных Sm–Nd исследований были отобраны пробы весом 1–1.5 кг, которые были раздроблены и истерты до состояния пудры. Для анализов использовались навески весом 100–120 мг, в которые добавлялся смешанный трассер <sup>149</sup>Sm–<sup>150</sup>Nd для определения концентраций Sm и Nd и изотопного состава методом изотопного разбавления.

Пробы разлагались во фторопластовых бюксах с нагревом на электроплите в смеси плавиковой и азотной кислот с добавлением соляной кислоты



**Рис. 13.** Схема точек опробования пластинчатых тел Мейерской зоны и окружающих толщ для Sm–Nd изотопных исследований.

1–2 – ладожская серия: 1 – гранат-содержащие гнейсы, 2 – слюдяные гнейсы; 3 – сортавальская серия; 4 – гранито-гнейсы архея; 5 – клинопироксенит-габбровый комплекс массива Вялимяки; 6 – Пуутсаарский габбро-монциодоритовый комплекс; 7 – гранодиориты и граниты, неразделенные; 8 – диориты и габбро, неразделенные; 9 – надвиж-шарьяжи: *a* – выявленные, *b* – предполагаемые; 10 – поздние разрывы; 11 – малые озера; 12 – места U–Pb датирования пластинчатых тел

по мере выпаривания. Далее выделение суммы РЗЭ проводилось на кварцевых хроматографических колонках с добавлением ионообменной смолы AG 50W-X8 в два этапа с использованием 2.3 N и 4.5 N HCl.

Разделение Sm и Nd из полученной фракции РЗЭ проводилось в кварцевых хроматографических колонках с использованием ионообменной смолы Ln в два этапа с 0.1N и 0.3N HCl.

Измерение изотопного состава Nd и концентраций Sm и Nd проводилось в Центре коллективного пользования “Кольский центр геохронологических и изотопно-геохимических исследований” ФИЦ КНЦ РАН (г. Апатиты, Россия), на 7-ми канальном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ) (Finnigan, Germany)

в статическом двухленточном режиме с использованием Re и Ta лент. Воспроизводимость и корректность анализов контролировалась сериями измерений стандарта JNdi-1 [72].

Среднее значение отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в стандарте JNdi-1 за период измерений составило  $0.512117 \pm 20$  ( $2\sigma$ ,  $N=8$ ). Ошибка в  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  отношениях составляет 0.3% ( $2\sigma$ ) – среднее значение из 8 измерений в стандарте BCR-2 [68]. Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе не превышала 0.004%. Холостое внутрिलाбораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm равно 0.06 нг.

Изотопные отношения были нормализованы по отношению  $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.241572$  для устранения эффекта масс-зависимого фракционирования,

Таблица 2. Химический состав пород с проанализированными Sm–Nd характеристиками

| Компонент                      | Проба                |                   |                    |                       |                   |                     |               |
|--------------------------------|----------------------|-------------------|--------------------|-----------------------|-------------------|---------------------|---------------|
|                                | П99-1                | ЛВ1976            | П920-1             | П911-1                | П911-2            | П921-1              | ЛВ2022-4      |
|                                | реоморфный<br>диорит | габбро-<br>диорит | гнейс<br>вмещающий | палингенный<br>диорит | габбро-<br>диорит | гранит<br>Импиниemi | плаггиогранит |
| SiO <sub>2</sub>               | 61.91                | 49.46             | 62.04              | 59.72                 | 61.13             | 71.33               | 71.63         |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.47                 | 0.73              | 0.74               | 1.08                  | 1.22              | 0.38                | 0.37          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16.76                | 13.40             | 16.71              | 16.78                 | 16.91             | 14.32               | 14.75         |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4.48                 | 9.26              | 6.8                | 6.32                  | 5.34              | 2.64                | 3.07          |
| MnO                            | 0.12                 | 0.20              | 0.06               | 0.1                   | 0.08              | 0.05                | 0.04          |
| MgO                            | 2.01                 | 11.25             | 2.48               | 2.37                  | 2.01              | 0.89                | 0.91          |
| CaO                            | 4.94                 | 8.90              | 1.08               | 5.93                  | 5.02              | 1.76                | 2.03          |
| Na <sub>2</sub> O              | 4.89                 | 2.31              | 1.77               | 3.97                  | 4.14              | 3.57                | 4.30          |
| K <sub>2</sub> O               | 2.32                 | 1.87              | 4.23               | 1.81                  | 2.19              | 4.38                | 1.83          |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.24                 | 0.29              | 0.15               | 0.42                  | 0.43              | 0.11                | 0.07          |
| П.п.п                          | 1.62                 | 2.13              | 3.67               | 0.95                  | 1.02              | 0.41                | 0.56          |
| <b>Сумма</b>                   | <b>99.76</b>         | <b>99.81</b>      | <b>99.73</b>       | <b>99.74</b>          | <b>99.57</b>      | <b>99.59</b>        | <b>99.54</b>  |
| Li                             | 16.6                 | 32                | 48                 | 19.4                  | 25                | 73                  | 18.8          |
| Be                             | 2.4                  | 1.59              | 3.3                | 2.4                   | 2.9               | 2.0                 | 2.5           |
| Sc                             | 16.5                 | 34                | 17.8               | 11.5                  | 10.8              | 4.1                 | 6.9           |
| V                              | 71                   | 212               | 107                | 104                   | 72                | 23                  | 37            |
| Cr                             | 70                   | 761               | 118                | 86                    | 94                | 49                  | 124           |
| Co                             | 12.2                 | 47                | 18.3               | 15.8                  | 12.6              | 4.0                 | 8.4           |
| Ni                             | 19.9                 | 235               | 46                 | 24                    | 19.8              | 6.2                 | 25            |
| Cu                             | 9.4                  | 60                | 46                 | 28                    | 24                | 8.8                 | 17.6          |
| Ga                             | 25                   | 14.6              | 24                 | 22                    | 24                | 19.0                | 16.6          |
| Rb                             | 73                   | 56                | 179                | 49                    | 70                | 89                  | 47            |
| Sr                             | 611                  | 681               | 97                 | 1073                  | 1103              | 345                 | 368           |
| Y                              | 25                   | 10.4              | 32                 | 15.8                  | 15.7              | 11.2                | 8.5           |
| Zr                             | 104                  | 43                | 224                | 209                   | 362               | 173                 | 190           |
| Nb                             | 4.9                  | 3.5               | 13.4               | 17.5                  | 19.3              | 16.6                | 7.6           |
| Mo                             | 3.1                  | 1.05              | 4.6                | 2.3                   | 3.4               | 4.3                 | 13.0          |
| Sn                             | 3.0                  | 1.20              | 3.0                | 1.88                  | 1.57              | 3.2                 | 1.45          |
| Sb                             | 0.073                | 0.12              | 0.050              | 0.14                  | 0.07              | 0.13                | 0.12          |
| Cs                             | 0.67                 | 5.5               | 6.1                | 0.95                  | 1.16              | 3.2                 | 1.59          |
| Ba                             | 431                  | 435               | 572                | 692                   | 1113              | 1314                | 368           |
| La                             | 21                   | 10.2              | 48                 | 42                    | 98                | 35                  | 33            |
| Ce                             | 54                   | 22                | 94                 | 89                    | 186               | 62                  | 61            |
| Pr                             | 8.0                  | 3.0               | 11.1               | 10.4                  | 19.2              | 6.5                 | 6.7           |
| Nd                             | 34                   | 12.2              | 40                 | 39                    | 63                | 24                  | 23            |
| Sm                             | 7.3                  | 2.6               | 7.2                | 6.2                   | 8.4               | 4.1                 | 4.0           |
| Eu                             | 0.84                 | 0.80              | 1.28               | 2                     | 2.1               | 1.07                | 1.56          |
| Gd                             | 5.7                  | 2.3               | 6.1                | 4.6                   | 5.2               | 3.45                | 3.0           |

Окончание таблицы 2 на стр. 24

Таблица 2 (окончание)

| Компонент            | Проба                |                   |                    |                       |                   |                     |               |
|----------------------|----------------------|-------------------|--------------------|-----------------------|-------------------|---------------------|---------------|
|                      | П99-1                | ЛВ1976            | П920-1             | П911-1                | П911-2            | П921-1              | ЛВ2022-4      |
|                      | реоморфный<br>диорит | габбро-<br>диорит | гнейс<br>вмещающий | палингенный<br>диорит | габбро-<br>диорит | гранит<br>Импиниеми | плаггиогранит |
| Tb                   | 0.79                 | 0.33              | 0.90               | 0.59                  | 0.65              | 0.42                | 0.37          |
| Dy                   | 4.6                  | 1.94              | 5.7                | 3.2                   | 3.3               | 2.1                 | 1.84          |
| Ho                   | 0.89                 | 0.38              | 1.13               | 0.58                  | 0.58              | 0.36                | 0.30          |
| Er                   | 2.5                  | 1.09              | 3.3                | 1.5                   | 1.41              | 0.98                | 0.74          |
| Tm                   | 0.34                 | 0.16              | 0.49               | 0.21                  | 0.18              | 0.15                | 0.11          |
| Yb                   | 2.1                  | 1.04              | 3.2                | 1.27                  | 1.05              | 0.95                | 0.64          |
| Lu                   | 0.29                 | 0.16              | 0.49               | 0.19                  | 0.15              | 0.16                | 0.10          |
| Hf                   | 2.3                  | 1.11              | 5.5                | 4.1                   | 6.6               | 4.2                 | 4.6           |
| W                    | 0.17                 | 1.17              | 1.99               | 0.13                  | 0.26              | 0.21                | 0.57          |
| Tl                   | 0.45                 | 0.21              | 0.92               | 0.3                   | 0.42              | 0.68                | 0.26          |
| Pb                   | 11.0                 | 5.8               | 24                 | 13                    | 13.6              | 19.7                | 19.0          |
| Th                   | 0.34                 | 0.91              | 12.9               | 3.5                   | 8.9               | 5.8                 | 12.0          |
| U                    | 0.24                 | 0.57              | 4.4                | 0.69                  | 1.18              | –                   | 2.8           |
| E(T)                 | –4.9                 | –9.0              | –13.1              | 4.7                   | –0.1              | 0.5                 | –28.4         |
| T(ДМ)                | 2904                 | 3297              | 3382               | 1920                  | 2217              | 2233                | 4389          |
| (La/Yb) <sub>n</sub> | 6.7                  | 6.6               | 9.8                | 22                    | 62                | 25                  | 34            |
| Eu*                  | 0.39                 | 0.95              | 0.59               | 1.1                   | 0.9               | 0.8                 | 1.29          |
| Sr/Y                 | 26                   | 65                | 3                  | 68                    | 70                | 32                  | 44            |

затем скорректированы на принятое отношение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в стандарте JNdi-1=0.512115 [72].

При расчете величин  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  и модельных возрастов  $T_{(\text{DM})}$  использованы значения:

– однородного хондритового резервуара CHUR по [38]:

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512630, ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1960);$$

– деплетированной мантии DM по [47]:

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151, ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2137).$$

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты показали, что все магматические разности пластинчатых тел, независимо от их состава (ЛВ1976, П911-2, ЛВ2022-4), в пересчете на датированный возраст 1870 млн лет имеют отрицательные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}$  и оценки Nd модельного возраста  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  более древние, чем возраст пиковых тектоно-термальных событий раннекинематического этапа (табл. 3, рис. 14).

Эти значения  $\epsilon_{\text{Nd}}$  входят в интервал величин (за исключением плаггиогранитной разности), полученных для разновозрастных и формационно близких магматитов плутонических массивов Путсаари, Лауватсаари-Импиниеми и указывают на их потенциальное генетическое сродство [53]. Сходство значений  $\epsilon_{\text{Nd}}$  также показывают породы близлежащих куполовидных выступов архейского фундамента. В нашем исследовании этот показатель для реоморфических диоритов, секущих гранито-гнейсы Сортавальского выступа (П99-1), равен – 4.9, при этом, породы Коккасальского, Кирьявалахтинского выступов показывают величины –7.6 и –8.8, в пересчете на 1890 млн лет [53]. Это не противоречит вероятности ассимиляции гранито-гнейсового материала расплавами сердобольского комплекса.

Однако для ладожских сланцев и гнейсов, вмещающих пластинчатые тела, значение  $\epsilon_{\text{Nd}}$  нами получено только для одной точки П920-1, непосредственно за пределами Мейерской зоны в обрамлении Импиниемского массива, около изограды силлиманита-ортоклаза, фиксирующей

Таблица 3. Изотопные данные по Sm–Nd для сердобольского комплекса и вмещающих пород

| № образца | Порода                                     | Возраст<br>(млн лет) | Sm<br>(ppm) | Nd<br>(ppm) | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | Погрешность<br>( $\pm 2\sigma$ ) | $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ | $T_{(\text{DM})}$ |
|-----------|--|----------------------|-------------|-------------|-----------------------------------|-----------------------------------|----------------------------------|---------------------------|-------------------|
| ЛВ1976    | габбродиорит                               | 1870                 | 2.86        | 13.96       | 0.1238                            | 0.511496                          | 15                               | –4.8                      | 2791              |
| П99-1     | реоморфический гра-<br>нодиорит фундамента | 1870                 | 7.96        | 35.60       | 0.1352                            | 0.511641                          | 19                               | –4.7                      | 2915              |
| П920-1    | сланцеватый гнейс                          | 1870                 | 3.57        | 21.10       | 0.1021                            | 0.510997                          | 17                               | –9.3                      | 2926              |
| П911-1    | палингенный<br>гранодиорит                 | 1830                 | 3.19        | 19.76       | 0.0977                            | 0.511637                          | 12                               | +3.8                      | 1984              |
| П921-1    | гранит Импиниеми                           | 1870                 | 4.20        | 25.44       | 0.0999                            | 0.511390                          | 19                               | –1.1                      | 2349              |
| П911-2    | огнейсованный диорит                       | 1870                 | 8.98        | 66.77       | 0.0813                            | 0.511231                          | 12                               | +0.3                      | 2203              |
| ЛБ2022-4  | плагиогранит                               | 1870                 | 2.67        | 14.73       | 0.1095                            | 0.510119                          | 19                               | –28.3                     | 4389              |

Примечание. Среднее значение отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в стандарте JNdi-1 за период измерений составило  $0.512117 \pm 20$  ( $N=8$ ); ошибка в  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  соотношениях составляет 0.3% ( $2\sigma$ ) – среднее значение из 8-ми измерений в стандарте BCR-2 [61]; погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе не превышала 0.004%; холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd=0.3 нг и по Sm=0.06 нг; изотопные соотношения были нормализованы по отношению  $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.241572$ , а затем пересчитаны на принятое отношение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в стандарте JNdi-1=0.512115 [64]; при расчете величин  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  и модельных возрастов  $T_{(\text{DM})}$  использованы значения однородного хондритового резервуара CHUR по [36] ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512630$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1960$ ) и деплетированной мантии DM по [44] ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2137$ ).

первые проявления мигматизации (анатексиса) в осадочном чехле.

Полученное значение  $\epsilon_{\text{Nd}}$  для ладожских сланцев и гнейсов оказалось равным –13.1 и попадает в широкий интервал значений, ограниченных величиной  $\epsilon_{\text{Nd}}=0.8$  из зоны силлиманита [53], а также кучным скоплением этого параметра (15 анализов) от –21.8 до –25.9, установленного для всей полосы выходов ладожской серии от низов зеленосланцевой до изограды силлиманита-ортоклаза [16].

Соотношения Sm–Nd и Rb–Sr в интрузивных породах Сердобольского комплекса имеют тенденцию к снижению в сравнении с этими параметрами в породах вмещающих толщ ладожской серии (см. табл. 2, табл. 3).

Отмеченная тенденция изменения этих параметров, мы полагаем, может отражать результат немодального частичного плавления при формировании анатектических расплавов из метатерригенного источника (в нашем случае это метапелиты и метапсаммиты ладожской серии) в условиях активного воздействия трансформационного флюидного потока, с направленным снижением Sm/Nd и Rb/Sr соотношений по сравнению с протолитом [81].

В соответствии с приведенными данными и с учетом факта наполненности магматического субстрата ксеногенным цирконом с широким

спектром возрастов вплоть до архея, можно сделать достаточно определенный вывод о значительном вкладе окружающего субстрата комплексов чехла и фундамента в контаминацию исходных магматических расплавов изученных пластинчатых тел.

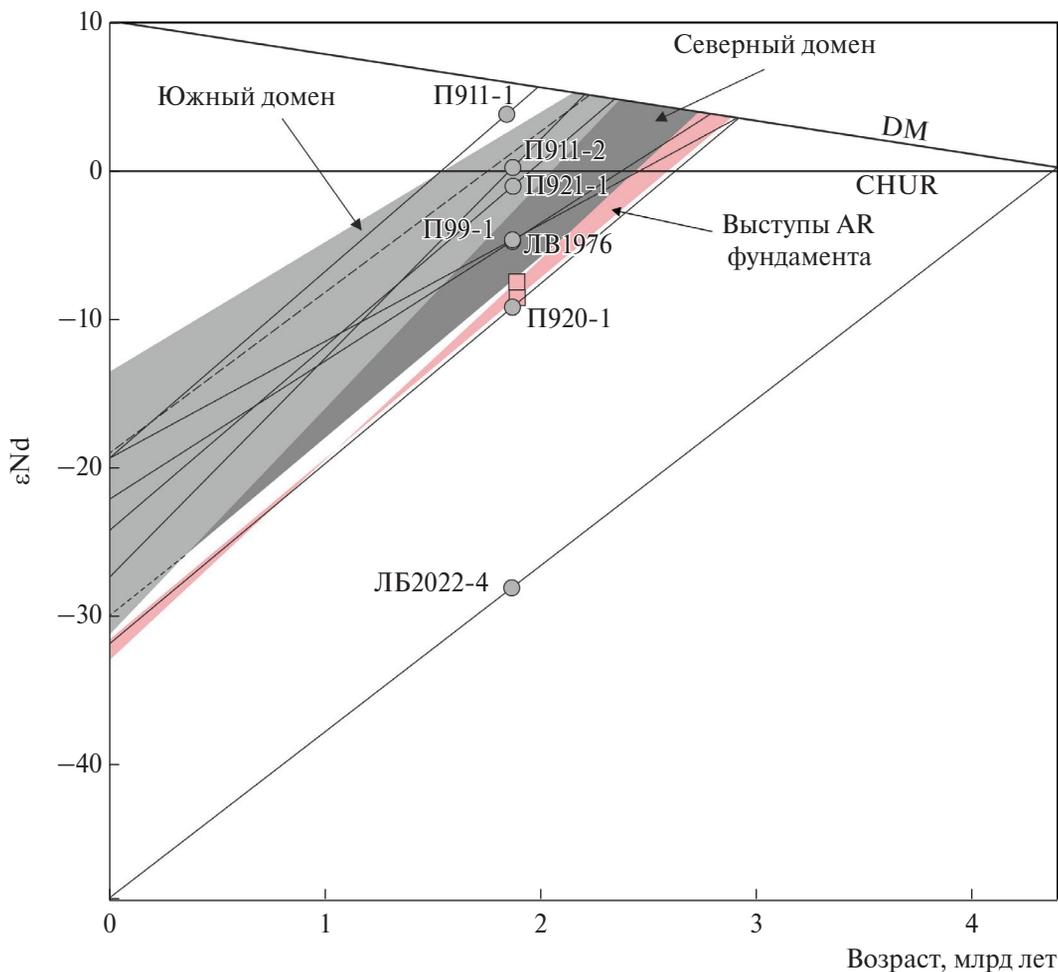
По Nd данным для палингенных обособлений гранодиоритового состава в огнейсованных диоритах (П911-1) получено умеренно положительное значение  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (3.8) в пересчете на более молодой датированный возраст 1830 млн лет, что отличает их от всех остальных разностей пластинчатых тел.

Сравнение состава и содержаний аксессуаров в палингенном гранодиорите П911-1 и в исходном огнейсованном диорите П911-2 показывает (рис. 15):

– палингенный гранодиорит содержит очень высокое содержание раскристаллизованного из расплава апатита (45% от всех аксессуаров) и полное отсутствие монацита;

– огнейсованный диорит содержит монацит (20%) и намного меньшее количество апатита (20%).

При этом, анализ микроэлементов и РЗЭ в этих двух разностях показал существенное фракционирование изотопов Sm и Nd, а также повышение отношений Rb/Sr (в 2 раза), Sm/Nd (на 1.6)



**Рис. 14.** Диаграмма соотношений возраста и исходного изотопного состава Nd в магматических разностях пластинчатых тел и в окружающих их породах северного и южного доменов Приладожья (поля выделены на основе данных [53]).

Обозначены (кружочки серым) пробы.

и величины  $\epsilon Nd$  (до +3.8) в палингенном гранодиорите по сравнению с его диоритовым протолитом (см. табл. 2).

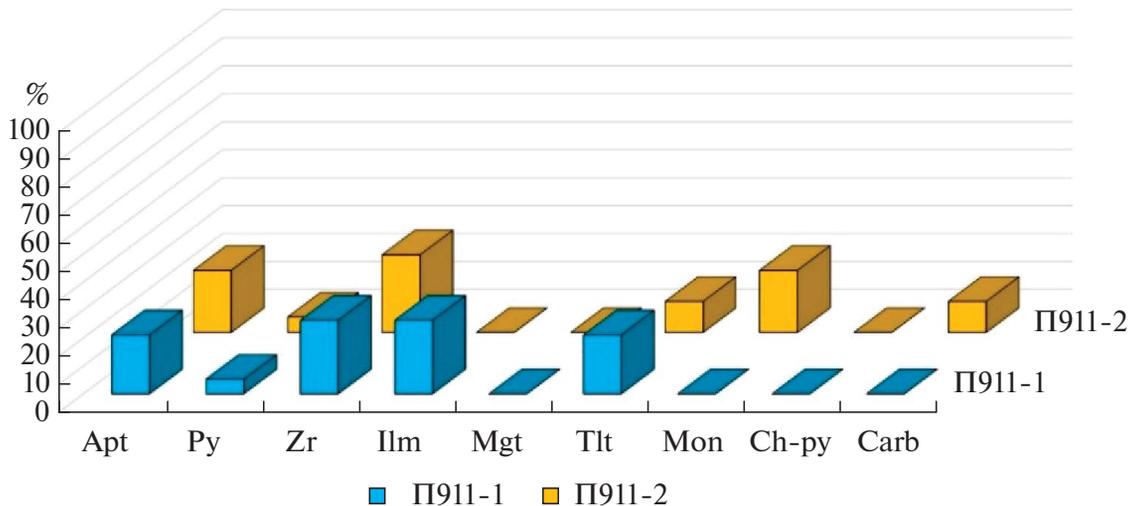
Это в полной мере согласуется с результатами экспериментального изучения геохимических последствий растворения при частичном плавлении ряда акцессорных минералов, в первую очередь апатита и монацита, определяющих соотношения Sm/Nd, и доли участия в этом слюд, плагиоклаза и К-полевого шпата, регулирующих Rb/Sr отношения [81].

Результаты моделирования Zeng с соавт. [81] показали именно такую, соответствующую нашему исследованию, направленность изменений отмеченных характеристик для дегидратационного частичного плавления метатерригенного субстрата с обилием водосодержащих минералов (мусковита, биотита), когда преимущественному

растворению в пералюминиевом расплаве, как в нашем анализе, подвергается именно апатит, но не монацит.

Установленный факт появления положительных значений  $\epsilon Nd$  в палингенной разности гранодиоритов, полагаем, следует связывать не с обогащением этого магматического материала мантийными источниками, а с процессами повторного плавления пород корового комплекса.

При первичном выплавлении расплава сердобольских магм, в основном, за счет частичного плавления метатерригенных пород ладожской серии, процессы анатексиса развивались под воздействием активного флюидного потока через Мейерскую тектоническую зону, заметно снижавшего температуру плавления, что обусловило ненарушенность и сохранность U–Pb изотопной системы ксеногенного циркона в расплаве.



**Рис. 15.** Диаграмма содержаний аксессуарных минералов в огнейсованном диорите (проба П911-2) и в палингенной производной разности гранодиорита (пробы П911-1, ЛВ1150)

Это определило фиксируемое нами понижение значений Rb/Sr, Sm/Nd отношений и  $\epsilon Nd$ , в сравнении, например, с протолитом ладожской серии, что соответствует реакции немодального частичного плавления метаосадочного источника в обводненных условиях [81]. Это плавление происходило, вероятно, с участием пород гранито-гнейсового фундамента, особенно его реоморфизованных диоритов, судя по схожим характеристикам  $\epsilon Nd$ .

Влияние субстрата сортавальской серии, возможно, выразилось в контаминации расплава ее коматиитовыми разностями свиты петсивара с положительными значениями  $\epsilon Nd$ , а также в создании дифференцированного ряда магм от базитов до гранодиоритов и гранитоидов [12].

Последующий этап повторного плавления (палингенез) интрузивных пород сердобольского комплекса на этапе региональной складчатости второго этапа деформаций, сопряженной с пиком гранитизации, проходил при более высокой температуре  $T = 750\text{--}800^\circ\text{C}$ . Он включал дегидратационное плавление субстрата с водосодержащими фазами, в частности, биотита, приводящее, наоборот, к повышению значений Rb/Sr, Sm/Nd и  $\epsilon Nd$  в сравнении с протолитом [6, 81].

При этом сохраняющаяся в некоторых случаях после частичного плавления ненарушенность изотопных систем ксеногенных цирконов в пластинчатых телах могла быть связана с локализованностью видимых проявлений в них анатектических процессов второго этапа деформаций (см. рис. 8, а–в).

## ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ И ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПОРОД СЕРДОБОЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА

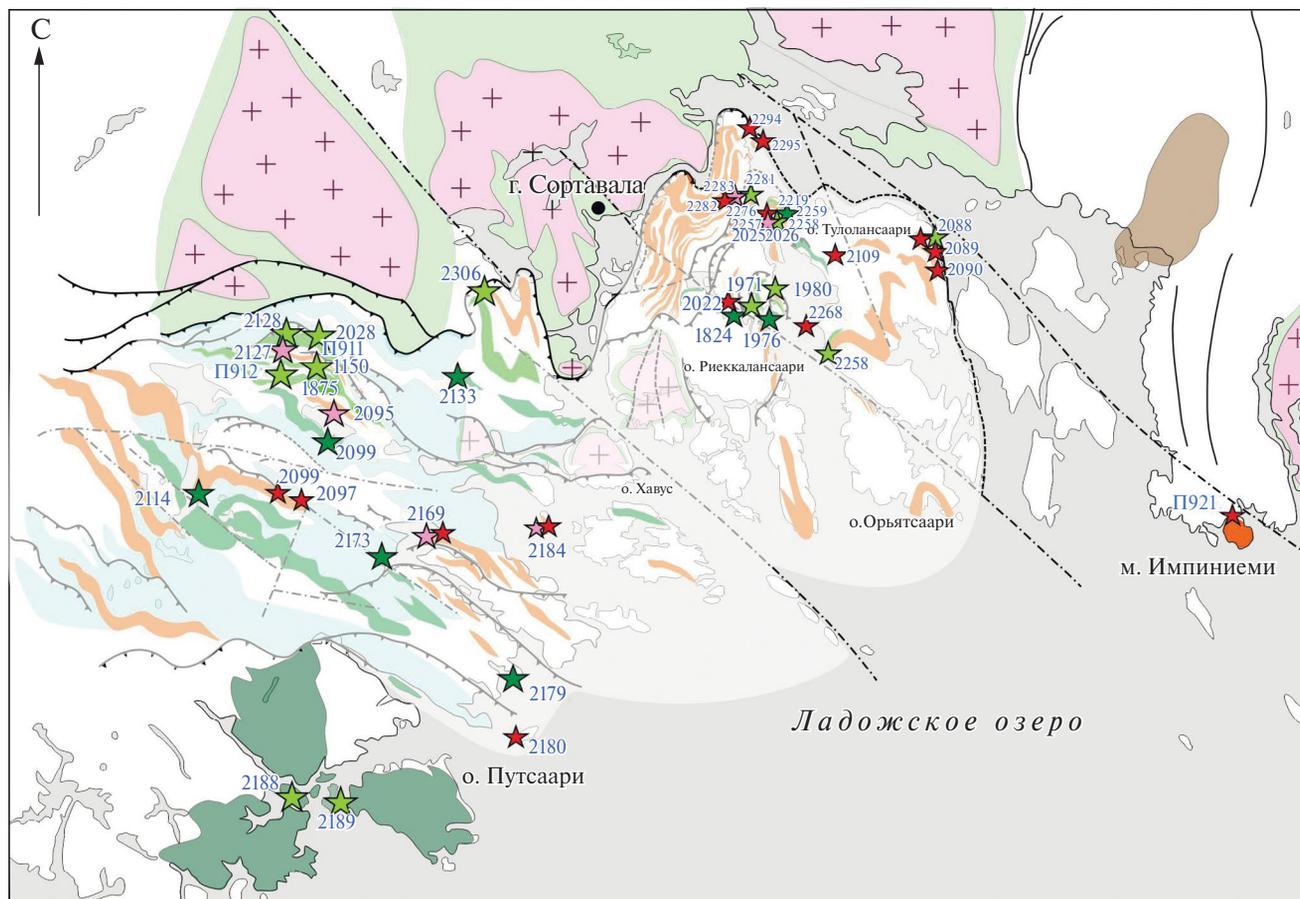
В ходе площадного детального картирования всего было выявлено более сотни пластинчатых интрузивных тел сердобольского комплекса, из которых нами отобрано и проанализировано 58 геохимических проб из всех выделяемых разностей (рис. 16).

### *Образцы и методика исследования*

Петрогенные элементы определялись в Лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (г. Москва, Россия) на рентгеновском спектрометре S4 PIONEER фирмы “Bruker AXS” (Germany), микроэлементы определялись там же методом ICP-MS с использованием масс-спектрометра “Element-2” (Thermo Scientific, Germany).

Для максимального учета участия аксессуариев в концентрации индикативных элементов проводилось полное разложение образцов в автоклавах, для чего хорошо истертую навеску пробы 50 мг помещали во фторопластовый стакан объемом около 5 мл, приливали 0.3 мл  $\text{HNO}_3$  ос.ч. и 1.5 мл  $\text{HF}$  ос.ч., закрывали крышкой, завинчивали в автоклавы и выдерживали в сушильном шкафу при  $210^\circ\text{C}$  в течение 18–20 часов.

Затем проводили последовательное упаривание полученных образцов с добавлением 0.5 мл  $\text{HClO}_4$  ч.ч., затем смеси 0.5 мл  $\text{HNO}_3$  ос.ч. и 0.5 мл раствора борной кислоты 0.05 М, приготовленной из перекристаллизованной борной кислоты, и затем



15 км

Содержание  $\text{SiO}_2$  (%): ★ 43–52   ★ 52–65   ★ 65–68   ★ 68–73   2180 – номер пробы

**Рис. 16.** Схема расположения точек петрохимического опробования пластинчатых тел Мейерской зоны, с их разделением по содержанию кремнезема

0.5 мл  $\text{HNO}_3$  ос.ч. После этого к каждому образцу добавляли 1.0 мл  $\text{HNO}_3$  ос.ч и 1.0 мл деионизованной воды (18.2 MΩ.cm, Milli-Q, ADVANTAGE A10, Millipore Corp., France), закрывали крышкой, устанавливали в автоклавы и выдерживали в сушильном шкафу при 160°C в течение 10 ч.

Полученные растворы переносили в мерные колбы объемом 100 мл, добавляли 1 мл  $\text{HNO}_3$  ос.ч., внутренний стандарт (индий) и доводили до метки. Концентрация индия в анализируемых растворах составила 1 мкг/л.

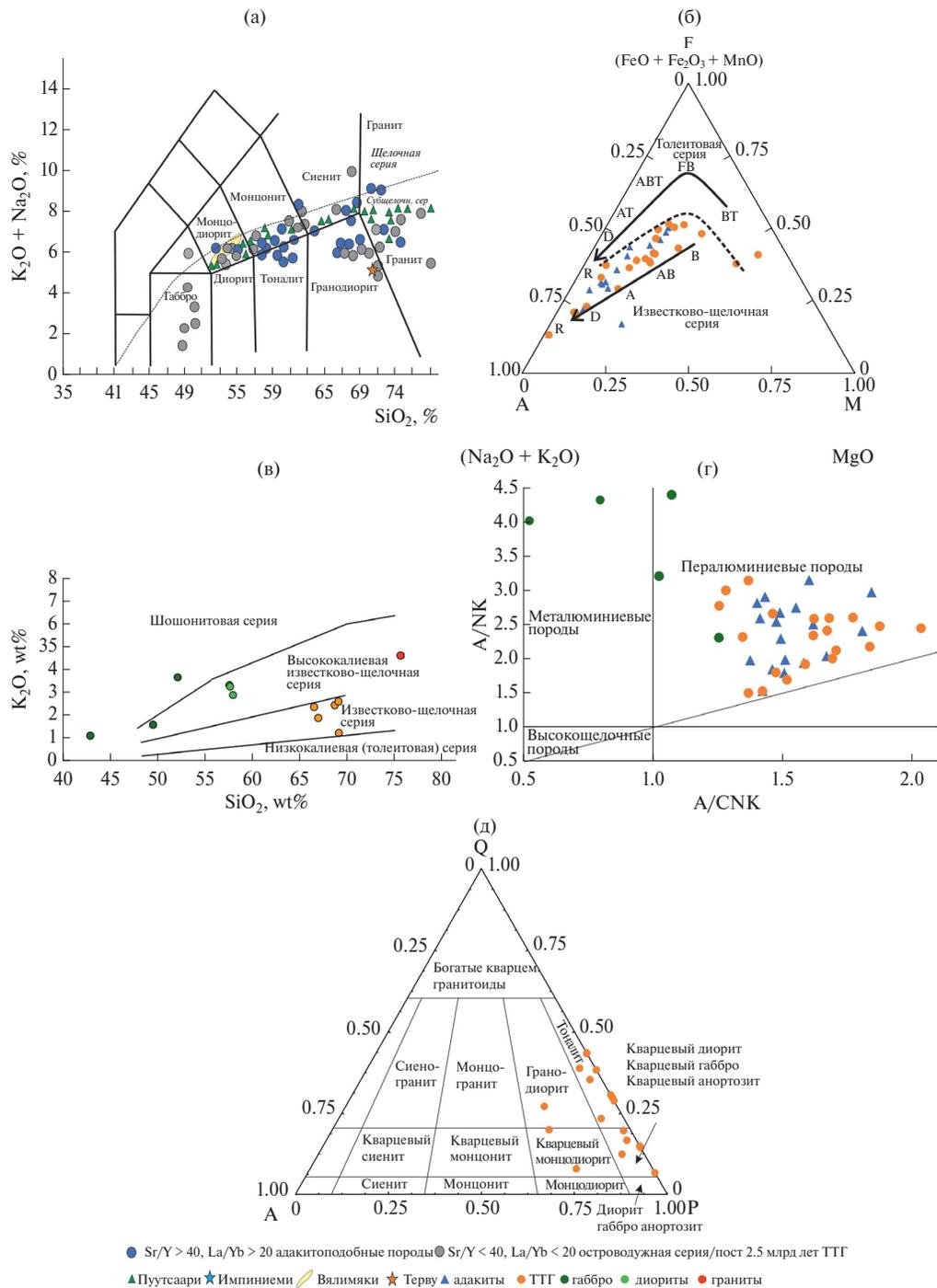
Для контроля правильности результатов проводился анализ стандартного образца сланца SBC-1 (USGS, USA) и контрольного образца риолита ORPT-1 (IAG, UK). Полученные концентрации отличались от аттестованных содержаний не более, чем 10–15 отн.%.

#### *Аналитические данные по составам пород ряда габбро-гранодиориты*

Все породы сердобольского комплекса по своему химическому составу были разделены на 4 группы в порядке возрастания  $\text{SiO}_2$ , образующие структурно-единный ряд от габбро до гранитов (см. рис. 16; рис. 17, а).

Представлен химический состав изученных образцов (см. Приложение 1: Табл. П2). Из этих данных следует их общая принадлежность к известково-щелочной серии, широкая формационная вариативность по содержанию калия и преимущественно пералюминиевый состав (см. рис. 17, б–г).

Их более детальное изучение позволило выявить некоторые признаки, свойственные одновременно двум геохимически близким ассоциациям – ТТГ



**Рис. 17.** Петрохимические диаграммы составов адакитов и ТТГ.

(а) – Диаграмма TAS для магматических пород сердобольского комплекса с добавлением составов одновозрастных плутонических интрузий, смежных с Мейерской зоной территорий: Путсаари – по [52] и полученные данные, Вялимяки – по [19]; Терву – по [33]; Импиниemi – полученные данные; показана (пунктир) нижняя граница поля щелочных пород;

(б) – AFM-диаграмма принадлежности пластинчатых интрузий к известково-щелочной серии; А – щелочные (натрия и калия) оксиды, F – оксиды железа, М – оксид магния, ВТ – толеитовый базальт, FB – ферробазальт, АВТ – толеитовый базальтовый андезит, АТ – толеитовый андезит, D – дацит, R – риолит, В – базальт, АВ – базальтовый андезит, А – андезит; пунктирная линия – граница между толеитовым и известково-щелочным составами;

(в) – диаграмма  $SiO_2$  vs K широкой формационной вариативности составов по К;

(г) – диаграмма A/CNK существенно пералюминиевого состава серии;

(д) – положение разностей ТТГ на диаграмме QAP

и адакито-подобным породам. Фракционная кристаллизация расплавов от основных и средних разностей до кислых, специфика минерального состава (преимущественно плагиоформация), а также соответствующее расположение точек составов на диаграмме QAP (см. рис. 17, д), допускает их принадлежность к ассоциации ТТГ. При этом такие характеристики, как умеренные концентрации Sr ( $> 300$  ppm), низкие значения Y ( $< 20$  ppm), Yb ( $< 1.8$  ppm) и Nb ( $\leq 10$  ppm) и, наоборот, высокие содержания таких микроэлементов, как Ba, K и Rb являются тому доказательством [43, 50].

Одновременно с этим, впервые для Северного Приладожья среди проанализированных проб сердобольского комплекса нами были выделены разности, которые по отдельным геохимическим критериям  $(La/Yb)_n > 20$ ,  $Sr/Y > 40$  соответствуют адакитоподобным породам [43, 61, 62, 20] (см. Приложение 1: Табл. П2).

Они чаще более мафические по составу, чем ТТГ, и в них относительно высокие содержания Sr  $> 500$  ppm (часто  $> 1000$  ppm), заметное обогащение Ba (до 2200 ppm), умеренные суммы  $(CaO+Na_2O < 11\%)$ , но при этом низкие содержания Y = 4.2 – 36.0 ppm и Yb = 0,12 – 2,5 ppm, что приводит к пониженным значениям отношений  $Sr/Y = 58-137$  и  $(La/Yb)_n = 14-115$ .

Для них также характерен отчетливый Nb–Ta минимум относительно легких РЗЭ, отсутствие очевидной Eu-аномалии и близость отношений Nb/Ta к значениям примитивной мантии (обычно между 15 и 20, среднее – 17.7), что соответствует нашему анализу (17.29, 16.78, 16.15, 20.66 и т.д.) [61, 58, 46]. При этом, абсолютное большинство адакитоподобных пород сразу по нескольким параметрам попадают в поля высококремнистых разностей (HSA;  $SiO_2 > 60$  мас.%), которые обычно считаются продуктами плавления субдуцированного слэба [61, 20] (рис. 18, а–г).

Однако есть еще один знаковый показатель – магнезиальность пород, который не позволяет их относить к классическим адакитам, связанным с субдукцией океанических плит ( $Mg\# > 50$ ), т.к. в наших образцах она заметно понижена до  $Mg\# < 30$ , и скорее характеризует адакитоподобные магмы, генезис которых широко вариативен и по источникам и по геодинамическим обстоятельствам [41, 61] (см. рис. 18, а, б).

Изменчивость этого показателя может быть связана как с процессами мантийно-корового существенно-флюидного обмена, так и со смешением магм разного происхождения и состава в зоне

плитного взаимодействия, а также и с формированием магм в континентальных условиях [58, 82, 46, 20].

В частности, соотношения щелочей в породах сердобольского комплекса показывают, что их разности с адакитоподобными характеристиками попадают в поля выплавов как океанической коры, так и коры континентальной природы, допуская смешение базитовых и фельзитовых расплавов (рис. 19, а).

Высокие величины отношений высокозарядных элементов в изученных адакитоподобных разностях также косвенно подтверждают возможность смешения вещества коры и мантии, например, их значения Nb/Ta варьируют между средними значениями континентальной коры ( $Nb/Ta = 11$ ) и средней первичной мантией [70, 73].

Эта вероятность усиливается с учетом того обстоятельства, что магматический расплав этих разностей показывает наклонный тренд частичного плавления, а корреляционные соотношения между La и La/Yb подтверждают вероятную роль смешения магм [46] (см. рис. 19, б).

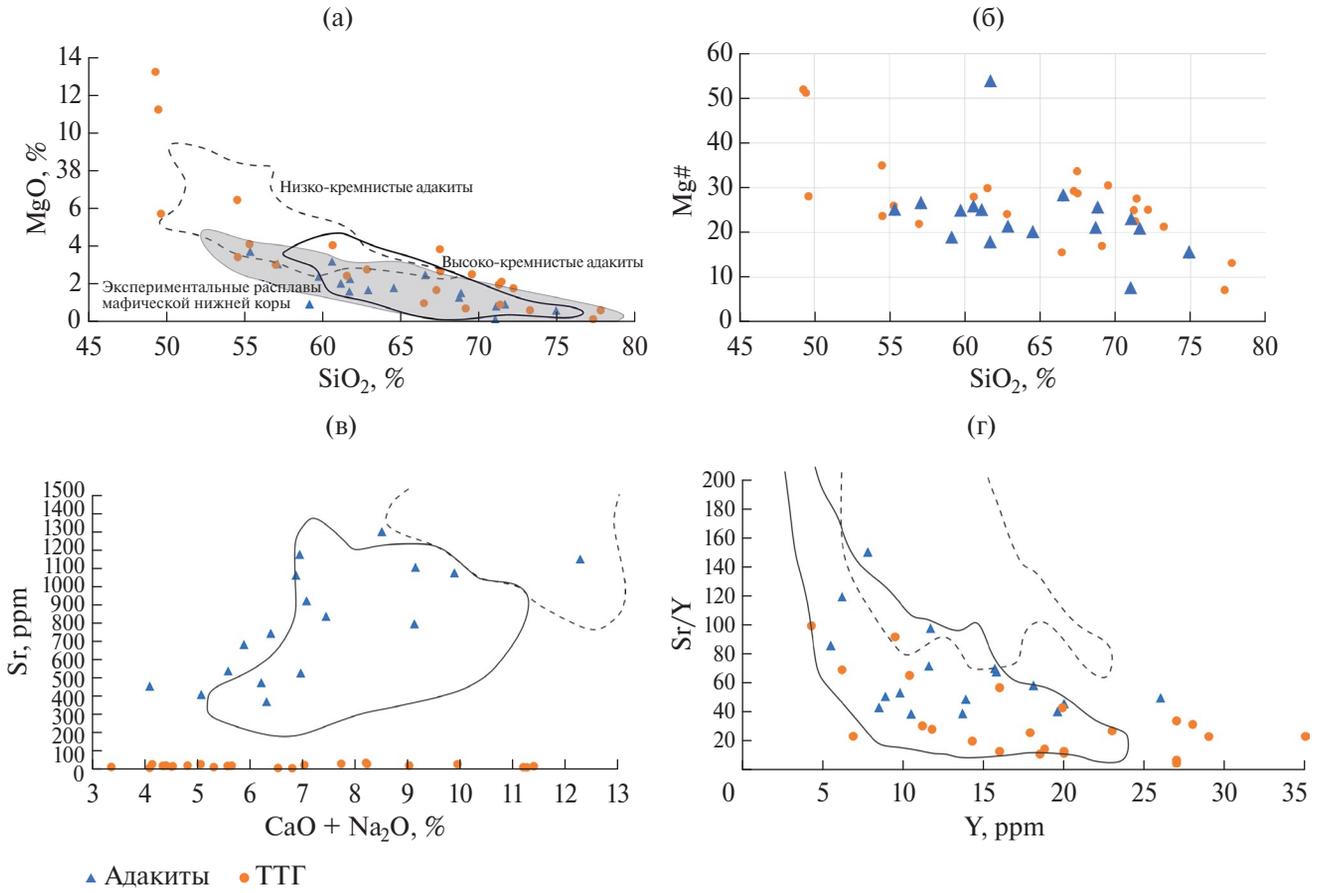
Континентальные условия, в которых происходит формирование пластинчатых интрузий вполне допустимы, т.к. по параметру магнезиальности их адакитоподобные разновидности почти полностью входят в поле экспериментальных расплавов нижней континентальной коры мафического состава [67] (см. рис. 18, а).

ТТГ и породы с адакитовыми характеристиками обладают высокой степенью геохимического сродства, если исходить из фактов их согласованного обогащения наиболее несовместимыми элементами, одинаковой отрицательной аномалии Nb–Ta и сильного обеднения тяжелыми РЗЭ и Y [42, 60] (см. рис. 19, в).

Это может указывать на общность источника, который не должен напрямую относиться к MORB-типу, судя по отчетливой разнонаправленности их тредов.

Некоторые дополнительные данные по каждой из четырех выделенных по основности групп заметно усложняют петрохимические и геохимические характеристики рассматриваемых пород и расширяют вариативность потенциальных источников расплавов.

Прежде всего, это – некоторая обособленность от всей остальной совокупности пород группы габбро, например, по параметрам щелочности и глиноземистости (см. рис. 17, а, в, г). При этом по одному из критериев ( $(La/Yb)_n > 6$ ) они формально



**Рис. 18.** Дискриминационные диаграммы (а) MgO–SiO<sub>2</sub>, (б) Mg#–SiO<sub>2</sub>, (в) Sr–(CaO+Na<sub>2</sub>) и (г) Sr/Y–Y для составов пластинчатых интрузий. Показано: состав (серый фон) экспериментальных расплавов мафической нижней коры, по [68]; низкокремнистые адакиты (контур пунктиром); высококремнистые адакиты (сплошная линия), по [40, 61].

близки магмам островодужных обстановок, но одновременно имеют высокие содержания Ba, K, Rb и Sr (см. Приложение 1: Табл. П2).

Подобное обогащение некогерентными элементами может указывать на поглощение исходными магмами материала метаосадочных образований [45], как в нашем исследовании – ладожской серии и/или пород архейского фундамента, что нами было показано, на основании других критериев, например, по Sm–Nd отношениям и возрастным спектрам изученных нами ксеногенных цирконов.

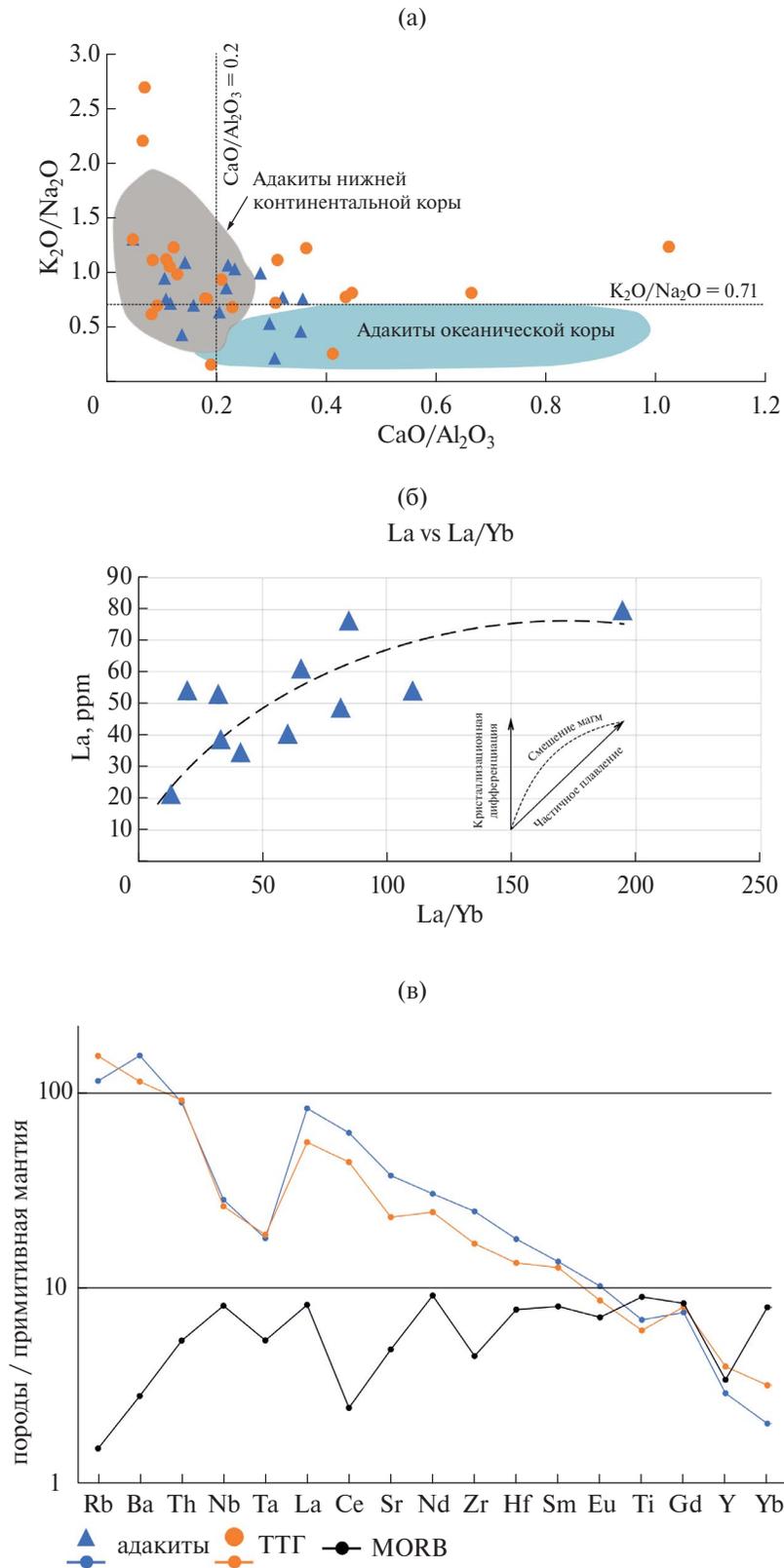
Диориты и гранодиориты по своим петрогеохимическим характеристикам относятся к продуктам кристаллизации высококальциевой магмы известково-щелочного ряда (см. Приложение 1: Табл. П2, анализы №№ 9–44).

Независимо от химического состава они все имеют однотипное распределение РЗЭ – это высокие отношения (La/Yb)<sub>n</sub> > 20 и наличие слабо отрицательной Eu аномалии (рис. 20, б, в).

Причем у основных диоритов SiO<sub>2</sub> = 54–57% все пробы, за исключением одной, имеют Sr/Y < 40 и по этому критерию не могут относиться к адакитовым разностям, хотя по другим параметрам они близки к ним. В части несколько более кислых диоритов SiO<sub>2</sub> = 57–60% все пробы удовлетворяют критериям для отнесения их к адакитоподобным породам (см. рис. 20 в). То же относится и к гранодиоритам SiO<sub>2</sub> = 61–62% (см. рис. 20, г).

Кислые разности сердобольского комплекса (граниты) редко имеют адакитовые характеристики (La/Yb)<sub>n</sub> > 20 и Sr/Y > 40, хотя в отдельных случаях вписываются в поле адакитоподобных пород фельзитового состава молодых островодужных систем [67] (рис. 21, д, е).

При этом все они близки к ним по этим параметрам, но по содержанию таких элементов как MgO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Li, Sc, V, Cr, Co, Ni, Nb они могут отличаться в 2 и более раз.

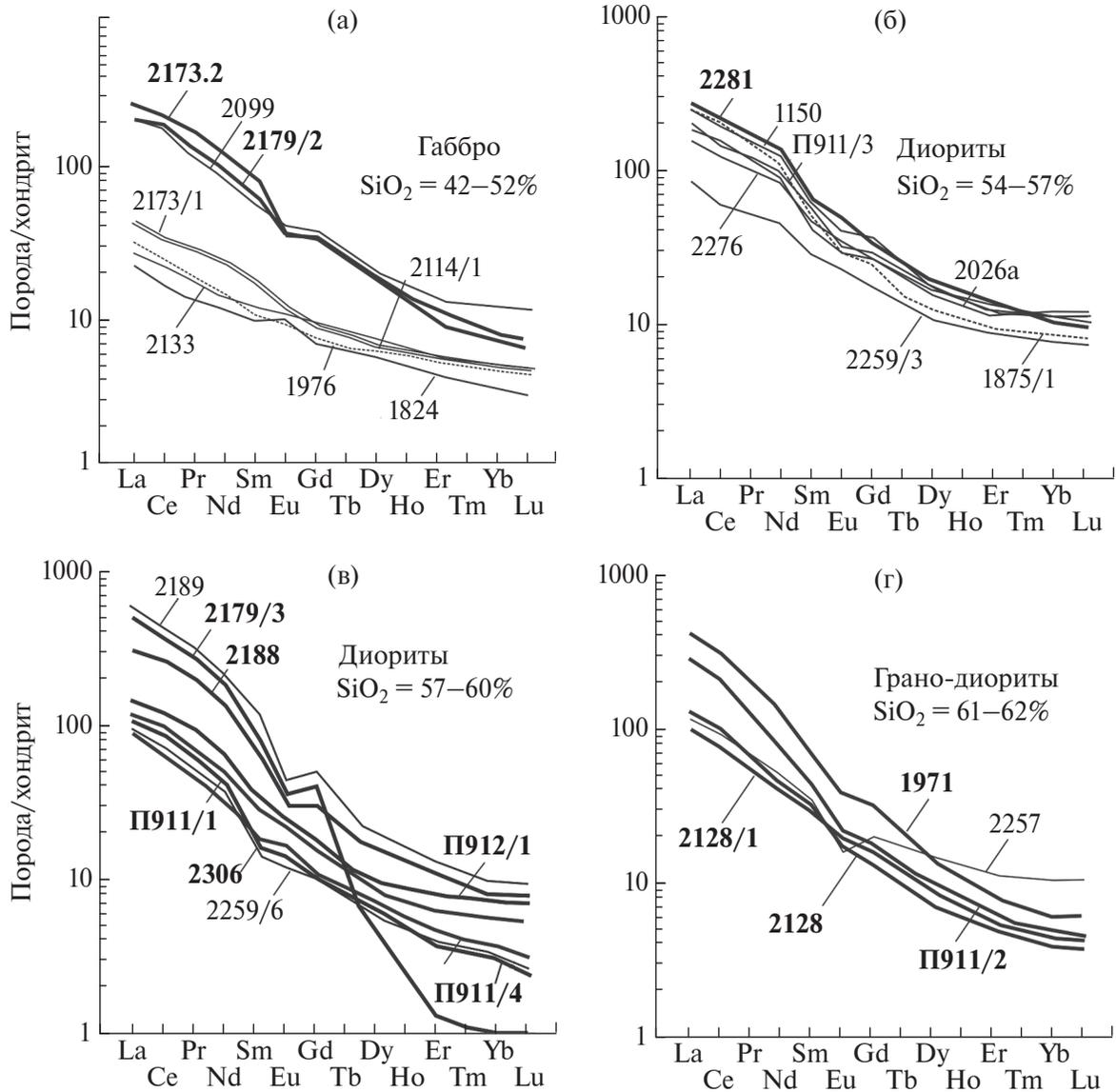


**Рис. 19.** Диаграммы соотношения щелочей и РЗЭ в адакитах и ТТГ.

(а) – соотношение  $K_2O/Na_2O$  с  $CaO/Al_2O_3$  в породах сердобольского комплекса;

(б) – корреляция между  $La$  и  $La/Yb$  в адакитоподобных разностях;

(в) – нормализованное на примитивную мантию (MORB) распределение микроэлементов в адакитоподобных и ТТГ-разностях пластинчатых тел (осреднение всех анализов)



**Рис. 20.** Нормированные по хондриту графики распределения РЗЭ в габбро, диоритах и гранодиоритах Сердобольского комплекса. Обозначены: пробы (надписи жирным) и породы (линии жирным), имеющие адакитоподобные геохимические характеристики

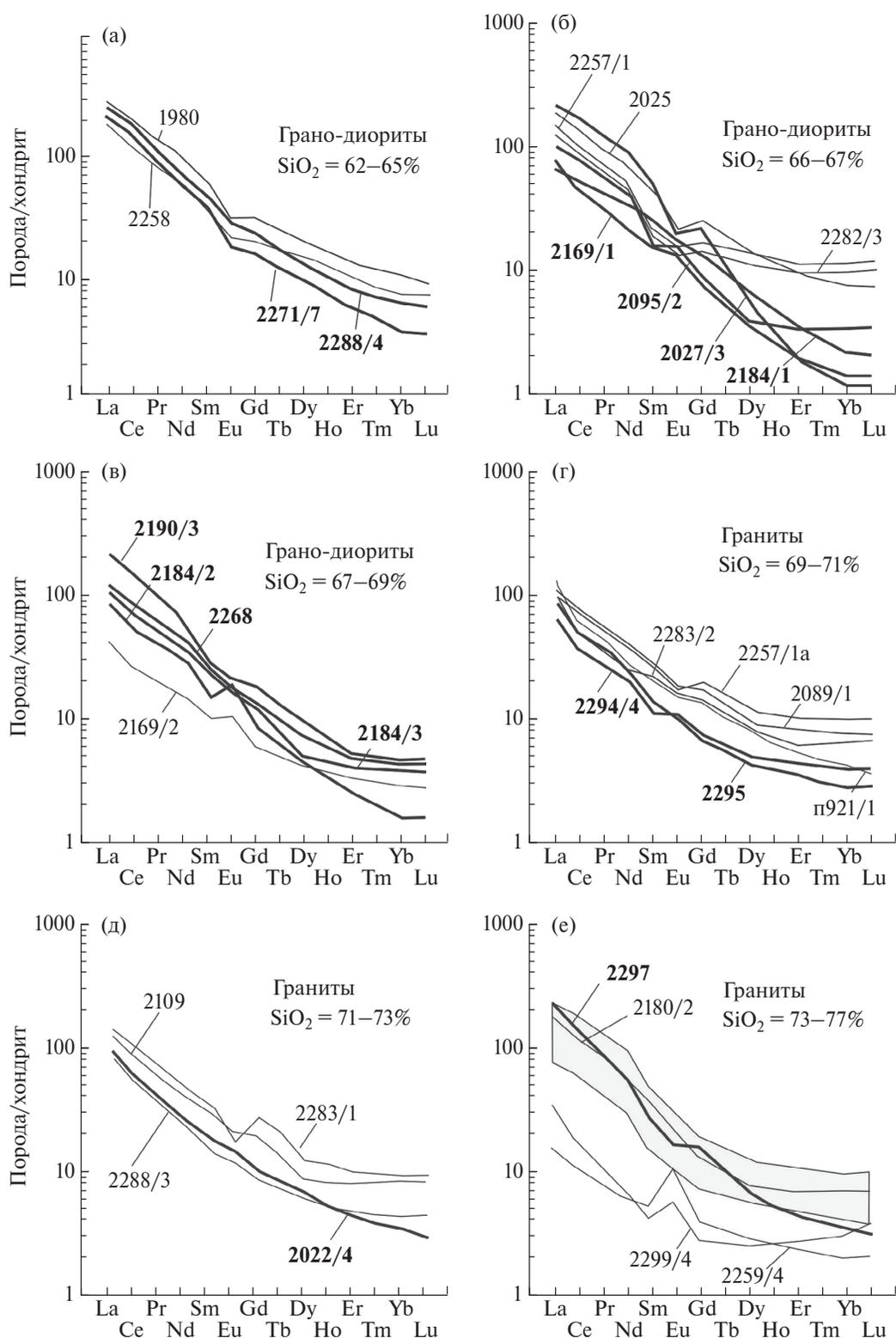
Адакитоподобные характеристики по критериям  $(La/Yb)_n > 20$  и  $Sr/Y > 40$  свойственны только половине разностей из выделяемых четырех групп сердобольского комплекса, и они характерны для диоритов и гранодиоритов с содержаниями  $SiO_2$  в интервале 57–69%. Остальные характеристики, хотя и имеют достаточно близкие к ним отношения  $(La/Yb)_n = 10–20$ ,  $Sr/Y = 20–40$ , выходят за пределы поля классических адакитов [42, 60, 41, 20] (рис. 22, рис. 23).

Кроме того, породы по минеральному составу и своей основности вполне соответствующие габбро, не могут относиться к адакитоподобным

породам, хотя по геологическим данным они также входят в группу пластинчатых раннекинематических интрузий.

Обратим внимание на то обстоятельство, что все породы вне адакитового поля, которые по нескольким критериям близки к ассоциации ТТГ, по параметру  $(La/Yb)_n - Yb_n$  полностью попадают в поле, статистически заполненное аналогичными разностями именно с постархейскими возрастами, соответствующими нашему исследованию [41].

В разностях единого ряда диориты-гранодиориты-граниты (за исключением группы габбро), как правило, насыщенных пегматоидными прожилка-

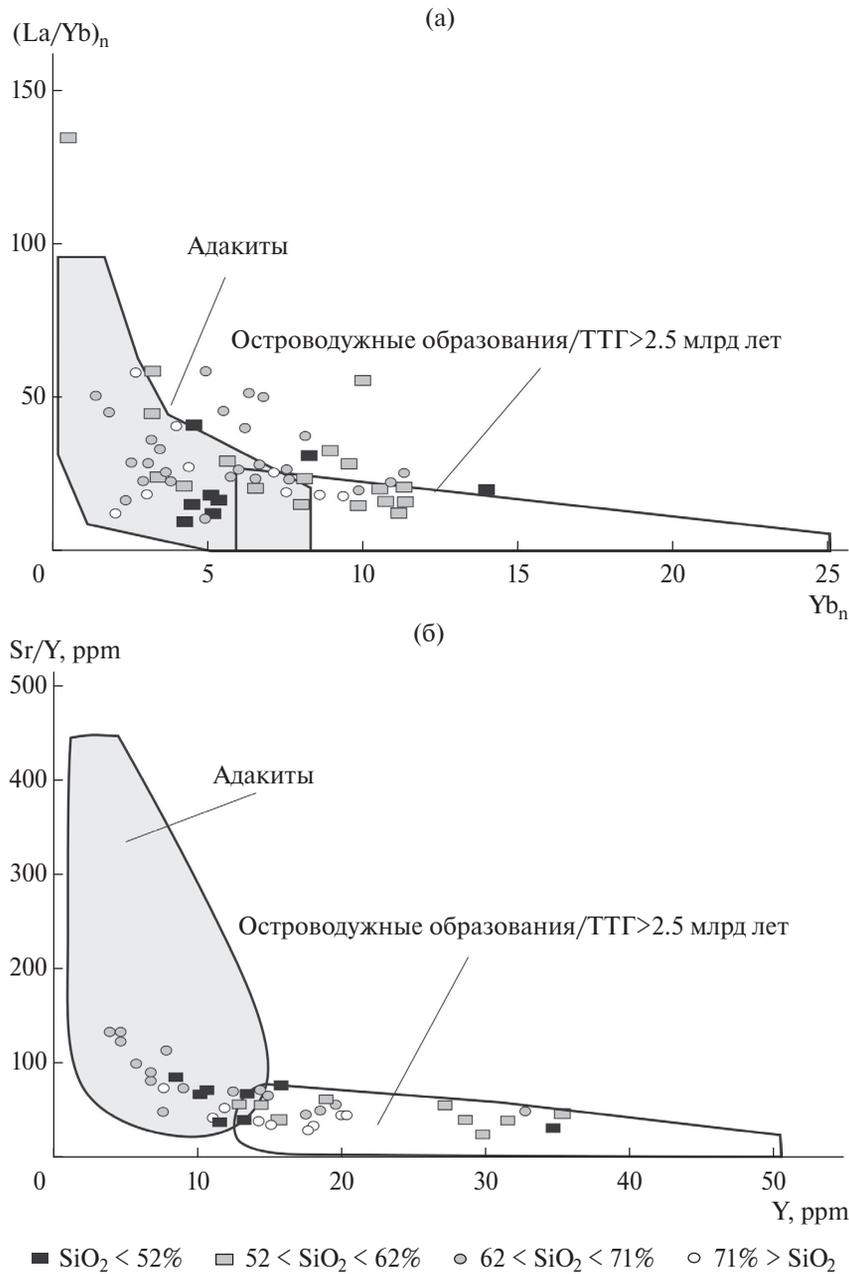


**Рис. 21.** Нормированные по хондриту графики распределения РЗЭ в грано-диоритах и в гранитах Сердобольского комплекса, в сопоставлении с адakitами юрского островодужного комплекса (по данным [68]).

(а)–(д) – Сердобольский комплекс с вариациями содержания  $\text{SiO}_2$ : (а) – 62–65%, (б) – 66–67%, (в) – 67–69%, (г) – 69–71%, (д) – 71–73%;

(е) – граниты сердобольского комплекса в сопоставлении с юрским островодужным комплексом.

Обозначены: пробы (арабские цифры жирным) и породы (линии жирным), имеющие адakitоподобные геохимические характеристики.

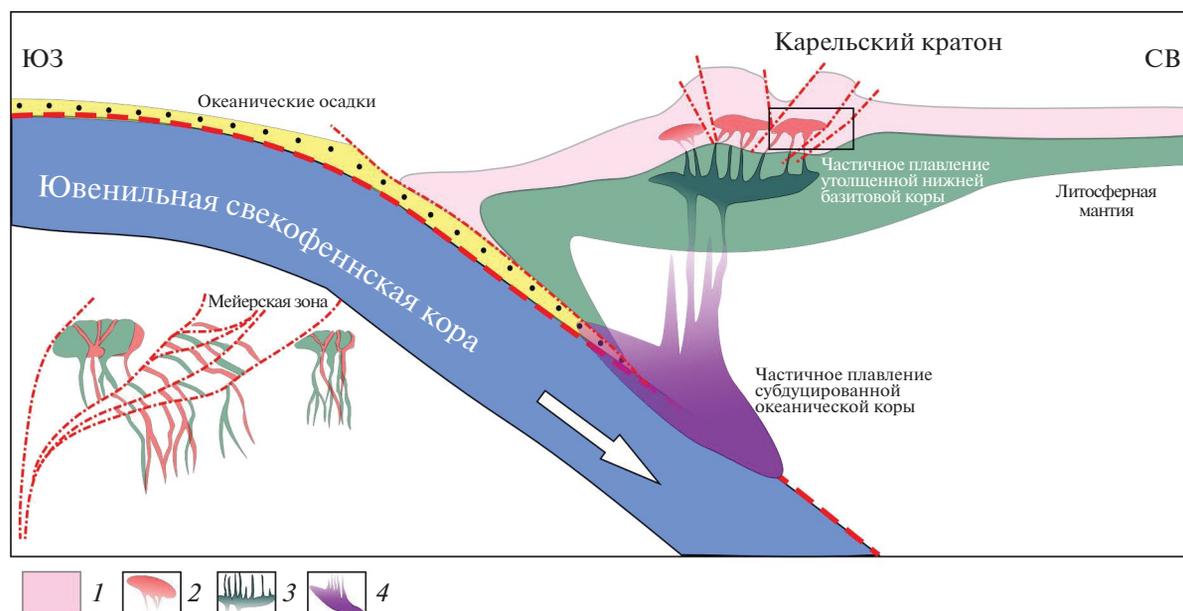


**Рис. 22.** График (а)  $(La/Yb)_n$  vs.  $Yb_n$  и (б)  $Sr/Y$  vs.  $Y$  для раннеорогенных интрузий Северного Приладожья. Поля адакитов и островодужных образований/ТТГ>2.5 млрд лет даны по [41, 42].

ми, встречаются разновидности с положительной Eu аномалией ( $Eu/Eu^* > 1$ ), что может быть связано с наложенными процессами на заключительных стадиях эволюции раннеорогенных интрузий и с переходом от пластичных условий деформаций к хрупким [26] (см. Приложение 1: Табл. П2).

Следует отметить еще одно немаловажное обстоятельство. Нами была исследована возрастная и формационная близость пластинчатых интрузий сердобольского комплекса с некоторыми плутоническими массивами на сопряженных с Мейерской

зоной с севера и юга территориях, где находятся габбродиориты Вялимякского массива, гранодиориты Импиинемского массива, гранитоиды Тервуского плутона, габбро, диориты и тоналиты Путсарского комплекса. По приведенным данным, все они по своей щелочной специализации попадают на диаграмме TAS в поле составов пластинчатых интрузий (см. рис. 17, а) и имеют схожие сильно фракционированные спектры РЗЭ, что может указывать на их генетическое родство и потенциальные комагматические связи.



**Рис. 23.** Палео-реконструкция обстановки формирования пластинчатых интрузий сердобольского комплекса Северного Приладожья в зоне взаимодействия ювенильной свекофеннской коры и Карельского кратона со структурно-кинематическим разрезом, показывающим потенциальную картину выведения шарьяжно-надвиговыми структурами Мейерской зоны корневых подводящих каналов синтетектонических плутонов в ладожском комплексе на общий с ними эрозионный уровень.

1 – верхняя, фельзитовая часть нерасчлененной архейско-протерозойской коры Карельского кратона; 2 – магматические очаги средней коры, с которыми связано формирование пластинчатых интрузивных тел ряда габбро-диориты-гранодиориты-граниты; 3 – очаги частичного плавления утолщенной гидратированной нижней коры базитового состава; 4 – область частичного плавления субдуцированной свекофеннской ювенильной коры

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ данных и фактического материала позволяет сделать некоторые обобщения, касающиеся геодинамических, структурно-тектонических и петрогенетических условий формирования таких специфических по форме магматических образований, как пластинчатые, силлоподобные интрузии Северного Приладожья, а также дополнить существующие представления о тектоно-метаморфической эволюции свекокарелид юго-востока Фенноскандии.

Полученные данные о геодинамической обстановке формирования свекокарелид содержат косвенные указания на возможную связь исходных магматических источников с субдукционными процессами, предполагаемыми на активной перикратонной окраине Карельского массива во время свекофеннского тектогенеза [63, 64]. Наиболее значимыми из них представляются петрохимические и геохимические свидетельства принадлежности части пластинчатых тел к адакитоподобным образованиям. Наличие среди последних именно высокремнистых разностей может быть след-

ствием плавления субдуцированного базальтового слэба ювенильной свекофеннской коры [61].

Более того, они также могут являться частичными расплавами субдуцированной смеси океанической коры и совмещенных с ней фрагментов осадочного слоя [45]. Это, в частности, отразилось в выявленных нами вариациях Nb/Ta в изученных адакитоподобных разностях между средними значениями континентальной коры (Nb/Ta = 11) [70] и составом первичной мантии (Nb/Ta = 15–20) [73], а также в корреляционных соотношениях между La и La/Yb [46] (см. рис. 19, б).

Тесная связь выделенных адакитоподобных разностей с породами ТТГ-типа и отмеченная их высокая степень геохимического сродства может соответствовать субдукционно-плитной модели их общего или взаимосвязанного формирования [61] (см. рис. 19, в).

Однако, несмотря на соответствие адакитовым составам таких геохимических критериев как  $(La/Yb)_n > 20$  и  $Sr/Y > 40$ , их параметры магнезиальности оказались значительно более низкими ( $Mg\# < 30$ ) в сравнении с типичными адакитами ( $Mg\# > 50$ ), что характерно для варианта их фор-

мирования в условиях утолщенной мафической континентальной коры, сформированной, мы полагаем, в связи с коллизионно-аккреционными процессами [58, 82, 79, 46, 80].

Дополнение комплекса адакитоподобных пород ассоциацией ТТГ-разностей могло быть связано с частичным плавлением в этих условиях гидрослюдистых мафических пород нижней коры в островодужных обстановках [41]. На это может указывать, в частности, соответствие некоторых разностей, близких по составу ТТГ, по отдельным геохимическим критериям  $((La/Yb)_n - Yb_n$  и  $Sr/Y - Y$ ) формациям островодужных обстановок (см. рис. 22, б).

Вместе с тем, попадание этих же разновидностей пород в поле статистической принадлежности к ассоциации именно постархейских ТТГ, которые имеют возраст, моложе 2.5 млрд лет, противопоставляемой архейским породам данной группы, подтверждает то, что они не являются чисто архейским феноменом, но участвовали в приращении континентальной коры на протяжении всего геологического времени, включая палеопротерозойский этап и приближенные к новейшему времени отрезки геодинамической эволюции литосферы [41].

Аналогичная ассоциация габбро-диоритов-тоналитов-трондjemитов схожего возраста (1.9 млрд лет) присутствует в юго-западной Финляндии, где она была образована при фракционной кристаллизации габбрового расплава в нижней коре, с участием роговой обманки, плагиоклаза и биотита в качестве основных осаждающихся фаз [37].

Магматические источники сердобольского комплекса в утолщенной континентальной коре, помимо частичного плавления гидратированного мафического материала нижних горизонтов, имеют вероятность добавления к расплаву фельзитовых выплавок из гранито-гнейсовой ее части, на что указывают повышенные значения  $K_2O/Na_2O$  (см. Приложение 1: Табл. П2) с высоким К-известково-щелочным сродством, а также факт близости пород пластинчатых интрузий и гранито-гнейсов архейского фундамента по параметру  $\epsilon Nd$  [46] (см. рис. 17, в).

Выявление в континентальной коре магматических пород с геохимическими признаками адакитоподобных разностей, часто именуемых "континентальными" адакитами, заметно расширило спектр возможных условий и источников их формирования [77, 49, 58]. Обсуждение параметра глубинности и самого факта генерации таких

магм, с учетом того, что они, как правило низкомагнезиальные ( $Mg\# < 40$ ) и их источник мог не соответствовать характеристикам MORB, привело к появлению представлений о малоглубинном уровне производства таких выплавок, в пределах нижней и средней коры [58].

Более того, проведенные эксперименты по плавлению при пониженном давлении до 10–12.5 кбар и 800–900°C, что соответствует глубинам ~30–40 км в аппарате "поршень-цилиндр" привели к формированию частичных расплавов, близких по содержанию основных элементов и микроэлементов к адакитовым/ТТГ породам и без образования эклогитовых остатков при выплавлении 10–40 вес.% образцов состава нижней коры [67].

Попадание составов изученных нами адакитоподобных пород в поле таких экспериментальных расплавов дает нам возможность учитывать предполагаемое расположение одного из промежуточных источников пластинчатых интрузий в низах мафической континентальной коры (см. рис. 18, а).

Приведенные факторы и обстановки генерации источников магматического материала пород сердобольского комплекса, включая плавление субдуктированного слэба, а также вовлечение в субдукцию осадочных образований и последующее частичное плавление гидратированной нижней континентальной коры, представляется нам не менее важным для акцентирования внимания на многочисленных свидетельствах контаминации рассматриваемых магм кислым коровым материалом (см. рис. 23).

Полученные данные по Sm–Nd систематике субстрата пластинчатых интрузий и вмещающих их пород свидетельствуют о близости Sm/Nd отношений и параметра  $\epsilon Nd$  к комплексам как архейского фундамента, так и его палеопротерозойского вулканогенно-осадочного чехла. Это может быть следствием обогащения поднимавшихся снизу расплавов продуктами частичного плавления материала средней коры, где происходили рассматриваемые деформационно-метаморфические преобразования свекофеннского тектогенеза. Это подтверждают данные о сохранности в магматических силлоподобных образованиях зерен ксеногенного циркона с возрастными спектрами, идентичными таковым во вмещающих породах ладожского комплекса (см. рис. 12).

Принимая вариант их частичного плавления, нами было учтено, что оно могло проходить либо под воздействием транскорового флюидного

потока, либо с участием воды при дегидратации водосодержащих минералов субстрата (мусковит, биотит, амфибол) [74, 75, 81, 76].

С учетом выявленного нами отчетливого снижения Sm/Nd и Rb/Sr отношений в расплавленном субстрате пластинчатых интрузий по сравнению с вмещающими породами ладожского комплекса в качестве предпочтительного был выбран вариант активного воздействия на породы транскорового флюидного потока, при котором формируются анатектические расплавы из метатерригенного источника [81] при относительно низких температурах  $< 700^\circ\text{C}$ , допускающих сохранность U–Pb изотопных систем в зернах ксеногенного циркона.

Именно на этом фоне протекали деформационно-метаморфические преобразования раннего этапа свекофеннского тектогенеза и возник складчато-надвиговый структурный парагенез, включающий пластинчатые интрузивные тела. При этом тектоническая нарушенность коры стимулировала приток глубинных транскоровых флюидов, а снижению температуры плавления вмещающего субстрата на этом этапе способствовала ускоренная декомпрессия, связанная с покровно-надвиговыми движениями и дилатационными процессами в зонах приразломного повреждения субстрата.

Как показали эксперименты на гидратированных базальтах [66], именно при наличии свободного водного флюида в относительно низкотемпературных  $T = 750^\circ\text{C}$  условиях формируются натровые расплавы ТТГ-типа.

Другой сценарий частичного плавления тоже мог быть реализован, но на более поздней стадии свекофеннской эволюции, связанной с региональной складчатостью второго этапа и сопряженными с этими процессами анатексиса в чехольном комплексе. На это указывает анализ аксессуарных минералов (прежде всего – апатита и монацита как главных носителей и регуляторов РЗЭ), проведенный раздельно в расплавленном субстрате раннекинематических пластинчатых тел и в их палингенных продуктах второго этапа деформаций.

Присутствие в палингенных продуктах только апатита и полное исчезновение монацита может служить, с одной стороны, показателем проявления на пике анатексиса более высокотемпературного частичного плавления субстрата при  $T = 750\text{--}800^\circ\text{C}$  с обилием таких водонасыщенных минералов, как мусковит и биотит (слюдистые метатерригенные гнейсы, гранито-гнейсы, огнейсованные диориты и гранодиориты). С другой – причиной зафиксированного повышения

отношений Sm/Nd и параметра  $\epsilon\text{Nd}$  (до положительных значений) [81, 78] в сравнении с таковыми в расплаве пластинчатых тел и во вмещающих породах. При этом, очевидная локализованность проявления процессов анатексиса допускает возможность сохранения местами начальных изотопных отношений в зернах ксеногенного циркона.

Особенности и закономерности локализации пластинчатых тел в деформационной структуре Мейерской зоны, их отчетливо кулисно-эшелонированное расположение относительно картируемых поверхностей сместителей покровно-надвиговых пластин допускают обособление расплавленного материала в синдеформационно раскрывающихся трещинах отрыва, входящих в складчато-надвиговый структурный парагенез. Это создавало необходимую для относительно низкотемпературного плавления декомпрессию на раннем этапе свекофеннских деформаций, протекавших в транспрессивной обстановке.

Именно транспрессия способствовала сегрегации небольших порций декомпрессионных расплавов из породной матрицы, их выдавливание, затем смешению с магмами, поднимающимися с низов коры, и локализации в раскрывающемся пространстве на более высоких субсолидусных уровнях коры, формируя более крупные тела пластинчатых интрузий [71, 55].

Сходство петрохимических составов всего спектра пластинчатых интрузий с почти одновозрастными с ними плутоническими интрузиями типа Путсаарского и Лауватсаарско-Импиниемского массивов, рассредоточенными в смежных с Мейерской зоной пространствах, позволяет предположить, что они могли иметь общие более глубинные первичные источники магм, позже значительно контаминированные материалом средней коры.

При этом, особенности морфологии пластинчатых тел и крупных ареальных массивов приводят к представлению о том, что пластинчатые тела находились первоначально на более глубоких уровнях и могли быть подводными каналами для массивов, а впоследствии были выведены шарьяжно-надвиговой тектоникой на один уровень в коре (см. рис. 23).

На более глубинный уровень формирования пластинчатых тел могут косвенно указывать и  $P$ – $T$ -условия синтетектонического метаморфизма вмещающих гнейсов Мейерской зоны, частично свидетельствующие о более высоких показателях параметров давления и температуры в сравнении с окружением этих плутонических массивов [18].

При этом давление в покровно-надвиговых структурах достигает 6–8 кбар, при температурах 600–680°C, а уровень становления плутонических массивов (например, Куркиекского массива), согласно результатам изучения углекислотных включений, характеризовался параметрами давления в 4.7–5.1 кбар [2].

Петрохимическая разобщенность в выделенном едином структурно-тектоническом ряду магматических тел габбро и диоритов-гранодиоритов-плагиогранитов могла стать как результатом проявления минглинга в магматических камерах [11], так и следствием пакетно-тектонического внутреннего строения самой Мейерской зоны, приведшего к совмещению в едином объеме тел из различающихся магматических источников (см. рис. 17, а, д, г).

Таким образом, изредка встречающиеся в подвижных поясах разного возраста специфические пластинчатые интрузивные тела могут быть, с одной стороны, магматическими формами структурно-вещественных парагенезов складчато-надвиговых ансамблей, с другой стороны, подводящими каналами для синхронных интрузий плутонических форм, вместе представляющих разные уровни локализации расплавов в земной коре активных континентальных окраин. Выявленная среди них принадлежность части тел к адакитоподобным породам, а другой части – к ассоциации ТТГ, может быть либо следствием полигенного характера их магматических источников и сочетания различных геодинамических условий формирования, либо свидетельствовать о конвергентности некоторых петрохимических характеристик.

**Благодарности.** Авторы внесли следующий вклад в создание статьи: Ю.А. Морозов – сбор полевого структурно-геологического и картировочного материала, концептуальное обобщение полученных аналитических данных; Е.Н. Терехов, О.И. Окина, М.А. Матвеев и А.И. Смутьская – анализ и обработка петрохимических данных; Т.В. Романюк – датирование ксеногенного циркона и анализ возрастных датировок; Т.Б. Баянова и Е.Л. Кунакузин – проведение и обобщение результатов Sm–Nd изотопных исследований.

Авторы признательны М.В. Лучицкой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за консультации по адакитам при подготовке материалов статьи.

Авторы благодарны рецензенту Ш.К. Балтыбаеву (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, Россия)

и анонимному рецензенту за полезные комментарии. Авторы признательны редактору М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование рукописи.

**Финансирование.** Работа выполнена в рамках исследований по Государственным заданиям ИФЗ РАН (в части вопросов взаимодействия эндогенных процессов при формировании континентальной земной коры) и ГИ КНЦ РАН (в части изучения Sm/Nd систематики).

**Конфликт интересов.** Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Козырева И. В., Шульдинер В. И. Мейерский надвиг – главный элемент строения сутуры на границе Карельского кратона и свекофеннского комплекса в Приладожье, Балтийский щит // ДАН. 1996. Т. 348. № 3. С. 353–356.
2. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. – СПб.: СПбГУ, 2000. 200 с.
3. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Левченков О.А., Бережная Н.Г., Левский Л.К. О возрастном соотношении провинций калиевых и натровых мигматитов в свекофеннидах (Приладожье, Балтийский щит) // ДАН. 2002. Т. 383. № 4. С. 523–526.
4. Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г., Левский Л.К., Макеев А.Ф., Яковлева С.З. Время и длительность свекофеннской плутоно-метаморфической активности на юго-востоке Балтийского щита, Приладожье // Петрология. 2004. Т. 12. № 4. С. 374–393.
5. Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Левский Л.К. Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. – СПб.: Наука, 2009. 328 с.
6. Балтыбаев Ш.К. Мигматитообразование в калиевой зоне Северного Приладожья: термодинамические режимы плавления и кристаллизации, геохимическое моделирование перераспределения химических элементов в системе субстрат–расплав. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2012. С.4–16. (Тр. КарНЦ РАН. Сер.: Геология докембрия. 2012. Вып.3).
7. Балтыбаев Ш.К., Вивдич Э.С. Эволюция Мейерской надвиговой зоны Северного Приладожья (Республика Карелия, Северо-запад России): P–T-условия формирования минеральных парагенезисов и геодинамические реконструкции // Геотектоника. 2021. № 4. С. 73–87.
8. Балтыбаев Ш.К., Вивдич Э.С., Галанкина О.Л., Борисова Е.Б. Флюидный режим формирования гнейсов в Мейерской надвиговой зоне Северного Приладожья (Юго-восток Фенноскандинавского щита) // Петрология. 2022. Т. 30. № 22. С. 166–193.

9. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
10. Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. — Под ред. К.О. Кратца — Л.: Наука, 1972. 190 с.
11. Владимиров В.Г., Яковлев В.А., Кармышева И.В. Механизмы магматического минглинга в композитных дайках: модели диспергирования и сдвиговой дилатации // Геодинамика и тектонофизика. 2019. № 2. С.325–345. Doi: 10.5800/GT-2019-10-2-0417
12. Вревский А.Б. Людикий Раахе-Ладожской зоны Фенноскандинавского щита (изотопно-геохимический состав и геодинамическая природа) // Геология и геофизика. 2021. № 10. С. 1335–1355. Doi: 10.15372/GiG2020168
13. Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г., Левский Л.К. Главная стадия плутоно-метаморфической активности в Приладожье: результаты определения изотопного возраста // ДАН. 2001. Т. 377. № 5. С. 667–671.
14. Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г., Левский Л.К. Время, длительность и РТ-параметры полистадийного метаморфизма свекофеннид Приладожья (Балтийский щит) (по данным термобарометрии и U–Pb-геохронологии) // ДАН. 2002. Т. 384. № 5. С. 660–664.
15. Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Страшко А.В., Шалаева Е.А., Новикова А.С., Дубенский А.С., Ерофеева К.Г., Шешуков В.С. Природа Пучеж-Катунской импактной структуры (центральная часть Восточно-Европейской платформы): результаты изучения U–Th–Pb изотопной системы зерен детритового циркона из эксплозивных брекчий // Геотектоника. 2023. № 5. С. 70–95.
16. Котова Л.Н., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Подковыров В.Н., Саватенков В.М. Источники и области сноса метатерригенных пород ладожской серии (Свекофеннский складчатый пояс, Балтийский щит): результаты геохимических и Sm–Nd изотопно-геохимических исследований // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. С. 3–22.
17. Куликов В.А., Морозов Ю.А., Ионичева А.П., Шагарова Н.М., Яковлев А.Г., Соколова Е.Ю., Матвеев М.А. Визуализация покровно-складчатой структуры метаморфических толщ в системе чехол-фундамент методом АМТЗ (на примере Мейерской зоны Приладожья) // Геофизические исследования. 2023. Т. 24. № 4. С. 58–80. Doi: 10.21455/gr2023.4-4
18. Кулаковский А.Л., Морозов Ю.А., Смольская А.И. Тектонический стресс как дополнительный термодинамический фактор метаморфизма // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 1. С. 44–68.
19. Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) — Под ред. Н. В. Шарова — Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 435 с.
20. Лучицкая М.В. Адакитовый магматизм — состав, петрогенезис, геодинамическая обстановка и аспект применения термина “адакит” // Геотектоника. 2022. № 4. С. 92–128. Doi: 10.31857/S0016853X22040051
21. Матреничев В.А., Матреничев А.В. Петрология людикийского вулканизма Онежской структуры и Раахе-Ладожской зоны. — В сб.: Балтийский щит. Под ред. В. С. Абушкевича, Н. А. Алфимовой. — СПб.: Политехнический ун-т. 2010. С. 223–256.
22. Морозов Ю.А. Структурообразующая роль транспрессии и трансенсии // Геотектоника. 2002. № 6. С. 3–24.
23. Морозов Ю.А., Галыбин А.Н., Мухамедиев Ш.А., Смольская А.И. Тектонический и геомеханический контроль размещения даек и силлоподобных тел в северо-западной части Кольского полуострова // Геотектоника. 2017. № 3. С. 28–60.
24. Морозов Ю.А., Баянова Т.Б., Матвеев М.А., Смольская А.И. Возрастные метки ранне- и поздне-тектонических событий свекофеннского тектогенеза на ЮВ Балтийского щита (северный домен Приладожья). — В сб.: Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. — Мат-лы L (50-го) Юбилейного Тектонич. совещ. 30 янв.-3 февр. 2018. — М.: ГЕОС, 2018. Т. 2. С. 34–39.
25. Морозов Ю.А., Кулаковский А.Л., Смольская А.И. Строение и структурно-метаморфическая эволюция Северного домена Приладожья в системе “чехол — фундамент”. — В кн.: Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения). — Отв. ред. Н. В. Шаров. — Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. С. 162–180.
26. Морозов Ю.А., Терехов Е.Н., Матвеев М.А., Окينا О.И. Геохимические метки совместной структурно-вещественной эволюции чехла и фундамента (свекофенниды Северного Приладожья, Россия) // Геодинамика и тектонофизика. 2022а. Т. 13. № 3. С. 1–30. Doi: 10.5800/GT-2022-13-3-0636
27. Морозов Ю.А., Матвеев М.А., Романюк Т. В., Смольская А.И., Терехов Е.Н., Баянова Т.Б. U–Pb датирование силлоподобных (пластинчатых) тел раннекинематической серии габбродиоритов-гранодиоритов в покровно-складчатом ансамбле свекофеннид Приладожья // ДАН. Науки о Земле. 2022б. Т. 507. № 1. С. 13–22. Doi: 10.31857/S2686739722601260
28. Мыскова Т.А., Милькевич Р.И., Львов П.А. U–Pb геохронология (SHRIMP-II) цирконов из метаосадков ладожской серии (Северное Приладожье, Балтийский щит) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20. № 2. С. 55–67.
29. Нагайцев Ю.В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л.: ЛГУ, 1974. 160 с.
30. Перекалина Т.В. Сложная бескорневая интрузия Перяними // Изв. Карело-Финск. фил. АН СССР. 1953. № 4. С. 79–89.
31. Ранний докембрий Балтийского щита — Под ред. В.А. Глебовицкого — СПб.: Наука, 2005. 711 с.
32. Романюк Т.В., Котлер П.А. Методика оценки интегрального показателя окатанности выборки зерен детритового циркона: пример ченкской толщи

- киммерид Горного Крыма // Литология и полезные ископаемые. 2024. №3. С. 299–313. Doi: 10.31857/S0024497X24030041
33. *Седова И.С., Саморукова Л.М., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П.* Геохимия гранитоидов свекофеннского тектонометаморфического цикла Северного Приладожья // Петрология. 2004. Т. 12. № 4. С. 394–414.
  34. *Смолюкин В.Ф., Скублов С.Г., Ветрин В.Р.* Редкоэлементный состав детритового циркона архейского возраста из ятулийских терригенных пород Фенноскандии // Записки Российского минерал. общ-ва. 2020. № 6. Ч. CXLIX. С. 85–100.
  35. *Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С.* и др. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). – Под ред. К.А. Шуркина – Л.: Наука, 1970. 227 с.
  36. *Тугаринов А.И., Бибикина Е.В.* Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. – Под ред. Ю.А. Шуколюкова – М.: Наука, 1980. 131 с.
  37. *Arth J.G., Barker F., Peterman Z.E., Frirdman I.* Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas // *J. Petrol.* 1978. Vol. 19. Part 2. P. 289–316.
  38. *Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J.* The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. Vol. 273 (1-2). P. 48–57. Doi: 10.1016/j.epsl.2008.06.010
  39. *Brown M., Solar G.S.* The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm // *Tectonophysics.* 1999. Vol. 312. P. 1–33.
  40. *Castillo P.R.* Adakite petrogenesis // *Lithos.* 2012. Vol. 134–135. P. 304–316. Doi: 10.1016/j.lithos.2011.09.013
  41. *Condie K.C.* TTGs and adakites: are they both slab melts? // *Lithos.* 2005. V. 80. P. 33–44. Doi: 10.1016/j.lithos.2003.11.001
  42. *Defant M.J., Drummond M.S.* Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // *Nature.* 1990. Vol. 347. № 6294. P. 662–665.
  43. *Drummond M.S., Defant M.J.* A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: archean to modern comparisons // *J. Geophys. Res.* 1990. Vol. 95. B13. P. 21503–21521.
  44. *Ehlers C., Lindroos A., Selonen O.* The late Svecofennian granite-migmatite zone of southern Finland: a belt of transpressive deformation and granite emplacement // *Precambrian Research.* 1993. Vol. 64. P. 295–309.
  45. *Falloon T.J., Danyushevsky L.V., Crawford A.J. et al.* Boninites and adakites from the northern termination of the Tongatrench: Implications for adakite petrogenesis // *J. Petrol.* 2008. Vol. 49. № 4. P. 697–715. Doi:10.1093/petrology/egm080
  46. *Gan J., Xiong F., Xiao Q. et al.* Petrogenesis and geodynamic implications of late triassic Mogetong adakitic pluton in east Kunlun Orogen, northern Tibet: constraints from zircon U–Pb–Hf isotopes and whole-rock geochemistry // *Front. Earth Sci.* 2022. Vol.10. Art.845763. Doi: 10.3389/feart.2022.845763
  47. *Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material implications for crystal evolution // *Earth Plan. Sci. Lett.* 1988. Vol. 87. P. 249–265.
  48. *Hoskin P.W.O., Schaltegger U.* The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Rev. Mineral. and Geochem.* 2003. Vol. 53. P. 26–62. Doi: 10.2113/0530027
  49. *He Y., Li S., Hoefs J., Huang F., Liu S.-A., Hou Z* Post-collisional granitoids from the Dabie orogen: New 3 evidence for partial melting of a thickened continental crust // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2011. Vol. 75. No. 13. P. 3815–3838. Doi: 10.1016/j.gca.2011.04.011
  50. *Kamber B.S., Ewart A., Collerson K.D., Bruce M.C., McDonald G.D.* Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. V. 144. P. 38–56. Doi: 10.1007/s00410-002-0374-5
  51. *Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M., Evans N., McDonald B.* Zircon Th/U ratios in magmatic environs // *Lithos.* 2015. Vol. 212–215. P. 397–414. Doi: 10.1016/j.lithos.2014.11.021
  52. *Konopelko D., Eklund O.* Timing and geochemistry of potassic magmatism in the eastern part of the Svecofennian domain, NW Ladoga Lake region, Russian Karelia // *Precambrian Research.* 2003. Vol. 120. P. 37–53.
  53. *Konopelko D., Savatenkov V., Glebovitsky V., Kotov A., Sergeev S., Matukov D., Kovach V. Zagornaya N.* Nd isotope variation across the Archaean-Proterozoic boundary in the North Ladoga area, Russian Karelia // *GFF.* 2005. Vol. 127. № 2. P. 115–122. Doi:10.1080/11035890501272115
  54. *Korsman K., Korja T., Pajunen M. et al.* The GGT/SVEKA Transect: Structure and evolution of the continental crust in the Paleoproterozoic Svecofennian Orogen in Finland // *Int. Geol. Rev.* 1999. Vol. 41. P. 287–333.
  55. *Kruger T.M., Kisters A.F.M.* Magma accumulation and segregation during regional-scale folding: The Holland’s dome granite injection complex, Damara belt, Namibia // *J. Struct. Geol.* 2016. Vol. 89. P. 1–18. Doi: 10.1016/j.jsg.2016.05.002
  56. *Kruhl J.H., Vernon R.H.* Syndeformational emplacement of a tonalitic sheet-complex in a late-variscan thrust regime: Fabrics and mechanism of intrusion, monte’senes, Northeastern Sardinia, Italy // *Can. Mineral.* 2005. Vol. 43. P. 387–407.
  57. *Lubnina N., Mertanen S., Soderlund U. et al.* A new key pole for the East European Craton at 1452 Ma: Palaeomagnetic and geochronological constraints from mafic rocks in the Lake Ladoga region (Russian Karelia) // *Precambrian Research.* 2010. Vol. 183. № 3. P. 442–462. Doi: 10.1016/j.precamres.2010.02.014
  58. *Ma Q., Zheng J.P., Xu Y.-G. et al.* Are continental “adakites” derived from thickened or foundered lower crust? // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2015. Vol. 419. P. 125–133. Doi: 10.1016/j.epsl.2015.02.036

59. Magee C., Muirhead J., Schofield N. et al. Structural signatures of igneous sheet intrusion propagation // *J. Struct. Geol.* 2019. Vol. 125. № 8. P. 148–154. Doi:10.31223/osf.io/pdn42
60. Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // *Lithos.* 1999. V. 46. P. 411–429. Doi: 10.1016/S0024-4937(98)00076-0
61. Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos.* 2005. V. 79. P. 1–24. Doi: 10.1016/j.lithos.2004.04.048
62. Moyen J.F. High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the “adakitic signature” // *Lithos.* 2009. Vol. 112. P. 556–574. Doi: 10.1016/j.lithos.2009.04.001
63. Park A.F. Accretion tectonism in the Svecokareliides at the Baltic Shield // *Geology.* 1985. Vol. 13. P. 725–729.
64. Park A.F., Bowes D.R., Halden N.M., Koistinen T.J. Tectonic evolution at an early proterozoic continental margin: The svecokareliides of eastern Finland // *J. Geodynam.* 1984. Vol. 1. № 3–5. P. 359–386.
65. Paterson S.R., Miller R.B. Mid-crustal magmatic sheets in the Cascades Mountains, Washington: Implications for magma ascent // *J. Struct. Geol.* 1998. Vol. 20. No. 9/10. P. 1345–1363. Doi: 10.1016/s0191-8141(98)00072-8
66. Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M., Maury, R.C. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust // *Nature.* 2001. Vol. 410. P. 197–200. Doi: 10.1038/35065583
67. Qing Q., Hermann J. Partial melting of lower crust at 10–15 kbar: constraints on adakite and TTG formation // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2013. V. 165. P. 1195–1224. Doi: 10.1007/s00410-013-0854-9.
68. Raczek I., Jochum K.P., Hofmann A.W. Neodymium and strontium isotope data for USGS reference materials BCR-1, BCR-2, BHVO-1, BHVO-2, AGV-1, AGV-2, GSP-1, GSP-2 and eight MPI-DING reference glasses // *Geostand. Geoanalyt. Res.* 2003. Vol. 27. P. 173–79.
69. Rubatto D. Zircon: The metamorphic mineral // *Rev. Mineral. Geochem.* 2017. Vol. 83. No. 1. P. 261–295. Doi:10.2138/rmg.2017.83.09
70. San S.-s. McDonough W.E. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // In: Saunders, A.D., Norry M.J. (eds) *Magmatism in the Ocean Basins.* Geological Society. London. Special Publications. 1989. V. 42. P. 313–345.
71. Selonen O., Ehlers C., Lindroos A. Structural features and emplacement of the late svecofennian Pernio granite sheet in southern Finland // *Bull. Geol. Soc. Finland.* 1996. Vol. 68. Pt. 2. P. 5–17.
72. Tanaka T., Togashi S., Kamioka H. et al. JNdi-1: A neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // *Chem. Geol.* 2000. Vol. 168. P. 279–281. Doi:10.1016/S0009-2541(00)00198-4
73. Taylor S.R., McLennan S.M. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution.* 1985. Oxford. London. Edinburgh. Boston: Blackwell Scientific. 312 pp.
74. Watt G.R., Harley S.L. Accessory phase controls on the geochemistry of crustal melts and restites produced during water-undersaturated partial melting // *Contrib. Mineral Petrol.* 1993. Vol. 114. P. 550–566.
75. Whittington A.G., Treloar P.J. Crustal anatexis and its relation to the exhumation of collisional orogenic belts, with particular reference to the Himalaya // *Mineral. Magazine.* 2002. Vol. 66. № 1. P. 53–91.
76. Wolf M., Romer R.L., Glodny J. Isotope disequilibrium during partial melting of metasedimentary rocks // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2019. Vol. 257. P. 163–183.
77. Xu, J.F., Shinjo, R., Defant, M.J., Wang, Q., Rapp, P.T. (). Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust? // *Geology.* 2002. V. 30. P. 1111–1114.
78. Yang L, Wang J-M, Liu X-C, Khanal G.P., Wu F-Y. Sr-Nd-Hf Isotopic Disequilibrium during the partial melting of metasediments: insight from Himalayan leucosome // *Front. Earth Sci.* 2022. V. 10. Art. 891960. Doi: 10.3389/feart.2022.891960.
79. Yu S, Zhang J., Li S., Santosh M. et al. TTG-Adakitic like (tonalitic trondhjemitic) Magmas resulting from Partial Melting of Metagabbro under High Pressure Condition during Continental Collision in the North Qaidam UHP Terrane, Western China // *Tectonics.* 2019. V. 38. Iss. 3. P. 791–822. Doi: 10.1029/2018TC005259.
80. Yuan J.-G., Ying Tong Y., Zhang H.-F., Geng X.-X. Partial melting of thickened lower crust in the intraplate setting: constraints from Triassic posttectonic baishandong granitic pluton in Eastern Tianshan // *Int. Geol. Rev.* 2023. Vol. 65. Is. 2. P. 253–277. Doi: 10.1080/00206814.2022.2042861
81. Zeng L., Asimov P.D., Saleeby J.B. Coupling of anatexis reactions and dissolution of accessory phases and the Sr and Nd isotope systematics of anatexis melts from a metasedimentary source // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2005. Vol. 69. No. 14. P. 3671–3682. Doi: 10.1016/j.gca.2005.02.035
82. Zhang L., Li S., Zhao Q. A review of research on adakites // *Int. Geol. Rev.* 2019. Vol. 63. No. 6. P. 1–18. Doi: 10.1080/00206814.2019.1702592
83. IsoplotR v. 6.4.2, <https://isoplotr.geol.tay.eu/home/index.html> (Accessed August, 2024).

## Sheeted Intrusions in the Svecokareliides of the Ladoga Region: Structural Control, Petrogenesis, Geochemistry, Age of Rocks and Geodynamic Setting

Yu. A. Morozov<sup>a, \*</sup>, E. N. Terekhov<sup>a, b</sup>, M. A. Matveev<sup>a</sup>, T. V. Romanyuk<sup>a</sup>, T. B. Bayanova<sup>c</sup>,  
E. L. Kunakkuzin<sup>c</sup>, O. I. Okina<sup>b</sup>, A. I. Smulskaya<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS, bld. 10, B. Gruzinskaya str., 123242 Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Geological Institute of the RAS, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia*

<sup>c</sup>*Geological Institute, Kola Scientific Centre of the RAS, bld. 14, str. Fersman, 184209 Apatity, Russia*

*\*e-mail: frost@ifz.ru*

The paper characterises in detail the specific morphological type of meta-intrusive bodies system of sheeted forms that constitute the structurally unified series of gabbro-diorite-granodiorite-granite, first identified in the Serdobol complex of the svecokareliides of the southeastern part of the Fennoscandian Shield. It is shown that they belong to the transpressive nappe-thrust paragenesis of the Meyeri suture zone separating the metaterigenous formations of the Kareliides and Svecofennides on the pericratonic margin of the Archean Karelian Craton. They fill syndeformational near-fault fractures and, in addition, may be supply channels for syntectonic plutons of the early Secaucofennian tectogenesis. On the basis of petrochemical analysis their formation belonging to the complexes of tonalite-trondjemite-granodiorite series (TTG) and adakite-like rocks formed in the accretionary-collisional system of the interaction zone of the Archean continental plate and the Secaucofenian juvenile oceanic crust is determined. Sm–Nd isotopic composition of systems of bodies of sheeted forms and the host rocks of the metaterigenous Ladoga complex is presented; the peculiarities of their mineral and chemical composition, as well as the relics of xenogenic zircon of close age detected in the magmatic substrate are discussed. The significant influence of partial melting processes in the system “Archean basement–Palaeoproterozoic cover” on the formation of rocks of the Serdobol complex, presumably initiated by the influx of melts from the subducting slab. The processes of crustal contamination of initial magmas are considered.

*Keywords:* tectonics, geodynamics, geochemical analysis, petrogenesis, svecokareliides, transpression, nappe-thrust paragenesis, sheeted intrusions, TTG, adakite-like rocks

УДК 55(479):551.782.2:551.243.4

## ТЕКТОНО-ГРАВИТАЦИОННЫЕ ДЕТАЧМЕНТЫ АЛЬПИЙСКОГО ЧЕХЛА СЕВЕРНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ЗАПАДНО-ПРЕДКАВКАЗСКОГО ПРОГИБА (АДЫГЕЙСКИЙ СЕГМЕНТ)

© 2024 г. С. Ю. Колодяжный<sup>1</sup>, Н. Б. Кузнецов<sup>1</sup>, \* Е. И. Махиня<sup>1</sup>, Е. А. Шалаева<sup>1</sup>, К. И. Данцова<sup>1, 2</sup>, Т. В. Романюк<sup>3</sup>, М. П. Антипов<sup>1</sup>, Г. Е. Парфенов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

<sup>2</sup>Российский государственный университет нефти и газа (Национальный исследовательский университет) им. И.М. Губкина, д. 65, Ленинский просп., 119991 Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, д. 10, Б. Грузинская ул., 123242 Москва, Россия

\*e-mail: kouzhikbor@mail.ru

Поступила в редакцию 27.04.2024 г.

После доработки 05.09.2024 г.

Принята в печать 12.09.2024 г.

Адыгейский сегмент охватывает переходную область между Центральным и Западным сегментами Большого Кавказа, расположенную в пределах западной части Лабино-Малкинской моноклиальной зоны (Северный склон Большого Кавказа). Севернее этой области находятся Западно-Кубанский и Восточно-Кубанский прогибы, разделенные Адыгейским выступом и составляющие южную часть прогибов Западного Предкавказья. В районе Адыгейского сегмента Большого Кавказа нами проведено геолого-структурное исследование толщ нижней части разреза альпийского чехла (средняя–верхняя юра), а также проведен анализ сейсмических разрезов, характеризующих строение мезозойско-кайнозойских толщ, развитых в прогибах Западного Предкавказья. В результате исследований установлено, что в строении Адыгейского сектора на северном склоне Большого Кавказа и в южной части Предкавказских прогибов широко распространены тектоно-гравитационные detachments, формирование которых происходило в результате соскальзывания пакетов слоев чехла преимущественно в северном направлении – вниз по склону орогена Большого Кавказа. Выполненные нами тектонофизические исследования показали, что развитие detachments происходило в условиях взбросо-сбросового режима деформаций в обстановке вертикально-косого сжатия и преобладающего субгоризонтального растяжения. Мы пришли к выводу о том, что тектоно-гравитационные detachments сформированы при взаимодействии двух факторов: (i) вертикального поднятия орогена Большого Кавказа, обусловленного эндогенными (тектоническими) причинами, (ii) гравитационного соскальзывания геомасс со склонов горного сооружения Большого Кавказа.

Анализ сейсмических разрезов, пересекающих прогибы Западного Предкавказья, показал широкое развитие клиноформ, представляющих собой палеодельты выноса терригенного материала со стороны Скифской плиты и Восточно-Европейской платформы. Распределение клиноформ в разрезах кайнозойских толщ прогибов Предкавказья позволяет полагать, что направленные на юг седиментационные потоки существовали, начиная с палеоцена вплоть до позднего плиоцена, включительно. Мы полагаем, что формирование современного орогена Большого Кавказа и грубых молассовых отложений началось не ранее конца плиоцена, вероятно – в эоплейстоцене.

Формирование тектоно-гравитационных detachments, представляющих собой одну из форм проявления новейшей орогении Большого Кавказа, привело к развитию разнообразных структур: (i) асимметричных складок и небольших надвигов, (ii) структур домино и зон разлинзования, (iii) рамповых складок и надвиговых дуплексов. Вдоль detachments установлено сопряженное развитие рамповых структур локального растяжения и сжатия, образующих разноранговые ячейки латерального транспорта горных масс. Такие динамические ячейки представляют собой структуры, благоприятные для активизации процессов миграции, перераспределения и локализации углеводородов.

*Ключевые слова:* геодинамика, тектонофизика, detachments, рамповые структуры, Большой Кавказ, Западно-Предкавказский прогиб

DOI: 10.31857/S0016853X24060022, EDN: RWSJXR

## ВВЕДЕНИЕ

На текущий момент не существует единой геодинамической модели, объясняющей причины и механизмы формирования эпиплатформенных орогенных поясов. Современное горное сооружение Большого Кавказа, сформированное на южной периферии эпигерцинской Скифской плиты в позднеальпийскую эпоху тектогенеза, представляет собой пример типичного эпиплатформенного орогена [5, 25, 26]. В его строении участвуют вещественные комплексы-индикаторы субдукционных, аккреционных и коллизионных геодинамических обстановок различных этапов тектогенеза (кадомских, каледонских, герцинских, киммерийских, альпийских). При этом процессы формирования современного горного сооружения Большого Кавказа не обнаруживают четких пространственно-временных связей с явлениями палео-субдукции или палео-коллизии и отделены от них продолжительной эпохой платформенного (перикратонного) развития [5].

Общепринятого мнения о времени начала и длительности формирования современного орогена Большого Кавказа не существует. Разные авторы помещали и помещают рубеж начала Афроаравийско-Евразийской коллизии и связанной с ней орогении Большого Кавказа на разные возрастные уровни палеогена [16, 23, 41, 45, 46, 63], либо даже мела [8, 10, 26], на начало или конец миоцена [7, 15, 48], а также плиоцена [50].

М.Л. Копп [5] предполагал, что современная структура Кавказского региона была сформирована в разных его частях не одновременно:

- в позднем мелу–начале палеогена (Малый Кавказ);
- в палеогене (центральный сегмент Большого Кавказа);
- в среднем неогене–квартере (юго-восточное и северо-западное погружение горного сооружения Большого Кавказа).

Следует отметить, что не существует четкого разделения таких явлений, как синколлизионное складко- и покровообразование – с одной стороны, и орогенное воздымание элементов древних аккреционно-коллизионных структур, распознаваемых во внутреннем строении мегантиклинорий, – с другой. По отношению к коллизионным событиям, процессы орогенеза часто проявлены несколько позже и могут быть охарактеризованы как наложенные [13].

К надежным индикаторам проявления орогении можно отнести процессы формирования краевых прогибов, заполненных молассами – продуктами разрушения горного сооружения [25, 29, 37]. В Предкавказских прогибах начало формирования комплексов, традиционно сопоставляемых с нижней (тонкой) молассой, принято относить к олигоцену (майкопская серия, верхний олигоцен – нижний миоцен) [25, 26]. При этом принято считать, что накопление тонкой молассы свидетельствует о появлении в олигоцене низкогорной островной суши в области, в пределах которой расположен современный ороген Большого Кавказа, с которой и мог поступать в Предкавказские прогибы тонкообломочный материал в бассейн седиментации.

В последнее десятилетие стали общедоступными материалы сейсмопрофилирования высокого разрешения, характеризующие внутреннее строение, в числе прочего, западной части Предкавказских прогибов. Эти материалы позволяют предполагать, что поступление тонкого детрита в эти палеобассейны происходило не с юга на север (со стороны Большого Кавказа), а с севера на юг – из обширных питающих провинций Восточно-Европейского континента, состоящего из Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты [19, 35, 36].

Об этом свидетельствуют, в частности, выявленные в сейсмических записях сейсмофациальные комплексы – многочисленные погребенные уступы и связанные с ними клиноформы, представляющие собой палеодельты – конседиментационные структуры выноса детритового материала в область широкого шельфа окраины Восточно-Европейского континента. Экспозиция уступов и наклон косослоистых серий внутри клиноформ, указывающих на направления проградации палеодельт и сноса обломочного материала, ориентированы в южном направлении.

Сейсмокомплексы подобной конфигурации отмечены не только в слоях майкопской серии, но и в вышележащих толщах Западного Предкавказья вплоть до пограничных стратиграфических уровней неогена (плиоцена) и квартера (гелазия) [19], оценки нижнего возрастного рубежа которого составляют 2.6 млн лет. Следует отметить, что эти выводы основаны на результатах анализа единичных сейсмопрофилей [19]. Для полного их обоснования необходимы дополнительные исследования.

Вместе с тем, принимая во внимание такую интерпретацию результатов, можно предположить, что толщи, заполняющие прогибы Западного

Предкавказья и охватывающие стратиграфический интервал от олигоцена до плиоцена включительно, не являются орогенной молассой (нижней или верхней), т.к. не содержат продуктов эрозии Кавказского орогена. Кайнозойские депрессии Западного Предкавказья до определенного момента времени не были краевыми прогибами, динамически связанными с горным поднятием Большого Кавказа, которого, вероятно, не существовало, по меньшей мере, до конца плиоцена. Эти окраинно-континентальные прогибы были сформированы в области широкого шельфа южной периферии Восточно-Европейского континента и заполнены продуктами его размыва.

Прогибы Западного Предкавказья составляли часть морского бассейна Восточного Паратетиса, который включал в себя область будущего орогена Большого Кавказа и области, расположенные далее к югу, и охватывающие, в том числе, акватории современных Западной и Восточной Черноморских остаточных впадин [19]. В качестве орогенных грубых моласс в работе [21] предложено рассматривать четвертичные отложения, содержащие изотопно-геохронологические (детритовый циркон) и литологические (обломочный материал) метки источников сноса, расположенных в области Большого Кавказа. Эти образования имеют небольшую мощность, а их возраст (2.6–2 млн лет – настоящее время) предполагает скоротечный период формирования современного горного сооружения Большого Кавказа.

Значительные скорости роста Большекавказского орогена и малые объемы продуктов его эрозии, аккумулированных в прогибах Западного Предкавказья, представляют собой противоречивый феномен, требующий объяснения. В связи с этим нами был поставлен ряд задач.

- Выявить дополнительные сейсмостратиграфические признаки, характеризующие направление седиментационных потоков детритового материала при заполнении прогибов западного Предкавказья.

- Идентифицировать и расшифровать структурные формы северного склона Большого Кавказа и южной части прогибов Западного Предкавказья, которые в совокупности могут быть результатом проявления новейшей орогении.

- Выявить механизмы, способные обеспечить быструю “денудацию” плитного чехла и экспонирование на современной дневной поверхности в области эрозии комплексов гранитно-метаморфического основания Большого Кавказа.

Для решения этих задач нами проведено геолого-структурное изучение толщ нижней части разреза плитного чехла в районе Адыгейского сегмента Большого Кавказа, а также мы провели анализ и дешифрирование сейсмических разрезов, характеризующих строение некоторых прогибов Западного Предкавказья. При полевых исследованиях и интерпретации сейсмических разрезов были использованы методы структурно-кинематического, тектонофизического и парагенетического анализов [11, 14, 40, 55, 59].

Также для выполнения поставленных задач нами были изучены пространственная ориентировка и морфологические параметры складок, различных кинематических индикаторов, а также нарушений и трещин, имеющих признаки смещений (смещения маркеров, штрихи скольжения и уступы на плоскостях скольжения, приразрывные изгибы слоев и др.). При статистической обработке кинематических данных мы использовали компьютерную программу FaultKin6 [56].

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

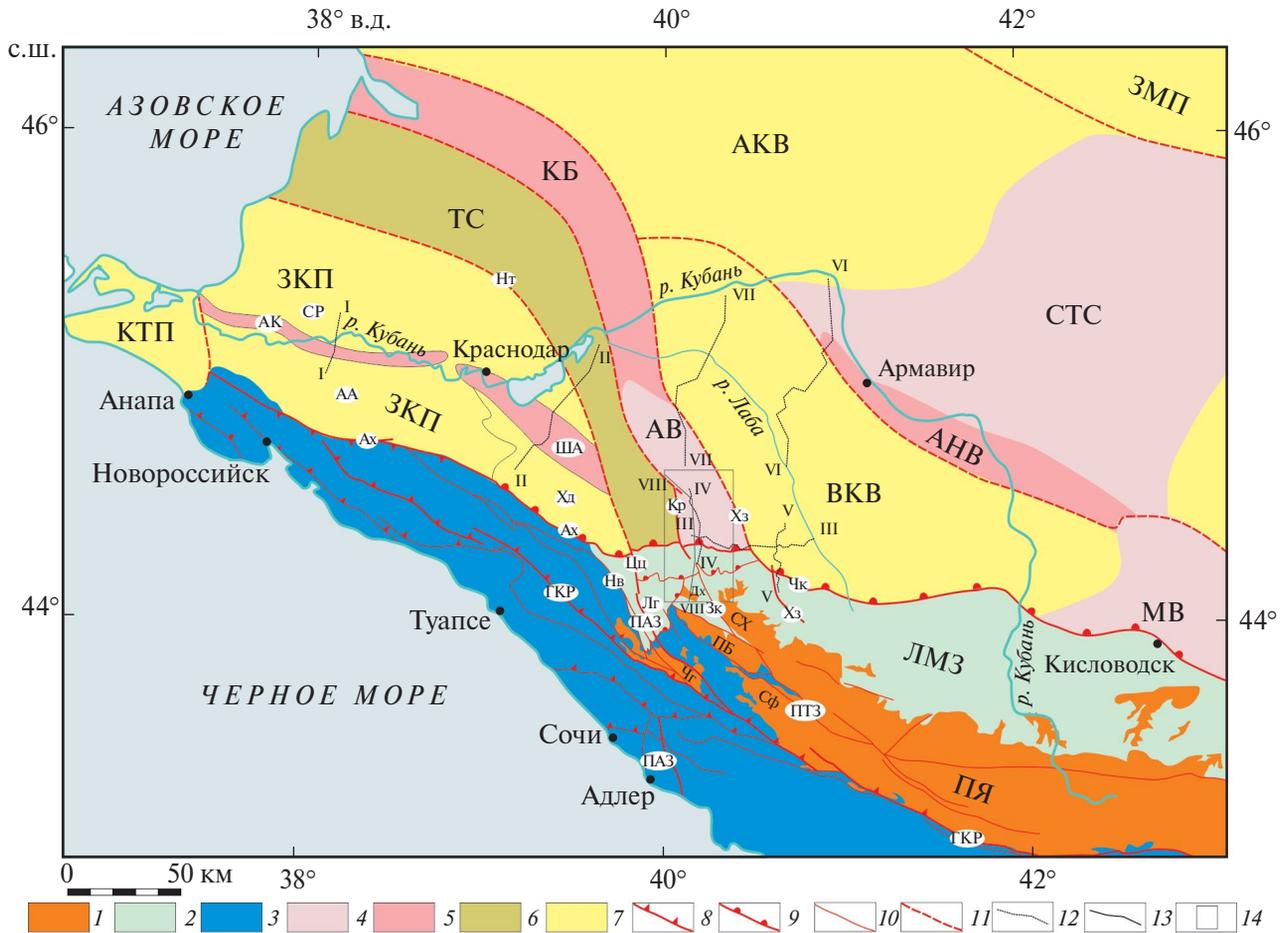
### *Особенности тектоники западной и центральной частей Большого Кавказа*

Большой Кавказ – один из наиболее молодых орогенов Причерноморского сектора Альпийско-Гималайского подвижного пояса. Складчато-разрывные структуры, определяющие современную конфигурацию Большого Кавказа, сформированы на эпигерцинском фундаменте Скифской плиты в киммерийскую и альпийскую (ранне- и позднеальпийскую) эпохи тектогенеза [5, 25, 26, 30, 43, 49].

В современной структуре ороген Большого Кавказа представлен асимметричным мегантиклинорием с пологим и широким северным крылом, крутым и более узким – южным крылом (рис. 1).

В северном крыле мегантиклия из-под слабо дислоцированных и пологопадающих к северу мезозойско–кайнозойских толщ чехла Скифской плиты фрагментарно выступают комплексы ее герцинского фундамента (палеозойское ядро Большого Кавказа).

В Центральном сегменте мегантиклинория Большого Кавказа комплексы его северного крыла входят в состав Лабино-Малкинской моноклиальной зоны (зона Северного склона Большого Кавказа) [5]. Характерной особенностью этой зоны является наличие слабо деформированного плитного чехла, представленного толщами,



**Рис. 1.** Тектоническая схема западной части Большого Кавказа и Западно-Предкавказского прогиба (по данным [5, 9, 26] с изменениями и дополнениями).

Обозначено (римские цифры): сейсморазрезы I–I' – VIII–VIII'.

Обозначено: ПЯ – Палеозойское ядро Большого Кавказа, ЛМЗ – Лабино-Малкинская зона;

прогибы и впадины: КТП – Керчинско-Таманский прогиб, ЗКП – Западно-Кубанский прогиб (СР – Славяно-Рязанская впадина, АА – Адагумо-Афипская впадина, Хд – Хадзыженская моноклираль), ВКВ – Восточно-Кубанская впадина, АКВ – Азово-Кубанская впадина, ЗМП – Западно-Манычский прогиб;

своды и выступы: СТС – Ставропольский свод, МВ – Минераловодский выступ, АВ – Адыгейский выступ; линейные системы поднятий: АК – Анастасиевско-Краснодарская антиклиналь, ША – Шапсуго-Апшеронский вал, КБ – Каневско-Березанская система поднятий, АНВ – Армави́ро-Невинномысский вал;

зоны нарушений: ГКР – Главный Кавказский разлом, ПТЗ – Пшекиш-Тырныузская зона, ПАЗ – Пшехско-Адлерская зона, Ах – Ахтырская зона, Чк – Черкесская зона, Нт – Новотитаровская зона;

разломы: Нв – Навагинский, Цц – Цицинский, Кр – Курджипский, Зк – Заканский, Хз – Ходзинский;

выступы доюрского основания: СХ – Сахрай-Ходзинский, Дх – Даховский, ПБ – Пшекиш-Бамбакский, Сф – Софийский, Чг – Чугушский; Лг – плато Лагонаки.

Складчатый пояс Большого Кавказа (1–3):

1 – герцинский фундамент, 2–3 – киммерийские и альпийские комплексы: 2 – моноклинали Северного склона, 3 – Южного склона и Западного Кавказа;

4–7 – структуры Западно-Предкавказского прогиба: 4 – выступы, 5 – системы валообразных поднятий, 6 – ступени, 7 – впадины; 8–11 – разрывы: 8 – взбросы и надвиги, 9 – детачменты, 10 – неустановленной кинематики, 11 – скрытые под осадками чехла; 12–13 – линии разрезов: 12 – сейсмических, 13 – геологических; 14 – участок проведения исследования в Адыгейском секторе

охватывающими стратиграфический интервал от средней юры (келловей) до кайнозоя.

Однако южное крыло мегантиклинория (зона Южного склона Большого Кавказа) образовано паке-

том сильно сжатых и опрокинутых к югу складчато-надвиговых чешуй, в строении которых участвуют мезозойские (нижняя юра–мел) и кайнозойские осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы.

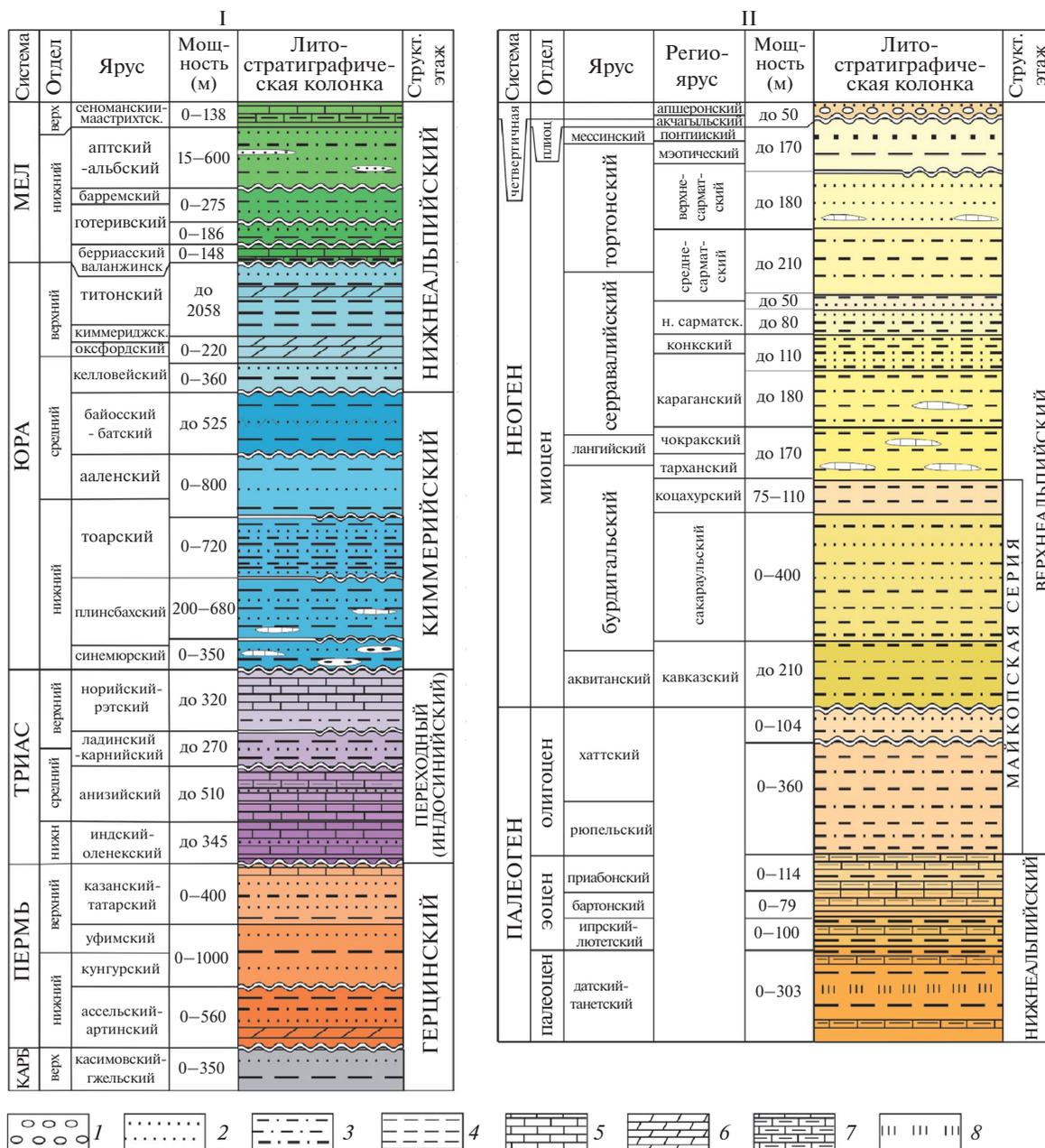


Рис. 2. Сводная стратиграфическая колонка Северного склона Большого Кавказа и Западного Предкавказья (бассейн р. Белой) в районе Адыгейского сектора (по данным [17]).

Обозначены части разреза: I – палеозойско-мезозойский; II – кайнозойский.

1 – гравелиты и конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевриты; 4 – аргиллиты; 5 – известняки; 6 – доломиты; 7 – мергели и глинистые известняки; 8 – опоки

В строении осевой части орогена Большого Кавказа выделяют несколько продольных сегментов – западный, центральный и восточный [5, 26].

### Центральный сегмент Большого Кавказа

В осевой части Центрального сегмента Большого Кавказа в ядре мегантиклинория на совре-

менном эрозионном срезе экспонированы кристаллические комплексы фундамента Скифской плиты, вовлеченные в киммерийские и альпийские деформации и, местами, надвинутые на юрские толщи Южного склона по Главному Кавказскому разлому (см. рис. 1) [5].

В строении центральной и западной частей Большого Кавказа принято выделять герцин-

ский, переходный (индо-синийский), киммерийский и альпийский структурные этажи [5, 17, 18, 43] (рис. 2).

Герцинский этаж образует фундамент Скифской плиты и представлен полискладчатыми метаморфическими и магматическими комплексами палеозоя, содержащими тектонические блоки и пластины позднедокембрийских и раннепалеозойских комплексов и структур Перигондванского происхождения – кадомид [5, 22, 54, 60]. Эти образования прорваны позднепалеозойскими гранитоидами и перекрыты молассовыми комплексами позднего палеозоя.

Переходный (тафрогенный индосинийский) структурный этаж, занимающий промежуточное положение между фундаментом и мезозойским чехлом, сложен преимущественно осадочными и вулканогенно-осадочными толщами триаса и, частично, верхней перми [9]. В пределах Большого Кавказа эти образования пространственно ассоциируют с выходами пород герцинского фундамента.

Осадочные и вулканогенно-осадочные толщи нижней–средней юры слагают киммерийский структурный этаж. Эти образования также развиты на северном склоне Большого Кавказа. Здесь их обычно рассматривают в качестве нижнего структурного яруса чехла Скифской плиты [9, 43].

Комплексы альпийского структурного этажа представлены преимущественно осадочными образованиями в возрастном интервале от средней юры (келловей) до кайнозоя. На северном склоне Большого Кавказа они образуют пологозалегающий чехол (средний и верхний структурные ярусы чехла [43]) и с резким структурным несогласием перекрывают породы киммерийского и герцинского структурных этажей. На Южном склоне Большого Кавказа резкие структурные несогласия в основании альпийского этажа почти не проявлены, ввиду того что альпийские и киммерийские вещественные комплексы совместно участвуют в интенсивных складчато-надвиговых деформациях. В ряде случаев отмечено, что породы альпийского чехла на Северном склоне Большого Кавказа тектонически сорваны с подстилающих комплексов пород [12, 17, 18].

### *Строение прогибов Западного Предкавказья*

К северу от западной части орогена Большого Кавказа расположена группа впадин и осложняющих их погребенных поднятий, образующих Западно-Предкавказский прогиб. Впадины запол-

нены толщами мезозоя и кайнозоя, образующими плитный чехол (альпийский этаж) Скифской платформы.

От олигоцена и до среднего миоцена в западной части предкавказских прогибов шло накопление преимущественно морских глинистых (майкопская серия) и алевропелитовых отложений, содержащих только редкие и маломощные прослойки песчаного и гравийного материала, а также галечников, включающих обломки осадочных пород нижележащих слоев разреза альпийского чехла [2, 9] (см. рис. 2).

Субконтинентальные (лагунные, озерные, пляжевые, реже – аллювиальные) отложения, свидетельствующие о морских регрессиях в Предкавказских палеобассейнах (Паратетиса), периодически проявлены в разрезе, начиная со среднего миоцена (сармат) [2, 3, 4]. Эти отложения чередуются в разрезе с морскими осадками и содержат незначительные объемы грубообломочного материала, представленного маломощными прослоями и линзами конгломератов. Наличие крупных валунов и глыб в составе этих конгломератов, слабые степени сортировки и окатанности обломков позволяют полагать, что эти образования сформировались в результате локального размыва подстилающих толщ чехла, и обломочный материал испытал незначительный перенос.

Осадочные отложения, которые могут быть сопоставлены с типичной орогенной (верхней грубой) молассой, слагают лишь самую верхнюю часть разреза Западного Предкавказья. Они имеют незначительную мощность, но в них присутствуют горизонты полимиктовых гравелитов и конгломератов с обломками гранитоидов и метаморфических пород, литологически сходных с породами, участвующими в строении палеозойского ядра Кавказского орогена. На основании редких фаунистических находок возраст этих отложений оценен недостаточно точно – в широком диапазоне от плиоцена до квартера [2]. В работе [21] приведены данные, позволяющие полагать, что накопление этих образований произошло не ранее плейстоцена.

В строении Западно-Предкавказского прогиба, по подошве альпийского комплекса (средняя юра, келловей) выделен ряд крупных структурных элементов [9] (см. рис. 1). В северной части рассматриваемой территории расположены две депрессии – зона Манычских прогибов и Азово-Кубанская депрессия, которая по направлению к югу становится более узкой и переходит в Восточно-Кубанскую впадину. С запада эти депрессии

ограничены разрывами фундамента, которые контролируют Каневско-Березанскую систему валобразных поднятий и расположенный на их южном продолжении Адыгейский выступ. К юго-западу от этих поднятий расположена Тимашевская моноклиналиная ступень, которая крупным Новотитаровским разломом отделена от Западно-Кубанского прогиба. Система впадин Западного Предкавказья с востока ограничена Ставропольским сводом и Минераловодским выступом.

Толщина мезозойско-кайнозойского комплекса в осевых частях Предкавказских прогибов достигает 10–15 км [28]. В областях поднятий происходит существенное сокращение мощности осадочного чехла. Поднятия, ступени и депрессии Западного Предкавказья обычно ограничены флексурно-разломными зонами, развитыми преимущественно в нижней части разреза плитного чехла и в породах фундамента. Выше по разрезу в толщах чехла эти нарушения постепенно угасают. На смену им приходят зоны резких изменений мощностей и выпадения из разреза отдельных горизонтов.

Южный борт Западно-Предкавказского прогиба отделен от области син-альпийской складчатости Большого Кавказа Ахтырской (на западе) и Черкесской (на востоке) зонами нарушений, которые продольно сочленены в южной части Адыгейского выступа (см. рис. 1).

## СИСТЕМА ДЕТАЧМЕНТОВ В ОСНОВАНИИ ПЛИТНОГО ЧЕХЛА (АДЫГЕЙСКИЙ СЕКТОР БОЛЬШОГО КАВКАЗА)

### *Особенности геологического строения Адыгейского сектора*

Адыгейский сектор охватывает переходную область между Центральным и Западным сегментами Большого Кавказа в пределах расположенной в бассейне р. Белой западной части моноклинали северного склона этого орогена, известной как Лабино-Малкинская зона (см. рис. 1). В этой области происходит периклиналиное погружение комплексов кристаллического ядра Большого Кавказа под складчатые толщи мезозоя и кайнозоя Западно-Кавказского сегмента. Согласно [25], это погружение обусловлено проявлением диагональной к простиранию структур кавказского (северо-западного) направления субмеридиональной (транскавказской) Пшехско-Адлерской флексурно-разрывной зоной, вдоль которой происходит

ступенчатое воздымание Центрального Кавказа по отношению к его Западному сегменту.

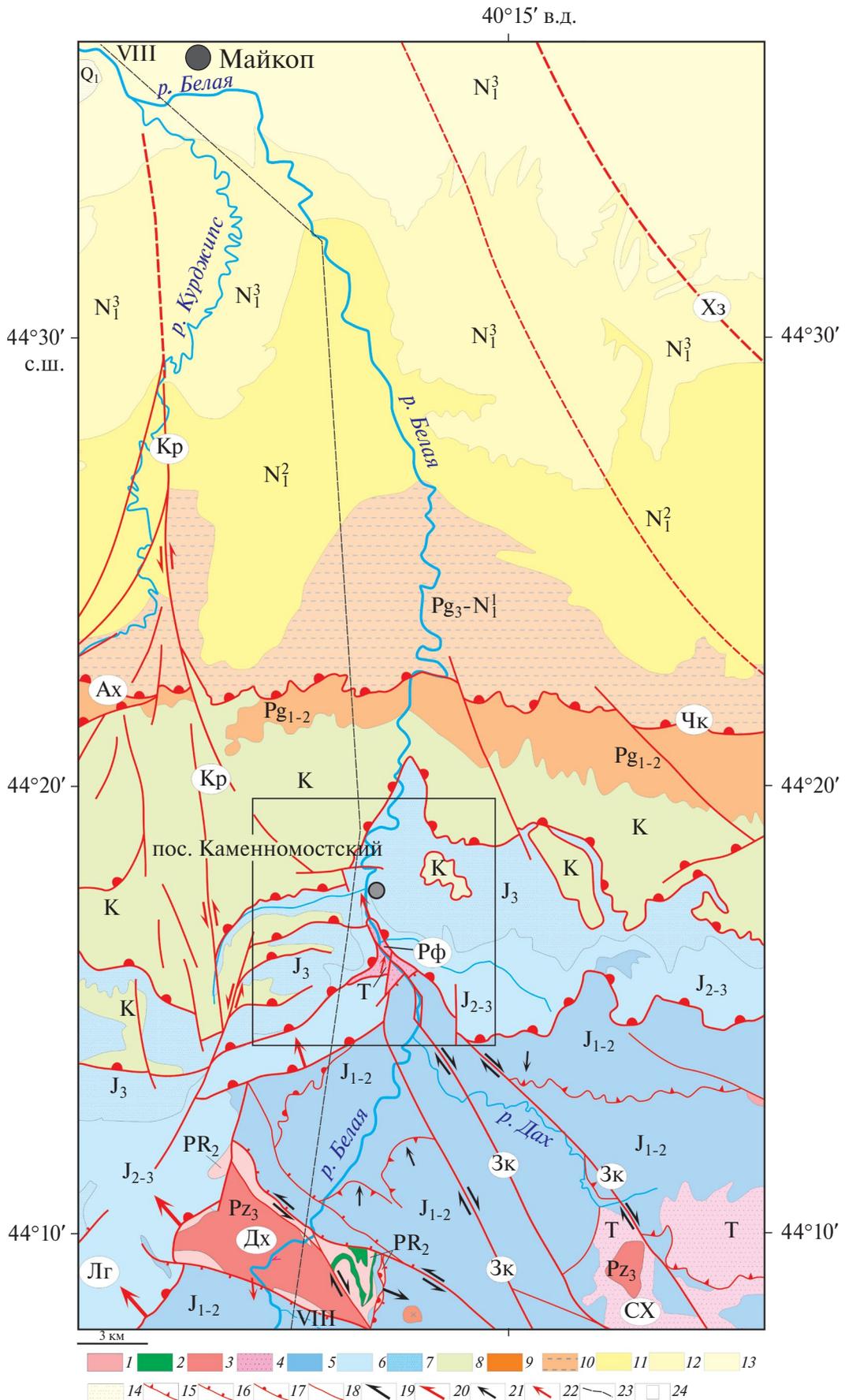
Согласно другим интерпретациям, Пшехско-Адлерская (Адыгейско-Лабинская) зона представляет собой широкое транскавказское поднятие север-северо-западного (субмеридионального) простирания, осложненное продольными разрывами, опусканиями и поднятиями в комплексах доюрского основания Большого Кавказа [17]. В результате тектонических событий киммерийского и альпийского этапов эволюции региона, наряду с подновлением субмеридиональных структур, были сформированы структурные ансамбли кавказского направления – разрывы, складки и выступы (горсты). Крупнейшими киммерийско-альпийскими нарушениями являются Пшекиш-Тырныауская шовная зона и Главный Кавказский разлом. Разрывные нарушения, составляющие Пшехско-Адлерскую зону, диагонально сочленяются и, обычно, плавно сливаются со структурами кавказского направления (см. рис. 1). Сочетание таких разноориентированных структур определяет общий стиль тектоники рассматриваемого сектора.

В северной части Адыгейского сектора Большого Кавказа комплексы доюрского основания экспонированы в виде трех выступов: Руфабго, Сахрай-Ходзинского и Даховского (рис. 3, рис. 4).

В пределах выступов Руфабго и Сахрай-Ходзинского на поверхности вскрыты карбонатные, терригенно-карбонатные и терригенные толщи триаса переходного структурного этажа. Эти осадочные серии часто образуют пологие моноклинали, нарушенные субслойными срывами и надвигами, которые динамически связаны с зонами сдвиговых нарушений транскавказского направления [17].

Даховский горстобразный выступ включает в себя фрагменты кадомских метаморфических и герцинских магматических комплексов. По периферии выступ сложен амфиболитами и амфиболовыми гнейсами неопротерозойской балканской серии (кадомиды). Амфиболит-гнейсовый комплекс слагает фрагменты деформированных докембрийских тектонических покровов, вдоль границ которых развиты пластины и протрузии серпентинитов и зоны полимиктового (серпентинит-амфиболит-гнейсового) меланжа.

В центральной части Даховского массива гнейсы прорваны позднепалеозойскими (герцинскими) гранитоидами (плагิโอгранит-диоритовый малкинский комплекс [17]). Массив испытал значительные деформации киммерийского и альпийского этапов тектогенеза, пронизан многочисленными



**Рис. 3.** Геологическая схема северной части Адыгейского сегмента Большого Кавказа (по данным [17], с изменениями и дополнениями).

Обозначено: *выступы доюрского основания*: Рф – Руфабго, СХ – Сахрай-Ходзинский, Дх – Даховский; *зоны нарушений*: Ах – Ахтырская, Чк – Черкесская, Зк – Заканская, Кр – Курджипский разлом; Лг – плато Лагонаки.

1–3 – герцинские комплексы пород: 1 – гнейсы позднего протерозоя, 2 – серпентиниты (возраст не определен), 3 – позднепалеозойские гранитоиды; 4 – индо-синийские осадочные комплексы триаса; 5 – киммерийские осадочные комплексы нижней-средней юры; 6–14 – альпийские осадочные комплексы: 6 – средней-верхней юры, 7 – верхней юры, 8 – мела, 9 – палеоцен–эоценовые (нерасчлененные), 10 – олигоцен–нижнего миоцена, 11 – среднего миоцена, 12 – нижней части верхнего миоцена,

13 – верхней части верхнего миоцена, 14 – плиоцена–квартера; 15–18 – разрывные нарушения: 15 – взбросы и надвиги, 16 – сбросы, 17 – detachменты, 18 – прочие;

19–20 – направления сдвиговых перемещений (этапы): 19 – киммерийский, 20 – альпийский; 22–23 – направления горизонтальных (тангенциальных) перемещений (этапы): 21 – киммерийский, 22 – альпийский; 23 – геологический разрез по линии VIII–VIII';

24 – участок проведения исследований в районе выступа Руфабго

разрывами и тектонически расслоен, а по краям ограничен сбросо-сдвигами.

По данным результатов бурения, Даховский массив надвинут на породы триаса [17] (см. рис. 4).

Песчано-сланцевые угленосные и терригенно-вулканогенные толщи нижней и средней юры составляют киммерийский структурный этаж (см. рис. 2).

Эти породы относительно слабо дислоцированы, образуют открытые складки и пологие моноклинали, но вдоль тектонических нарушений интенсивность их деформаций существенно возрастает. При этом здесь проявлены сжатые складки, кливаж и разрывные нарушения взбросо- и сбросо-сдвиговой кинематики. В строении юрских толщ участвуют надвиги и покровы, а также связанные с ними мелкие асимметричные складки (см. рис. 3).

По данным [17], складчато-надвиговые структуры динамически сопряжены с разрывными нарушениями транскавказского простирания, имеющими сдвиговую составляющую смещений.

Альпийский структурный этаж представлен карбонатными, карбонатно-эвапоритово-терригенными, терригенными и, реже, вулканогенными комплексами пород в возрастном интервале от средней юры (келловей) до кайнозоя (см. рис. 2).

На рассматриваемой территории эти породы образуют слабодислоцированный чехол, пологопадающий ( $3^{\circ}$ – $10^{\circ}$ ) в северном направлении. Комплексы альпийского чехла с резким структурным несогласием перекрывают образования кадомско-герцинского, переходного и киммерийского структурных этажей (см. рис. 3, см. рис. 4).

Клиновидный выступ альпийских комплексов пород достигает осевой части Главного Кавказского хребта и образует здесь обширное Лагонакское

плато, которое рассматривают как реликт миоценовой поверхности выравнивания [25] (см. рис. 1).

В основании альпийского чехла на комплексах доальпийского основания трансгрессивно залегает горизонт терригенных пород нижнего-среднего келловей (каменноостская свита [17]). В его основании отмечены гравелиты (0,7 м), выше залегают песчаники, алевролиты и аргиллиты. Эти образования, маркирующие границу крупного стратиграфического несогласия между киммерийским и альпийским структурными этажами, имеют невыдержанную мощность (0–65 м), образуют линзовидные тела и, предположительно, частично сорваны со своего структурного основания.

Вышезалегающая толща доломитов и известняков средней-верхней юры значительно деформирована вдоль зон субслоистых срывов (detachментов), развитых в основании и внутри ее разреза. Моноклинали залегание альпийского чехла нарушено пологими и гребневидными складками, локально развитыми вдоль субмеридиональных нарушений.

Внешняя граница комплексов альпийского чехла представлена крутыми эскарпами, сложенными карбонатными породами средней-верхней юры. В основании эскарпов развиты глыбово-щебенчатые шлейфы обрушения. Их ширина (2–5 км) на несколько порядков превышает высоту (50–150 м) скальных уступов, что позволяет предполагать сейсмогенную природу последних. Извилистая подчиненная рельефу внешняя граница комплексов чехла исключает возможную связь эскарпов, маркирующих эту границу, с крутопадающими разломами. Наиболее вероятная причина их формирования – сейсмогенные подвижки вдоль субслоистых detachментов, способствовавшие выбросу значительных объемов дезинтегрированного материала.

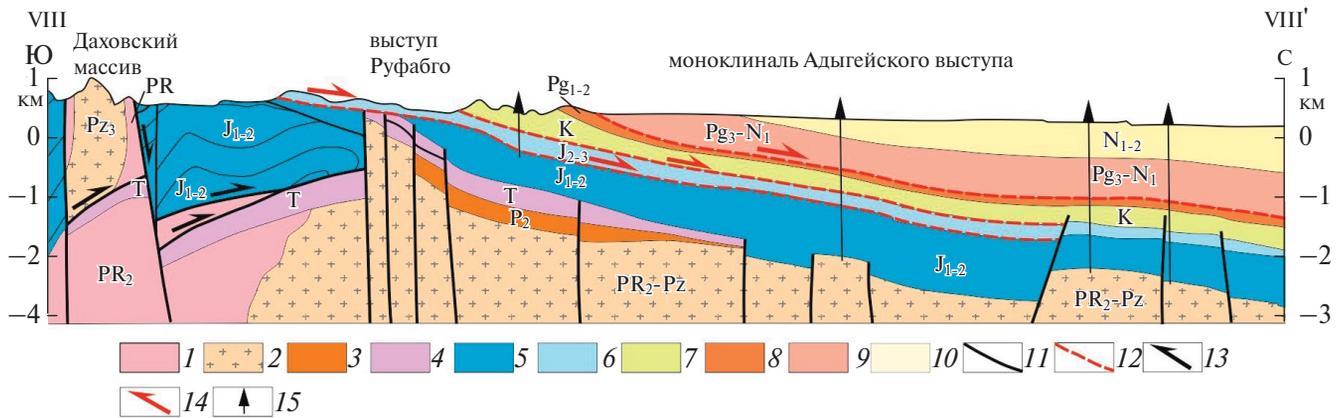


Рис. 4. Геологический разрез по линии VIII–VIII' (по данным [17], с изменениями и дополнениями).

Положение разреза VIII–VIII' – см. рис. 1.

1–3 – герцинские комплексы пород: 1 – гнейсы позднего протерозоя, 2 – позднепалеозойские гранитоиды, 3 – осадки поздней перми; 4 – индо-синийские осадочные комплексы триаса; 5 – киммерийские осадочные комплексы нижней-средней юры; 6–10 – альпийские осадочные комплексы: 6 – средней-верхней юры, 7 – мела, 8 – палеоцена и эоцена, 9 – олигоцена–нижнего миоцена, 10 – нижнего-среднего миоцена; 11–12 – этапы формирования разрывных нарушений: 11 – киммерийский, 12 – альпийский; 13–14 – этапы проявления перемещений: 13 – киммерийский, 14 – альпийский; 15 – скважины

Шехско-Адлерская зона представлена системой разрывных нарушений север–северо-западного простирания, развитых в широкой (до 60 км) полосе. Наиболее протяженные дизъюнктивные структуры представлены Цицинским, Курджипским и Ходзинским разломами, а также Заканской тектонической зоной [17, 25, 26]. По геофизическим данным и материалам бурения часть этих разрывов прослежена в пределы Западно-Предкавказского прогиба, в котором Курджипский и Ходзинский разломы ограничивают Адыгейский выступ [2, 17] (см. рис. 1).

Исследованные нарушения имеют существенные вертикальные и сдвиговые составляющие смещений. Вертикальная амплитуда перемещений вдоль этих круто падающих разломов убывает от кровли фундамента до верхнемиоценовых толщ от 400–500 метров до десятков метров и почти полностью затухает в плиоцен–четвертичных отложениях [2]. В области развития альпийского чехла сдвиговая амплитуда смещений составляет [2]:

– 3.5–4.0 км для Курджипского разлома (левый сдвиг);

– 10.0–12.00 км для Ходзинского разлома (правый сдвиг).

В позднемиоценовых и плиоцен–четвертичных образованиях сдвиговые смещения почти не проявлены.

Заканская зона может представлять собой юго-восточное продолжение Курджипского разлома на более глубоком структурном уровне – в по-

родах доальпийского основания. Для этой зоны, как и для Ходзинского разлома, установлены значительные правосдвиговые смещения, которые на киммерийском этапе развития привели к формированию присдвиговых складчато-надвиговых и покровно-надвиговых структур [17].

При этом в противоположных бортах Заканской зоны происходит смена вергентности складчато-надвиговых структур на обратную в зависимости от направления относительных горизонтальных перемещений смежных блоков.

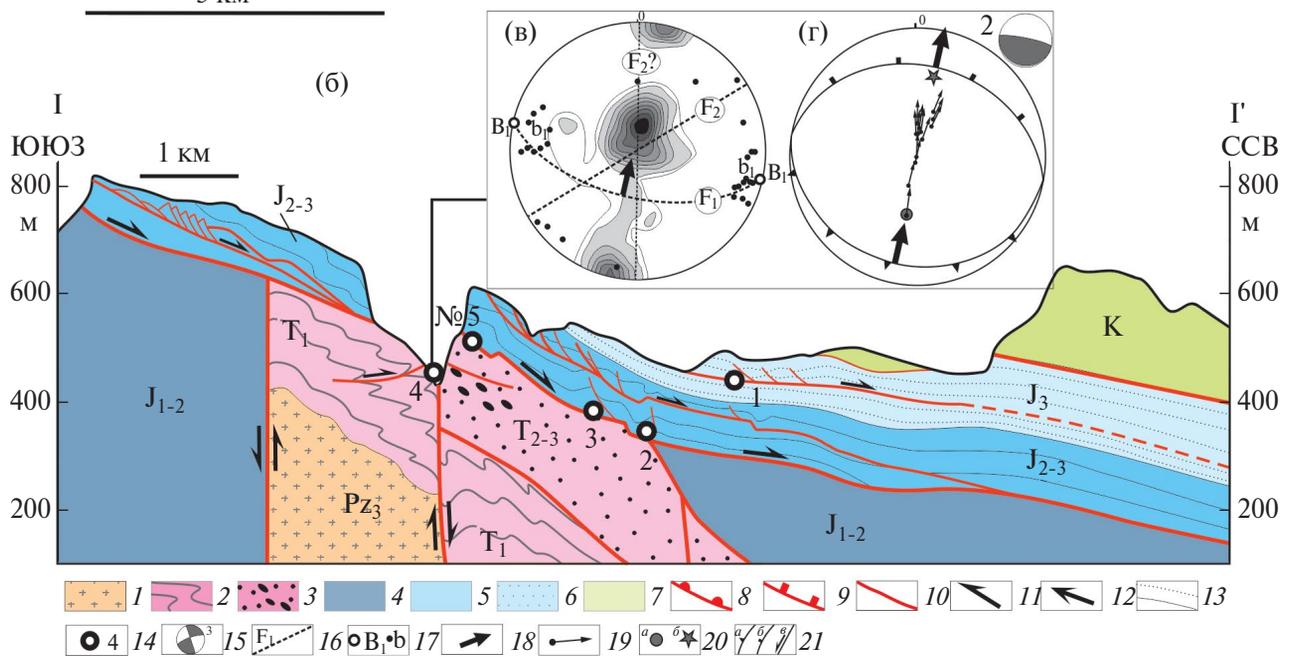
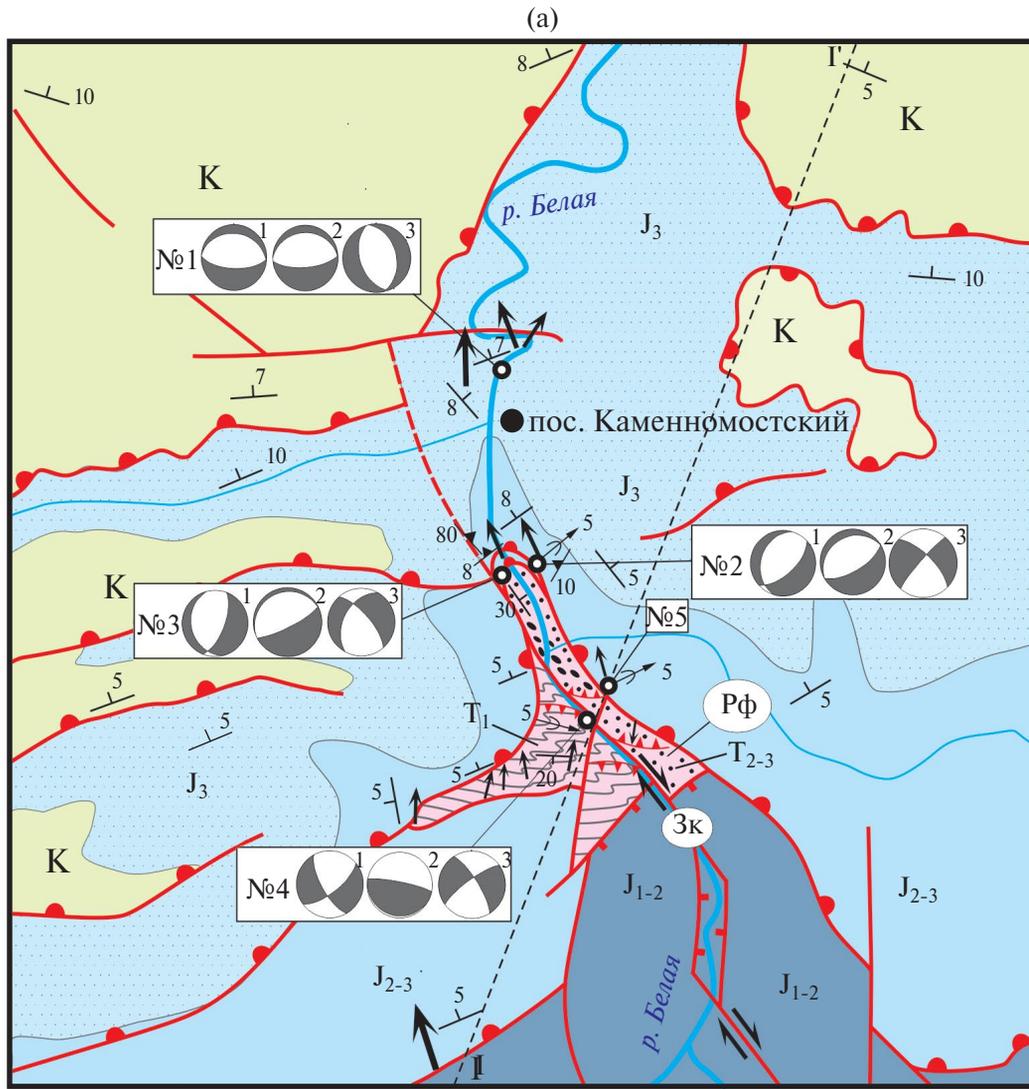
В юго-западном борту этой зоны установлены покровно-надвиговые структуры северной, в северо-восточном борту зоны установлены аналогичные структуры, но южной вергентности (см. рис. 3).

Предположительно, надвиговые перемещения в юго-западном борту Заканской зоны затронули и Даховский кристаллический массив, что привело к его надвиганию на породы триаса [17] (см. рис. 4).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

### Данные геолого-структурных и тектонофизических исследований в районе выступа Руфабго

В окрестностях поселка Каменноостский река Белая и ее притоки прорезают систему глубоких каньонов, известных под названием Руфабго, в которых вскрыта нижняя часть разреза аль-



**Рис. 5.** Геологическое строение выступа Руфабго и смежных территорий по разрезу I–I'.

Положение разреза I–I' – см. рис. 1.

Обозначено: Рф – выступ Руфабго, Зк – Заканская зона нарушений; №1–4 – номера пикетов, цифры 1–3 – номера малых стереограмм и совпадающих с ними номеров групп структур (см. рис. 7)

(а) – геолого-структурная схема участка работ;

(б) – разрез по линии I–I';

(в) – равноплощадная стереографическая проекция ориентировки полюсов слоистости и шарниров складок в карбонатной толще нижнего триаса (нижняя проекция, 155 замеров, изолинии 1.5, 3, 4.5, 6, 7.5, 9, 10.5, 12, 13.5 %);

(г) – равноплощадная стереографическая проекция (нижняя полусфера) ориентировки полюсов нарушений с векторами перемещений висячего крыла.

1 – позднепалеозойские гранитоиды (на разрезе); 2 – карбонатные породы нижнего триаса; 3 – терригенные породы среднего-верхнего триаса; 4 – песчано-сланцевые толщи нижней-средней юры; 5 – преимущественно карбонатные породы средней-верхней юры;

6 – терригенные породы верхней юры, 7 – карбонатные и терригенные породы мела,

8–10 – разрывные нарушения: 8 – детачменты, 9 – сбросы, 10 – прочие; 13 – слоистость (на разрезах); 14 – пикеты тектонофизических наблюдений и их номера; 15 – мини-стереограммы ориентировки палеонапряжений структурных групп 1–3 (сегмент растяжения (серым), сегмент сжатия (белым)); 16–18 – структурные элементы на стереограмме (в): 16 – осевые плоскости складок первой F1 и второй F2 генераций, 17 – шарниры складок, найденные геометрически (В<sub>1</sub>) и путем замеров в обнажениях b<sub>1</sub>, 18 – направление вергентности структур; 19–21 – структурные элементы на стереограмме (г): 19 – полюса нарушений с векторами перемещений висячего крыла гелазии или позднее, 20 – оси: а – растяжения, б – сжатия, 21 – плоскости: а – взбросов и надвигов; б – сбросов; в – сдвигов

пийского чехла и подстилающие его комплексы доальпийского основания (рис. 5).

Борта каньонов представляют собой ступенчатую систему субвертикальных и отрицательных (нависающих) уступов высотой 20–60 м, образующих прорезанный речной эрозией эскарп внешнего контура площади распространения альпийского чехла.

В скальных уступах каньонов обнажены известняки и доломиты (средняя-верхняя юра, герпегемская свита), перекрытые пестроцветной толщей аргиллитов и алевролитов с прослоями (линзами) песчаников, доломитов и гипсов (мезмайская свита верхней юры). Эти толщи, слагающие нижнюю часть разреза альпийского чехла, полого (3°–10°) погружаются в северном направлении.

На дне каньонов вскрыты две триасовые толщи переходного структурного этажа, образующие выступ Руфабго: тонкослоистые пелитоморфные известняки с тонкими прослоями мергелей (нижний триас, ятыргвартинская свита) и существенно терригенная (алевролиты, аргиллиты, песчаники) толща с горизонтом полимиктовых конгломератов (средний-верхний триас, даховская толща) [17]. Вдоль контакта этих толщ развит крутопадающий разлом, который прослежен вдоль русла р. Белой в север–северо-западном направлении и является одним из элементов Заканской зоны сдвига-надвиговых нарушений (см. рис. 5, см. рис. 3).

Геолого-структурные и тектонофизические исследования были проведены в области каньонов Руфабго, развитых вдоль русла р. Белой и ее ле-

вого притока – руч. Руфабго. Рассмотрим строение изученного разреза протяженностью ~ 6 км в стратиграфической последовательности (сверху вниз) на примере пикетов 1–5, показанных на структурной схеме и в виде проекций на линии разреза (см. рис. 5, а, б).

**Пикет № 1.** Этот пикет находится в координатах 44.30139500°с.ш.; 40.17650500°в.д. и 44.29678400°с.ш.; 40.17478600°в.д. Начало каньона Руфабго долины р. Белой расположено в черте пос. Каменноостровский. Здесь в обрывах высотой до 20 м вскрыт разрез терригенной толщи верхней юры (мезмайская свита), представленный грубым переслаиванием красноцветных аргиллитов, алевролитов и песчаников. Слои полого (3°–8°) падают в северном направлении. По отдельным горизонтам аргиллитов и вдоль их контактов с песчаниками часто проявлены субслоенные срывы – детачменты, которые выражены в развитии маломощных зон рассланцевания и разлинзования пород. Вдоль срывов развиты оперяющие синтетические сколы Риделя (R). Некоторые из этих сколов представляют собой пологие листрические сбросы, которые плавно сливаются с поверхностями срывов и имеют амплитуду смещений до 1 м (рис. 6, а).

При пересечении синтетическими сколами R слоев песчаников, в них возникают структуры пережима – раздува, связанные с начальными стадиями формирования асимметричных будин (см. рис. 6, а).

Результаты тектонофизических исследований в области пикета №1 показали три группы струк-

тур, кинематические параметры которых представлены на стереографической проекции (рис. 7).

Первая группа структур объединяет все изученные сколовые трещины и малые разрывы, которые имеют кинематические признаки смещений. В этой группе представлены различные парагенетические ассоциации нарушений, что отражает усредненную характеристику разнородных динамических параметров.

Вторая группа структур содержит выборку кинематически (парагенетически) взаимосвязанных структур: субслойные detachmentы, оперяющие их синтетические сколы R и антитетические крутопадающие сбросы (см. рис. 7, рис. 6, а).

Векторы перемещений вдоль пологих нарушений указывают на преобладающие горизонтальные смещения пакетов слоев к северу. Статистический анализ кинематических параметров структур этой группы на стереографической проекции позволяет реконструировать преобладающий взбросо-сбросовый (переходный от шарьяжного к субдукционному) режим деформаций при наклонном положении главных осей деформаций, лежащих в субмеридиональной плоскости (см. рис. 7, мини-стереограммы).

При этом ось максимального удлинения (растяжения) имеет позицию, близкую к горизонтальной, а ось сжатия – круто наклонена, что указывает на преобладание условий горизонтального растяжения при формировании detachmentов.

В третью группу объединены две системы сбросов субмеридионального и северо-западного простирания, которые сформированы в условиях сбросового режима деформаций при субширотной (запад–юго-запад – восток–северо-восток) ориентировке оси растяжения. По результатам наблюдений в обнажениях, соотношения структур второй и третьей групп взаимно-секущие.

**Пикет № 2.** Этот пикет находится в координатах 44.28378300°с.ш.; 40.18028300°в.д. В карьере, расположенном на южной окраине п. Каменноостский, вскрыты известняки и доломиты средней – верхней юры (герпегемская свита) (см. рис. 5). В юго-западной стенке карьера установлены два протяженных detachmentа, косо секущих слою карбонатной толщи и имеющих пологий наклон сместителей к северо-западу (рис. 8, а).

Листрические сбросы оперяют detachmentы. Detachment, расположенный в нижней части разреза, сопровождается мощная (более 10 м) зона тонкого разлинзования, дробления и милонитизации известняков. Поверхности detachmentов осложнены

рамповыми уступами – попутными (декомпрессионными) и препятствующими (компрессионными) скольжению. Над декомпрессионными рампами detachmentа нижнего структурного уровня в известняках развиты пологие синклинали проседания, подрезанные в крыльях сбросами. Компрессионный рамп верхнего detachmentа контролирует асимметричную пологую антиклиналь (см. рис. 8, а).

Тектонофизические исследования в области пикета №2 показали следующие результаты. Группа замеров №1 характеризует все изученные структуры. Выборка структур, связанных с формированием detachmentов, представлена замерами группы №2. Векторы смещений вдоль этих пологих нарушений направлены к север–северо-западу (см. рис. 7).

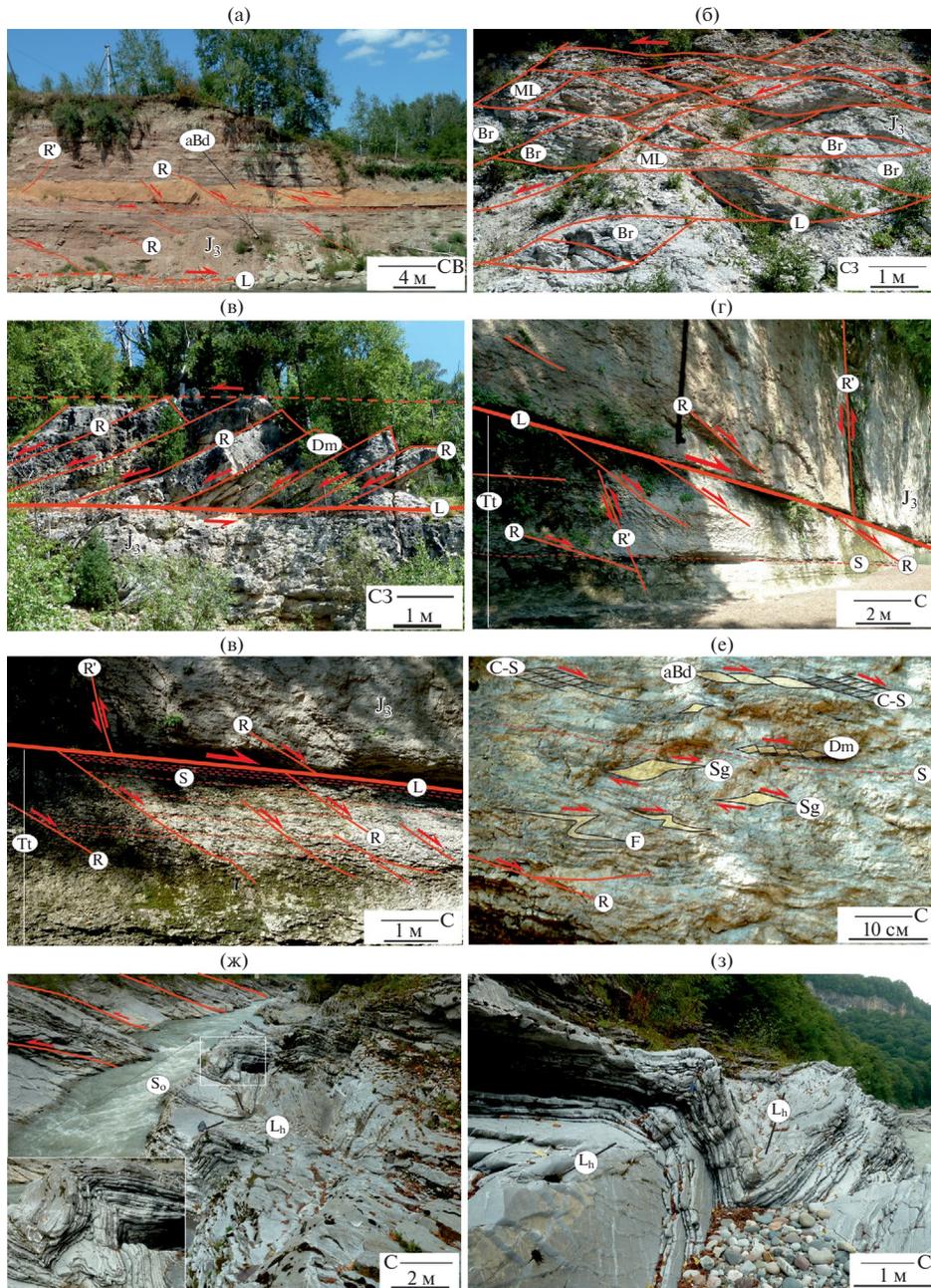
Режим деформаций – взбросо-сбросовый, главные оси деформаций наклонены и лежат в плоскости, параллельной направлению тектоногравитационного перемещения пород. Близкое к горизонтальному положение оси максимального удлинения, так же как и в данных замеров пикета №1, указывает на преобладание условий растяжения при формировании detachmentов.

Группа №3 характеризует преимущественно сдвиговый режим деформаций и представлена сочетанием правых сдвигов северо-западного простирания, левых сдвигов северо-восточной ориентировки и субмеридиональных сбросов. Формирование нарушений происходило в условиях горизонтального меридионального сжатия и широтного растяжения.

Зоны detachmentов, выявленные в карьере, расположенном рядом с пос. Каменноостский (пикет № 2), прослежены на значительном расстоянии в юго-восточном и юго-западном направлениях. Они отмечены в правом скальном борту р. Белой в районе пикета № 5 (см. рис. 8, б; см. рис. 5).

В пределах северной части плато Лагонаки в обнажениях, вскрывающих средний уровень разреза герпегемской свиты, выявлена мощная зона тектонического разлинзования, в строении которой участвуют структуры типа домино, указывающие на соскальзывание слоев в северо-западном направлении (см. рис. 6, б, в).

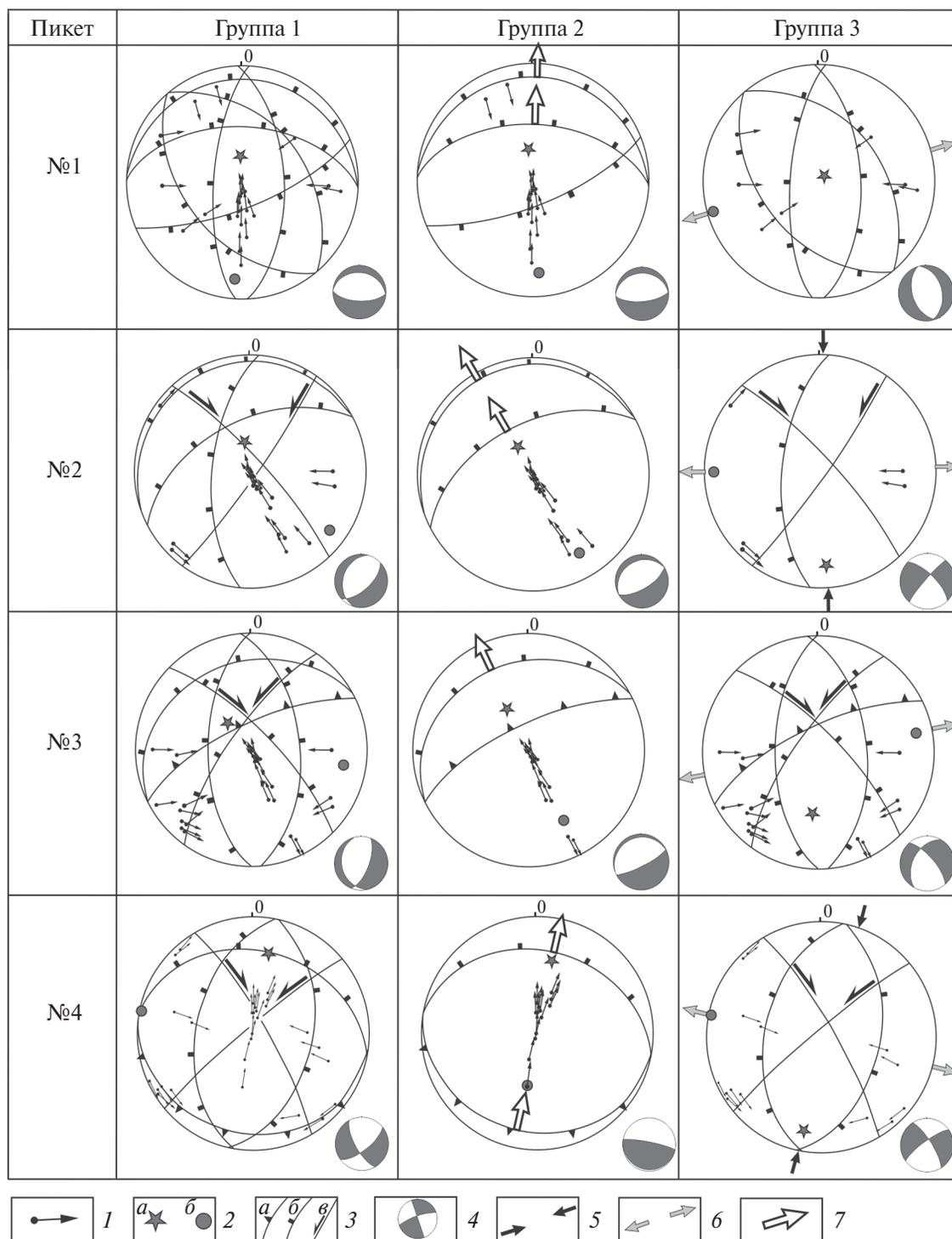
**Пикет № 3.** Этот пикет находится в координатах 44.28425900°с.ш.; 40.17533000°в.д. В 300 м к западу от пикета №2 на дне каньона Руфабго река Белая прорезает нижнюю часть разреза карбонатных пород средней-верхней юры (герпегемской свиты) (см. рис. 5).



**Рис. 6.** Фото структур, связанных с развитием пологих тектонических нарушений.

Обозначено: L – магистральные нарушения detachментов; сколы Риделя: R – синтетические, R' – антитетические; S<sub>0</sub> – слоистость; S – сланцеватость; C-S – структуры; F – складки; Lh – шарниры складок; Tt – зоны тектонитов (милонитов, брекчий и др.); Sg – сигмоидальные структуры (нодули); aBd – асимметричные будины; Dm – структуры домино.

- (a) – субслойные detachменты и оперяющие их синтетические сколы Риделя (R) в пестроцветной толще верхней юры (мезмайская свита, северная часть каньона Руфабго);
- (б)–(в) – зоны разлинзования и развития структур домино вдоль detachментов, развитых в средней части разреза карбонатной толщи средней-верхней юры (герпегемская свита, северо-восточная часть плато Лагонаки);
- (г)–(д) – крупный detachмент (L) и сопряженные с ним синтетические (R) и антитетические (R') сколы Риделя в основании разреза карбонатной толщи средней-верхней юры (герпегемская свита, средняя часть каньона Руфабго);
- (е) – мезоструктурные кинематические индикаторы в зоне развития тектонитов (полосчатые мраморизованные известняки и кальцитмилоны) вдоль detachмента в основании разреза карбонатной толщи средней – верхней юры (герпегемская свита, средняя часть каньона Руфабго);
- (ж)–(з) – асимметричные складки и надвиги в толще тонкослоистых известняков нижнего триаса (ятыргвартинская свита, южная часть каньона Руфабго) – показаны прямоугольниками (линией белым)



**Рис. 7.** Равноплощадные стереографические проекции (нижняя полусфера) полюсов нарушений с векторами перемещения висячего крыла для структур 1–3 групп.

Показано: группа 1 – все замеры; группа 2 – парагенез структур, связанных с детачментами; группа 3 – парагенез нарушений преимущественно со сдвиговой, сбросовой и комбинированной кинематикой.

1 – полюсы плоскостей разрывов и векторы перемещения висячего крыла; 2 – главные оси палеонапряжений: *a* – сжатия, *b* – растяжения; 3 – усредненные позиции плоскостей нарушений: *a* – взбросов и надвигов, *b* – сбросов, *c* – сдвигов;

4 – мини-стереограммы ориентировки палеонапряжений (сегменты: растяжения (серым), сжатия (белым); 5–6 – проекции главных осей деформации на горизонтальную плоскость:

5 – ось сжатия, 6 – ось растяжения; 7 – направления горизонтальных (тангенциальных) перемещений

Здесь в основании толщи серых массивных известняков и доломитов залегает мощная (более 10 м) зона развития тектонитов: тонкоразлинзованных карбонатных пород и милонитов (калькмилонитов), линзовидно-полосчатых мраморизованных и брекчированных известняков (см. рис. 6, г).

Зона конформна слоистости, падает в северном направлении под углами  $7^{\circ}$ – $10^{\circ}$  и представляет собой крупный детачмент. Многочисленные структурные признаки указывают на то, что массив карбонатных пород испытал соскальзывание вниз по падению детачмента.

В строении зоны тектонитов участвуют сопряженные системы сколов Риделя – синтетических (R) и антитетических (R') сколов, имеющих сбросовую и взбросовую кинематику, соответственно (см. рис. 6, г, д).

Вдоль магистральных плоскостей скольжения зоны детачмента и оперяющих их нарушений присутствуют фрагменты зеркал скольжения. Сланцеватость милонитов и вторичная полосчатость известняков субпараллельны магистральным нарушениям. В калькмилонитах и мраморизованных известняках развиты вторичная полосчатость и сланцеватость, а также многочисленные мезо- и микроструктурные кинематические индикаторы: структуры домино и сигмоидальные нодулы, мелкие симметричные и асимметричные будины, а также разобщенные фрагменты асимметричных складок субслоистого скольжения и C–S-структуры (см. рис. 6, е).

Линейность удлинения линзовидных обособлений (линейность транспорта пород) конформна поверхности зоны детачмента и направлена вниз по ее падению.

Результаты тектонофизического исследования в районе пикета №3 были проведены в зоне развития детачмента и в массиве залегающих выше по разрезу карбонатных пород средней – верхней юры. На сводной стереограмме, объединяющей все замеры в группе №1, показаны динамически несовместимые структуры, которые не подлежат статистической интерпретации (см. рис. 7).

В группе №2 представлены нарушения, связанные с формированием зоны детачмента (см. рис. 7).

Векторы смещений вдоль магистральных поверхностей скольжения и оперяющих их синтетических сколов R направлены к север–северо-западу. Антитетические сколы R' имеют взбросовую кинематику и обратную вергентность по отношению к направлению скольжения вдоль детачмента. Ре-

конструирован взбросо-сбросовый режим деформаций, при этом угловые соотношения главных осей деформаций с горизонтальной плоскостью указывают на преобладание условий растяжения при формировании крупной зоны детачмента, развитой в основании альпийского чехла.

В группе №3 объединены системы сдвиговых, сбросо-сдвиговых, взбросовых и сбросовых нарушений (см. рис. 7).

Этот парагенез структур сформирован в условиях сдвига-сбросового режима деформаций при субмеридиональной позиции оси сжатия и субширотной ориентировке оси растяжения.

**Пикет № 4.** Этот пикет находится в координатах  $44.27053300^{\circ}$ с.ш.;  $40.18598400^{\circ}$ в.д. В левом борту р. Белой и ее левом притоке руч. Руфабго обнажены тонкослоистые известняки нижнего триаса (ятыргвартинская свита), ограниченные с северо-востока одним из разломов Заканской зоны нарушений северо-западного простирания (см. рис. 5).

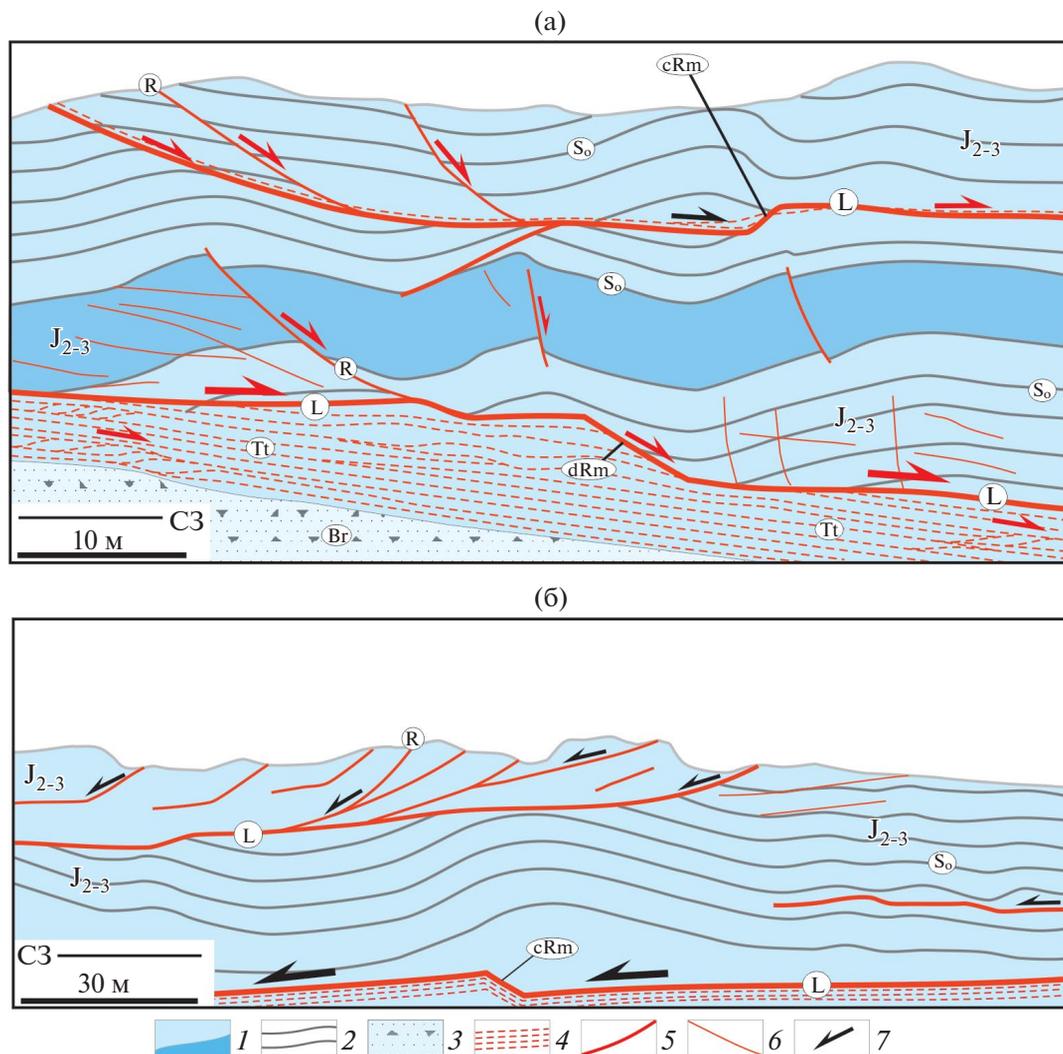
Толщу известняков осложняет система асимметричных складок, связанных с многочисленными субслоистыми срывами и надвигами, которые ограничивают пакеты слоев с обособленной складчатой структурой (см. рис. 6, ж, з).

Складки дисгармоничные, их морфология и очертания замков меняются от синусоидального до шевронного типа даже в пределах одной пликативной структуры (см. рис. 6, з).

В поперечном направлении к осевым плоскостям складок отмечено чередование сжатых, открытых и флексуробразных структур. Распространены наклонные и опрокинутые складки, а также мелкие лежащие складки – надвиги. Отмечена частая, пологая ундуляция шарниров складок (см. рис. 6, з).

На стереографической проекции ориентировки полюсов слоистости изученной толщи известняков нижнего триаса образуют два пояса рассеивания полюсов (см. рис. 5, в).

Наиболее представительный по количеству замеров пояс размещается вдоль дуги большого круга и характеризует главную систему цилиндрических складок. Их осевые плоскости имеют запад–северо-западное простирание и наклонены в южном направлении. Второй слабо выраженный пояс соответствует дуге малого круга и характеризует пологие конические складки, имеющие восток–северо-восточное простирание осевых плоскостей. Эти структуры более поздние, они наложены на складки главной (первой) генерации. Их развитие обусловило ундуляцию ранних



**Рис. 8.** Субслойные detachmentы и связанные с ними структуры в карбонатной толще средней-верхней юры (герпегемская свита).

Обозначено: L – магистральные нарушения detachmentов; R – синтетические сбросы; cRm – компрессионные ramпы; dRm – декомпрессионные ramпы; So – слоистость; Tt – зоны развития тектонитов; Br – брекчии; So – слоистость. (а) – стенка карьера на южной окраине п. Каменноостровский (пикет № 2);

(б) – скальный уступ в правом борту р. Белой в южной части каньона Руфабго (пикет № 5 – положение см. рис. 5). 1 – известняки и доломиты средней-верхней юры; 2 – слоистость; 3 – брекчии; 4 – зоны развития тектонитов; 5 – разрывы; 6 – трещины; 7 – направления смещений по разрывам

складок, что видно в характере распределения их шарниров на стереограмме (см. рис. 5, в).

Все ранние складки и сопряженные с ними надвиги имеют главную северную vergentность (см. рис. 5, в, г). При этом складчато-надвиговая система в карбонатной тоще нижнего триаса ориентирована диагонально к разлому Заканской зоны деформаций, развитому вдоль русла р. Белой. В северо-восточном борту этого нарушения в слоях терригенной толщи среднего-верхнего триаса развиты аналогичные складки и надвиги, но они имеют обратную южную vergentность [17].

Из этого следует, что рассматриваемые деформационные структуры связаны с правосторонними смещениями вдоль разрывов Заканской зоны. С этим согласуется и тот факт, что при удалении от сдвигового нарушения, развитого в долине р. Белой, в юго-западном направлении вверх по руч. Руфабго, амплитуда складок плавно снижается. На расстоянии 400–500 м от разрыва складки сменяются редкими флексурами и сбросами, развитыми на фоне моноклиналиного залегания слоев.

Таким образом, рассмотренные складчато-надвиговые структуры первой генерации, развитые

в толщах триаса, связаны с правосдвиговыми перемещениями вдоль Заканской зоны сдвиго-надвиговых деформаций. Как было установлено в [17] эта зона сформирована в киммерийский этап тектогенеза. Пологие пликативные структуры второй генерации, развитые в известняках триаса, вероятно, связаны с альпийским этапом развития.

Это подтверждено тем, что в 500 м к северо-востоку от пикета №4 в карбонатной толще альпийского чехла развиты пологие складки, имеющие аналогичную восток–северо-восточную ориентировку осевых плоскостей (см. рис. 5, пикет №5).

Эти структуры обнаруживают отчетливую парагенетическую связь с субслойнными детачментами чехла, т.е. с рамповыми уступами, препятствующими соскальзыванию слоев в север–северо-западном направлении (см. рис. 8, б).

Пологие складки второй генерации, развитые в породах триаса, вероятно, сформированы в результате динамического влияния детачментов альпийского чехла.

Результаты тектонофизических исследований в районе пикета №4 представлены в виде трех групп структур (см. рис. 7).

Группа структур №1 пикета №4 объединяет все изученные в этом районе структуры. Большинство из них динамически согласованы и могут быть рассмотрены как единый парагенез, формировавшийся в условиях близких к сдвиговому режиму деформаций.

В группе структур №2 пикета №4 представлены надвиги и субслоинные срывы. Они сформированы в условиях надвигового (сбросо-взбросового) режима деформаций в результате субгоризонтальных перемещений в северном направлении.

Третья группа структур объединяет системы правых и левых сдвигов северо-западного и северо-восточного простирания, соответственно, а также систему субмеридиональных сбросов. Нами реконструирован сбросово-сдвиговый режим деформаций в условиях субширотного (запад–северо-западного – восток–юго-восточного) растяжения и субмеридионального (север–северо-восточного – юг–юго-западного) сжатия.

## СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СТРОЕНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-ПРЕДКАВКАЗСКОГО ПРОГИБА

Ороген Большого Кавказа с севера обрамлен крупными и глубокими прогибами, которые большинство исследователей рассматривают

в качестве краевых прогибов, связанных с формированием этого орогена [1, 9, 26, 30].

### *Западно-Кубанский прогиб*

Западно-Кубанский прогиб представляет собой восточную часть Индоло-Кубанского прогиба и прослежен от акватории Азовского моря на восток–юго-восток до Адыгейского выступа (см. рис. 1).

Длина Западно-Кубанского прогиба – более 250 км, ширина – до 90 км. На севере прогиб отделен от Тимашевской ступени Новотитаровской флексурно-разломной зоной, которая дугообразно изогнута и в юго-восточном направлении переходит по простиранию в Цицинскую зону разломов, прослеженную в пределы северного склона Большого Кавказа [2, 17]. На юге Западно-Кубанский прогиб вдоль Ахтырской зоны нарушений сочленен с Собербашско-Гунайским синклиналием Северо-Западного Кавказа.

В поперечном сечении Западно-Кубанский прогиб имеет резко асимметричное строение (рис. 9, а).

Его северный борт пологий и слабодислоцирован, южный борт крутой и сложно построен. Особенно резкая асимметрия отмечена на западе, где осевая часть прогиба на уровне майкопской серии приближена к его южному борту, осложненному системой нарушений Ахтырской зоны.

Одни исследователи рассматривают Ахтырскую зону в качестве сложной чешуйчатой складчато-надвиговой структуры, сформированной в результате надвигания толщ краевой части Западного Кавказа в северном направлении на южный борт Западно-Кубанского прогиба [27, 28, 34], другие исследователи отмечают, что сооружение Большого Кавказа почти нигде не надвинуто на Предкавказские прогибы и, в частности, верхняя часть Ахтырского разлома круто ( $75-80^\circ$ ) падает в южном направлении, а затем он субвертикально уходит в мантию [47].

В приосевой части Западно-Кубанского прогиба расположена продольная Анастасиевско-Краснодарская бескорневая антиклинальная зона, которая делит западную часть этого прогиба на две впадины: резко асимметричную и широкую Славянско-Рязанскую – на севере и узкую Адагумо-Афипскую – на юге. На продолжении Анастасиевско-Краснодарской антиклинальной зоны к востоку расположен Шапсуго-Апшеронский вал (палео-поднятие) (см. рис. 1).

В пределах южного борта Западно-Кубанского прогиба (Адагумо-Афипской впадины) обособлено

пять антиклинальных зон, которые испытывают ступенчатое погружение к северу. Некоторые из них перекрыты надвигами, развитыми в пределах Ахтырской зоны нарушений, вдоль которых происходит надвигание краевой части Западного Кавказа на Западно-Кубанский прогиб [24, 31]. К востоку от антиклинальных зон южного борта Западно-Кубанского прогиба расположен Хадыженский блок, имеющий моноклинальное строение (см. рис. 1). На этом участке складчато-надвиговые деформации, связанные с Ахтырской зоной, не установлены.

Почти во всех кайнозойских толщах, выполняющих Западно-Кубанский прогиб, отмечены многочисленные погребенные палеоуступы и связанные с ними косонаслоенные сейсмокомплексы, представляющие собой клиноформы (см. рис. 9, а, б).

Наклон косослоистых серий в пределах клиноформ, соответствующий направлению их проградации, а также экспозиция уступов направлены к югу. Эти образования можно рассматривать как палеодельты (конусы выноса) седиментационных потоков, поступавших с севера в область мелководного шельфа южной окраины Восточно-Европейского континента. В сейсмической записи клиноформы достаточно уверенно можно дешифровать в толщах палеогена, миоцена и плиоцена, что указывает на соответствующий временной интервал существования юго-направленных седиментационных потоков (см. рис. 9, а, б).

На сейсмическом разрезе можно также отметить, что помимо латеральной проградации палеодельт в пределах отдельных горизонтов, наблюдается их закономерная направленная на юг миграция в вертикальном разрезе кайнозойских толщ, расположенных на разных стратиграфических уровнях (см. рис. 9, а).

Это, возможно, связано с последовательным и периодическим смещением береговой линии области размыва Восточно-Европейского континента в южном направлении, начиная с олигоцена до плиоцена.

В толщах верхнего миоцена (понтский регион) и нижнего плиоцена на сейсмических разрезах отмечены глубокие (до 100 м) палеоврезы, в пределах которых развиты хаотичные сейсмокомплексы (см. рис. 9, а).

Мы рассматриваем эти образования в качестве палеодолин, заполненных аллювиальными осадками, склоново-оползневыми хаотичными (олисто-стромовыми) комплексами и валунно-галечными продуктами их перемыва. Глубокое врезание долин

происходило в результате резкого падения базиса эрозии в периоды регрессий морского бассейна Паратетис [57, 62], охватывавших обширные территории Предкавказья.

Эти данные соответствуют представлениям о том, что, начиная со среднего миоцена (сарматский век), морские бассейны Предкавказья испытывали периодические регрессии, во время которых в некоторых частях бассейнов устанавливались субконтинентальные (субаэральные) условия осадконакопления.

Бескорневая Анастасиевско-Краснодарская антиклинальная зона осложнена продольными нарушениями, проявлениями диапиризма и интенсивного грязевого вулканизма [28]. В подошве майкопской серии и в структуре более глубоких горизонтов эта антиклинальная зона не выражена и ей соответствует прогиб. В западной части этой зоны обособлены крупные высокоамплитудные бескорневые диапировые складки (Курчанская, Западно-Анастасиевская и Анастасиевско-Троицкая), ядра которых сложены майкопскими глинами.

Некоторые из этих структур выражены в разрезе от олигоцена (низы майкопской серии) до антропогена. В восточном направлении происходит вырождение Анастасиевско-Краснодарской антиклинальной зоны. Здесь обособлены только мелкие складчатые формы, амплитуда которых по слоям миоцена не превышает 25 м [28].

Шапсуго-Апшеронский вал, расположенный на продолжении Анастасиевско-Краснодарской антиклинальной зоны, к востоку представляет собой погребенное под толщами кайнозоя палеоподняtie. В сечении рассматриваемого сейсмопрофиля вал представлен пологим выступом фундамента и поднятием толщ мезозоя (см. рис. 9, а).

В апикальной части вала отмечено трехкратное уменьшение мощностей палеоцена и эоцена, свидетельствующее об их локальном размыве. В вышележащей, преимущественно глинистой, части майкопской серии можно отметить существенное увеличение ее мощности по отношению к крыльям Западно-Кубанского прогиба. По подошве майкопской серии над валом расположена депрессия.

В северном крыле прогиба в сейсмической записи выявлен четкий пологий сброс, падающий к югу и косо-секущий разрез майкопской серии. Этот сброс вниз по падению переходит в субслойный срыв – детачмент, ограничивающий снизу майкопскую серию (см. рис. 9 а).

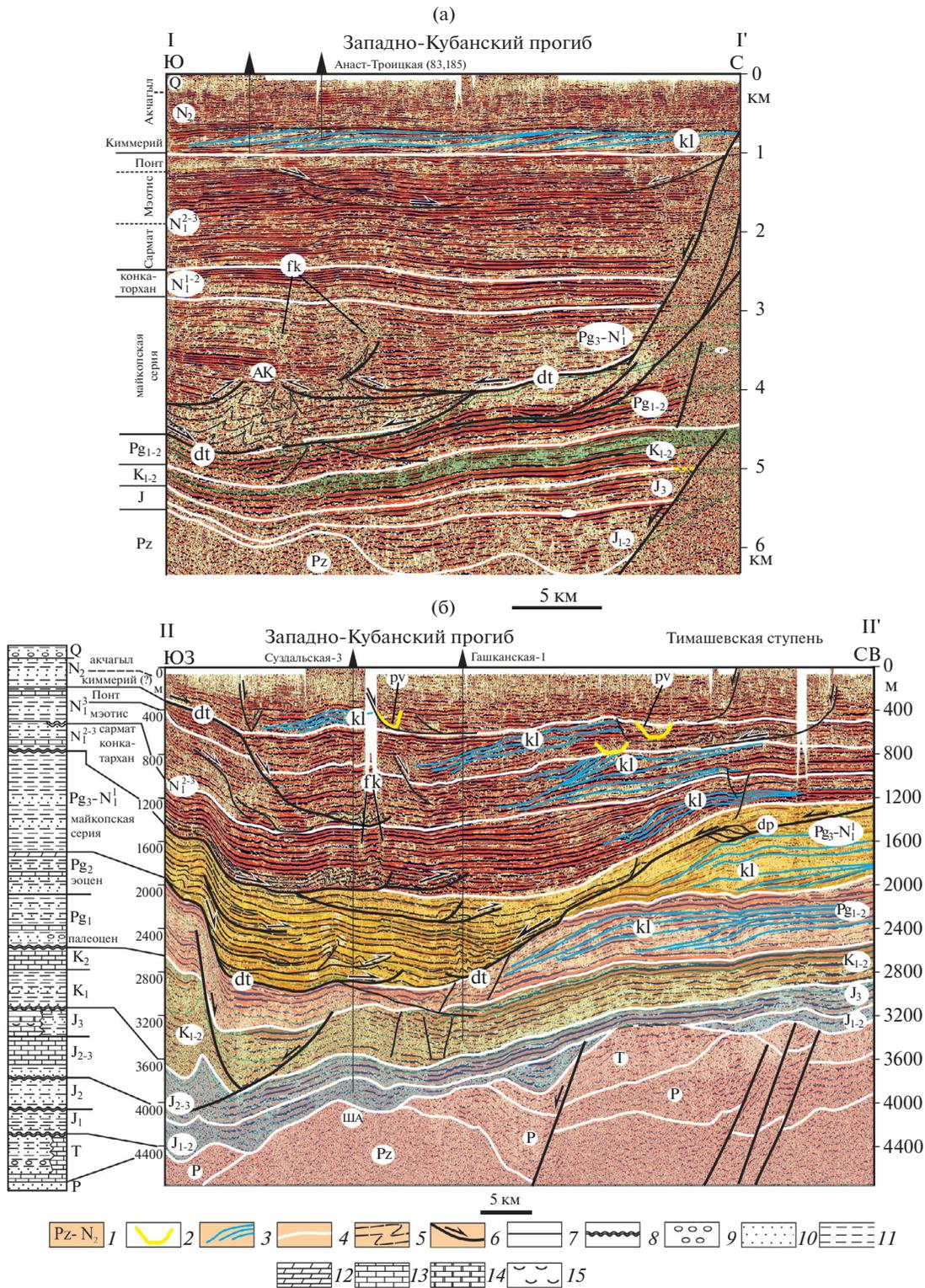


Рис. 9. Сейсмостратиграфические разрезы Западно-Кубанского прогиба по линиям разрезов I–I' и II–II'.

(а) – разрез I–I' (положение разреза – см. рис.1);

(б) – разрез II–II' (положение – см. рис.1).

Обозначено: dt – детачменты; др – дуплексы; fk – факелообразные структуры; kl – клиноформы; pv – палеоврезы. 1–6 – обозначения на сейморазрезах: 1 – возрастные индексы, 2 – палеоврезы, 3 – клиноформы, 4 – стратиграфические границы, 5 – слои, 6 – разрывы; 7–15 – обозначения на стратиграфической колонке: 7 – согласные стратиграфические контакты, 8 – несогласное залегание, 9 – гравелиты и конгломераты, 10 – песчаники, 11 – алевропелиты, 12 – доломиты, 13 – известняки, 14 – мергели и глинистые известняки, 15 – эвапориты

Непосредственно ниже и выше поверхности detachment сейсмическая запись имеет гофрированный облик. Это, полагаем, указывает на проявление вдоль detachment мелких складок в вышележащих и нижележащих слоях.

На северном продолжении пологого сброса в области осложняющего его рампа, препятствующего скольжению, дешифрируются надвиговые дуплексы сжатия, которые являются кинематическими признаками юго-направленного скольжения толщ вниз по склону. Существенное уменьшение толщины сейсмокомплекса, представленного здесь майкопской серией, пространственно связано с областью развития пологого сброса. Мы объясняем это латеральным растяжением и тектоническим сокращением разреза майкопской серии вдоль рассматриваемого сброса в соответствии с механизмом формирования асимметричных будин.

В южном крыле Западно-Кубанского прогиба развита крутопадающая флексурно-сбросовая зона, вдоль которой слои майкопской серии также испытывают заметное утонение. Севернее этой зоны в сейсмическом образе майкопской серии отмечены многочисленные нарушения осей синфазности, выраженные в их ветвлении, сдвигании и затухании, а также в разделении сейсмических отражений на короткие пунктирные отрезки, оконтуривающие мелкие складчатые формы (см. рис. 9). Асимметрия некоторых складок позволяет связать их с субслойнными срывами и надвиговыми смещениями в северном направлении (см. рис. 9, а).

Рассмотренную систему структур (пологий сброс южного падения и крутопадающую к северу флексурно-сбросовую зону) мы интерпретируем как результат соскальзывания пластичных глинистых пород майкопской серии со склонов Западно-Кубанского прогиба по системам detachment, пологих сбросов и надвигов, развитых в основании и внутри разреза майкопской серии (см. рис. 9, а).

В результате этого в осевой части прогиба произошло тектоническое скупивание материала, обусловившее существенное увеличение толщины сейсмокомплекса, представленного майкопской серией.

По нашему мнению, аналогично можно объяснить формирование Анастасиевско-Краснодарской антиклинальной зоны, образованной бескорневыми складками — глиняными диапирами, развитыми в осевой части Западно-Кубанского прогиба. На рассматриваемом сейсмопрофиле такие складки видны в нижней части разреза

сейсмокомплекса, представленного майкопской серией, в той части профиля, где происходит схождение detachment северного и южного склонов прогиба (см. рис. 9).

Встречное соскальзывание глинистых масс вдоль detachment обусловило развитие бескорневых пликвативных структур в области скупивания и сшивания нарушений с противоположным знаком смещений (см. рис. 9, б).

Выше по разрезу складки затухают, но на смену им приходят факелобразные структуры, вероятно, соответствующие зонам повышенной проницаемости флюидно-газовых потоков, либо водонасыщенных и пластифицированных майкопских глин, образующих диапиры (см. рис. 9, а, б).

В перекрывающих майкопскую серию толщах миоцена и плиоцена на сейсмических профилях также можно распознать системы ступенчатых и листрических сбросов, переходящих в локальные субслоинные detachment (см. рис. 9, а).

Амплитуды смещения вдоль этих нарушений существенно меньше, чем в толще майкопских глин, но они имеют такую же тенденцию, связанную с соскальзыванием геомасс с бортов Западно-Кубанского прогиба в его приосевую часть. Это позволяет полагать, что в регионе исследования вся система нарушений в толще осадков кайнозоя была сформирована не ранее плиоцена. Интенсивность проявления этих дислокаций, вероятно, обусловлена реологическими свойствами пород, подверженных этим дислокациям.

### *Адыгейский выступ*

Адыгейский выступ представляет собой субмеридиональную положительную тектоническую структуру, расположенную между Западно-Кубанским прогибом и Восточно-Кубанской впадиной [33]. Выступ ограничен разрывными нарушениями: с запада Курджипским, с востока — Ходзинским разломами (см. рис. 1).

Для Адыгейского выступа характерно резкое сокращение мощности и полноты разреза мезозоя, палеоцена и эоцена, но, в вышележащих горизонтах, включая майкопскую серию, выступ не выражен (рис. 10, а).

Это связано с тем, что в олигоцене район, в пределах которого расположен Адыгейский выступ, был вовлечен в общее погружение [2, 25].

В поперечном разрезе Адыгейский выступ представляет собой слабо асимметричную положительную структуру с более крутым западным склоном и пологим восточным склоном (см. рис. 10, а).

Помимо крупных фланговых разломов, ограничивающих выступ, его осложняют многочисленные малоамплитудные разрывы, редко проникающие в кайнозойские толщи, но контролируемые в них пологие пликативные изгибы. В результате этого сейсмический образ чехла в районе Адыгейского выступа имеет параллельно-волнистую структуру, связанную с развитием пологих субмеридиональных складок. В пределах различных горизонтов чехла эти складки гармоничные и охватывают всю видимую на разрезе толщу пород от верхней юры до кайнозоя. Признаков структурных несогласий при этом не отмечено (см. рис. 10, а).

На продольных к простиранию Адыгейского выступа сейсмических разрезах видна пологая моноклиналь, образованная породами чехла, включающими комплексы син-альпийской его части (см. рис. 10, б, в).

Перепад абсолютных отметок подошвы чехла с юга на север на отрезках профилей протяженностью 30–35 км составляет 2400–2500 м. Поперечные (субширотные) Адыгейскому выступу разрывы прослежены только в комплексах фундамента и киммерийского структурного этажа.

В толщах син-альпийского чехла широко развиты системы параллельных и пологоволнистых отражений. Вдоль границ литостратиграфических подразделений с резко различными реологическими свойствами проявлены мелко-гофрированные, часто асимметрично-скошенные сейсмокомплексы (см. рис. 10, б, в).

По изгибам и смещениям отражений среди них можно выделить мелкие асимметричные складки и небольшие надвиги. Эти структуры плавно угасают вверх по разрезу. Им на смену приходят структуры с волнистыми и параллельными отражениями. Дислокации такого типа проявлены на нескольких стратиграфических уровнях: в верхней юре, в олигоцене–нижнем миоцене (в майкопской серии) и в среднем-верхнем миоцене. Проявление этих субслоенных нарушений определяет общую структурную дисгармонию комплексов чехла, что, полагаем, обусловлено развитием срывов (детачментов) вдоль границ реологически контрастных толщ (см. рис. 10, б, в).

В северной и юго-западной части Адыгейского выступа в толщах раннеальпийского структурного этажа (келловей–эоцен) развиты субширотные линейные складки с падением крыльев до 20°. При этом оси антиклиналей смещены на север на 2–3 км относительно аналогичных по гео-

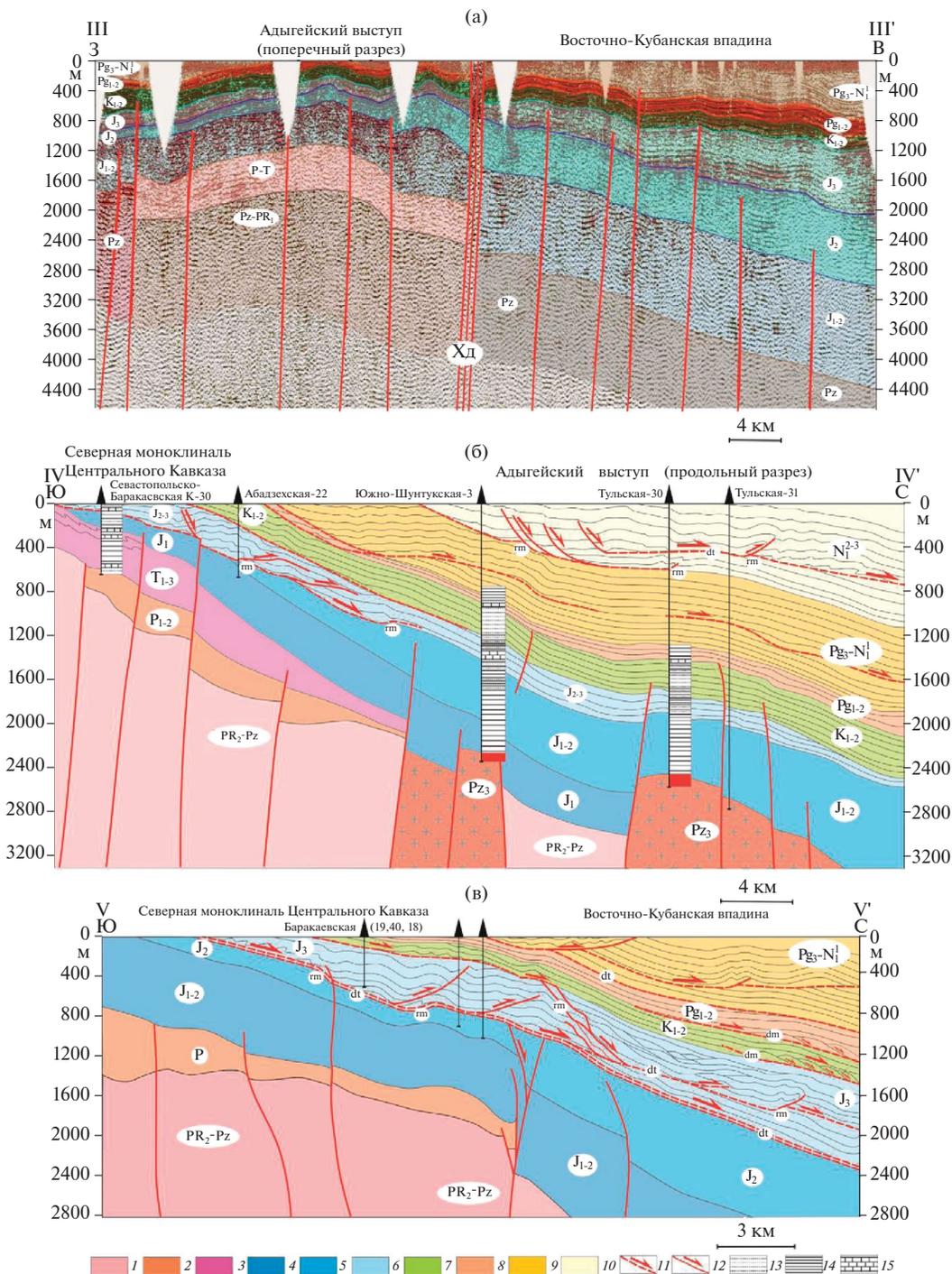
метрическим параметрам структур, выраженных в толщах киммерийского этажа. Аналогичное горизонтальное смещение осей складок отмечено для двух антиклиналей, развитых в нижней части разреза сейсмокомплекса, представленного майкопской серией (верхнеальпийский этаж) на севере выступа. Эти структуры, сохраняя параллельную ориентировку с антиклиналями нижнеальпийского этажа, смещены по отношению к ним на 1–1.5 км [17].

Такие примеры латерального разобщения пликативных структур, мы считаем, свидетельствуют о горизонтальных смещениях вдоль детачментов в северном направлении. Суммарная амплитуда относительного смещения верхних элементов разреза альпийского чехла с учетом только этих структурных реперов (складок) может быть оценена величиной 3–4.5 км. При этом не учтены возможные смещения вдоль детачментов других структурных уровней альпийского чехла, а также латеральные перемещения, связанные с объемным течением и перераспределением пластичных пород таких, как глины майкопской серии.

Другие признаки проявления детачментов – это зоны прерывистых (пунктирных), линзовидных и черепично-построенных отражений. Последние из них можно сопоставить с дуплексами растяжения или структурами типа домино, сформированными в зонах детачментов в основании толщ мела и палеогена (рис. 10, в, правая часть).

Детачменты и связанные с ними складчатонадвиговые нарушения в разрезе проявлены неравномерно и не всегда вдоль единых реологических границ. Затухание детачментов или переход их на другой структурный уровень разреза обычно происходит вдоль рамповых уступов. Над уступами, препятствующими скольжению (компрессионные рампы), развиты рамповые складки, компенсирующие смещения. Примеры таких структур отмечены в основании сейсмокомплексов, представленных верхней юрой и средней частью разреза майкопской серии (см. рис. 10, б, в).

Рамповые уступы детачментов, попутные скольжению (декомпрессионные рампы разгрузки), обуславливают формирование сопровождающих их структур локального растяжения – сбросов и синклиналей проседания. Крупный рамп разгрузки, представленный хорошо выраженной в сейсмической записи системой ступенчатых сбросов, соединяет отрезки детачментов в основании сейсмокомплексов, представленных мелом и нижней частью разреза верхней юры (см. рис. 10, в).



**Рис. 10.** Интерпретация сейсмостратиграфических разрезов, пересекающих Адыгейский выступ и его восточное крыло по линиям разрезов III–III' – V–V'.

(а) – разрез III–III';

(б) – разрез IV–IV';

(в) – разрез V–V'.

Положение разрезов – см. рис. 1.

Обозначено: dt – detachment; gm – ramпы; dm – структуры домино.

*Комплекс пород (1–9):* 1–2 – герцинский (Pz–PR<sub>2</sub> – P), 3 – переходный (T<sub>1-3</sub>), 4–5 – киммерийский (J<sub>1-2</sub>), альпийский чехол (J<sub>3</sub>–N<sub>1</sub><sup>2-3</sup>) (6–10): 6 – средне-верхнеюрские (J<sub>2,3</sub>) и верхнеюрские (J<sub>3</sub>) толщи, 7 – меловые толщи (K<sub>1-2</sub>), 8 – нижне-среднепалеогеновые толщи (Pg<sub>1-2</sub>), 9 – олигоцен–нижнемиоценовая майкопская серия (Pg<sub>3</sub>–N<sub>1</sub><sup>1</sup>); 10 – средне-верхнемиоценовые толщи (N<sub>1</sub><sup>2-3</sup>); 11 – detachment; 12 – разрывы; 13–15 – состав пород в разрезе скважин: 13 – песчаники, 14 – алевропелиты, 15 – известняки

В сброшенном крыле латерально протяженный (7 км) массив пород верхней юры отображен в сейсмической записи в виде сложной линзовидно-петельчатой системы отражений. Такой сейсмический образ мы идентифицируем как мощную (400 м) зону субслояного разлинзования, развития будин и продольного растяжения, расположенную над плоской поверхностью детачмента (флэтом). Далее по направлению падения детачмента, расположенного в основании зоны разлинзования, его поверхность образует компрессионный уступ, над которым юрские слои образуют рамповые асимметричные складки, осложненные надвигом (см. рис. 10, в).

Изученные структуры представляют собой единый компенсационный парагенез структур. Этот парагенез можно охарактеризовать как динамически сопряженную триаду: (i) область сбросового срыва (рампы разгрузки), (ii) зона продольного растяжения и скольжения (транспорта) по наклонному детачменту, (iii) область нагнетания, а также развития рамповых складчато-надвиговых структур (см. рис. 10, в).

Подобного типа триады (сброс/срыв – транспорт–нагнетание) установлены и в других частях разреза кайнозой в пределах Адыгейского выступа, в частности, в нижних стратиграфических уровнях майкопской серии. Здесь выражено сочетание литрических сбросов, переходящих вниз по падению в детачменты, на латеральном продолжении которых развиты рамповые структуры нагнетания (см. рис.10, в).

### *Восточно-Кубанская впадина*

Восточно-Кубанская впадина с запада ограничена Каневско-Березанской системой поднятий и Адыгейским выступом, на востоке – Минераловодским выступом и Ставропольским сводом, расположенными на продолжении Транскавказского поперечного поднятия. Впадина протягивается с северо-запада на юго-восток примерно на 250 км, ее ширина достигает 70 км. Глубина Восточно-Кубанской впадины по подошве чехла превышает 6500 м. В строении депрессии участвуют отложения от нижнеюрского до четвертичного возраста.

Отложения верхней юры центральной части Восточно-Кубанской впадины содержат значительные по мощности эвапоритовые толщи, а также контролируемые погребенными приразрывными уступами рифовые постройки и шлейфы их обрушения (обломочные известняки) (рис. 11).

На удалении от склонов Большого Кавказа мощные толщи средней и верхней юры центральной части Восточно-Кубанской впадины срезаны предмеловой поверхностью денудации в бортах этой депрессии (см. рис. 11).

При этом на склонах и в апикальных частях поднятий, обрамляющих Восточно-Кубанскую впадину, значительный размыв испытали образования киммерийского и, иногда, герцинского структурных этажей. Сочетание различных факторов позволяет прогнозировать возможность локализации углеводородов в бортах Восточно-Кубанской впадины в ловушках структурного (антиклинали, флексуры), литологического (рифовые и обломочные известняки, перекрытые экранирующими горизонтами) и стратиграфического (несогласия) типа (см. рис. 11).

На сейсмических разрезах, пересекающих Восточно-Кубанскую впадину, выявлены детачменты в основании сейсмокомплексов, представленных толщами палеоцена и олигоцен-миоцена (майкопская серия). Образование этих детачментов обусловлено соскальзыванием породных масс в северном направлении со склонов Адыгейского выступа и Кавказского орогена. Признаками проявления детачментов, в данном случае, выступают крупные структурно обособленные сейсмокомплексы, выраженные в многократном сдвиге и скупивании объемов породных масс, имеющих сигмоидальные очертания и ограниченных наклонными отражающими поверхностями (см. рис. 11).

Мы рассматриваем такие образования в качестве надвиговых дуплексов, формирование которых обусловлено субслояными срывами и многократным нагромождением пакетов слоев. Характерными свойствами этих структур мы считаем срезание слоев (отражений) пологими разрывами в нижней и верхней части дуплексов, а также развитие антиформных структур (структур нагнетания) в перекрывающих их толщах. Развитие структур нагнетания свидетельствует о том, что надвиговые дуплексы были сформированы после накопления вышележащих осадков. В результате скупивания тектонических пластин в пределах дуплексов над ними были сформированы локальные поднятия – антиформы нагнетания (см. рис. 11, а, фрагмент).

Рассматриваемые структуры скупивания (дуплексы, антиформы) приурочены к высокоградийным участкам уменьшения интенсивности наклона слоистости пород, а также поверхностей их соскальзывания – детачментов.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Известно, что классические краевые (предгорные) прогибы, такие как Предуральский, Предаппалачский, Предальпийский, Предкарпатский и другие) расположены в форланде горно-складчатых сооружений, которые надвинуты в сторону сопредельных платформ [29, 37, 44]. Однако для Большого Кавказа, форландом которого служит южная периферическая часть Восточно-Европейского континента, характерна преимущественно обратная южная вергентность [5].

Предкавказские прогибы имеют отличие в том, что они расположены в тылу Кавказского складчатого пояса. Кроме того, амплитуды их погружения находятся в обратной зависимости от интенсивности воздымания орогена: максимальные амплитуды прогибания отмечены вдоль низкогорных фланговых частей Большого Кавказа, минимальные — приурочены к центральной высокогорной части орогена [9].

Рассмотренные в настоящей работе данные позволяют полагать, что формирование прогибов Западного Предкавказья не было связано с процессами орогения Большого Кавказа, по крайней мере, до плиоцена включительно, что согласуется с материалами, изложенными в [19, 20]. Эти, в существенной мере, новые представления затрагивают вопросы о времени начала воздымания и условиях формирования современного орогена Большого Кавказа и обрамляющих его прогибов.

Установленные нами на сейсмических разрезах восточной части Западно-Кубанского прогиба многочисленные погребенные уступы и связанные с ними клиноформы, можно рассматривать как реликты палеоделът древних речных систем — аккумулятивные структуры, сложенные детритовым материалом, перемещенным седиментационными потоками, ориентированными в направлении с севера на юг, со структур с платформенным стилем строения (с древней Восточно-Европейской и эпигерцинской Скифской платформ) в область широкого шельфа южной окраины Восточно-Европейского континента (см. рис. 9).

Распределение клиноформ в толще осадков кайнозоя, выполняющих Западно-Кубанский прогиб, подтверждает, что седиментационные потоки поступали со стороны Восточно-Европейского континента, по крайней мере, начиная с палеогена и до раннего плиоцена, включительно. При этом в восточной части Западно-Кубанского прогиба установлена миграция палеоделът в южном направлении до предгорий современного орогена

Большого Кавказа, которого вплоть до плиоцена, вполне очевидно, не существовало (рис. 9, а).

Это дополняет и уточняет полученные ранее результаты анализа сейсморазрезов западной части Западно-Кубанского прогиба [19, 36].

Подчеркнем, что в плиоцене приграничная область мелководного и глубоководного шельфа, где шло формирование палео-делът, аккумуляировавших обломочный материал, принесенный с севера (со стороны Восточно-Европейского континента), была максимально приближена к районам северного подножья современного Большого Кавказа. Далее к югу, вероятно, происходила смена этой приграничной области глубоким шельфом и континентальным склоном Восточно-Европейского континента, осадочные комплексы которых перекрывали цоколь будущего орогена Большого Кавказа, но впоследствии были удалены.

Осадочные грубообломочные полимиктовые образования, которые можно сопоставить с типичной орогенной молассой, участвуют в строении только самой верхней части разреза Западного Предкавказья. Они имеют незначительную мощность и содержат литологические и изотопно-геохронологические (U—Pb датировки детритового циркона) признаки поступления обломочного материала из орогена Большого Кавказа [2, 20, 21]. Накопление этих грубообломочных полимиктовых образований началось не ранее эоплейстоцена [21].

Сформулируем ряд положений, которые требуют дальнейшего анализа и обоснований.

- Области, в пределах которых расположены современные западный сегмент орогена Большого Кавказа и прогибы западного Предкавказья, в мезозое и кайнозое вплоть до конца плиоцена представляли собой окраинно-континентальный осадочный бассейн (западная часть Крымско-Кавказского бассейна, по [19]), который был частью мегабассейна Паратетис. В мегабассейне происходила аккумуляция терригенного материала, приносимого со стороны питающих провинций, расположенных в пределах Восточно-Европейского континента и к концу неогена были сформированы многокилометровые толщи верхнемезозойско-кайнозойской части плитного чехла Скифской эпигерцинской молодой платформ.

- Воздымание орогена Большого Кавказа началось не ранее плиоцена, а, возможно, и позже — лишь в начале квартала (2.6–2 млн лет назад (?)). Ороген испытал быстрое воздымание за короткий промежуток времени (2.6–2 млн лет). Перекрывающие его толщи плитного чехла испытали

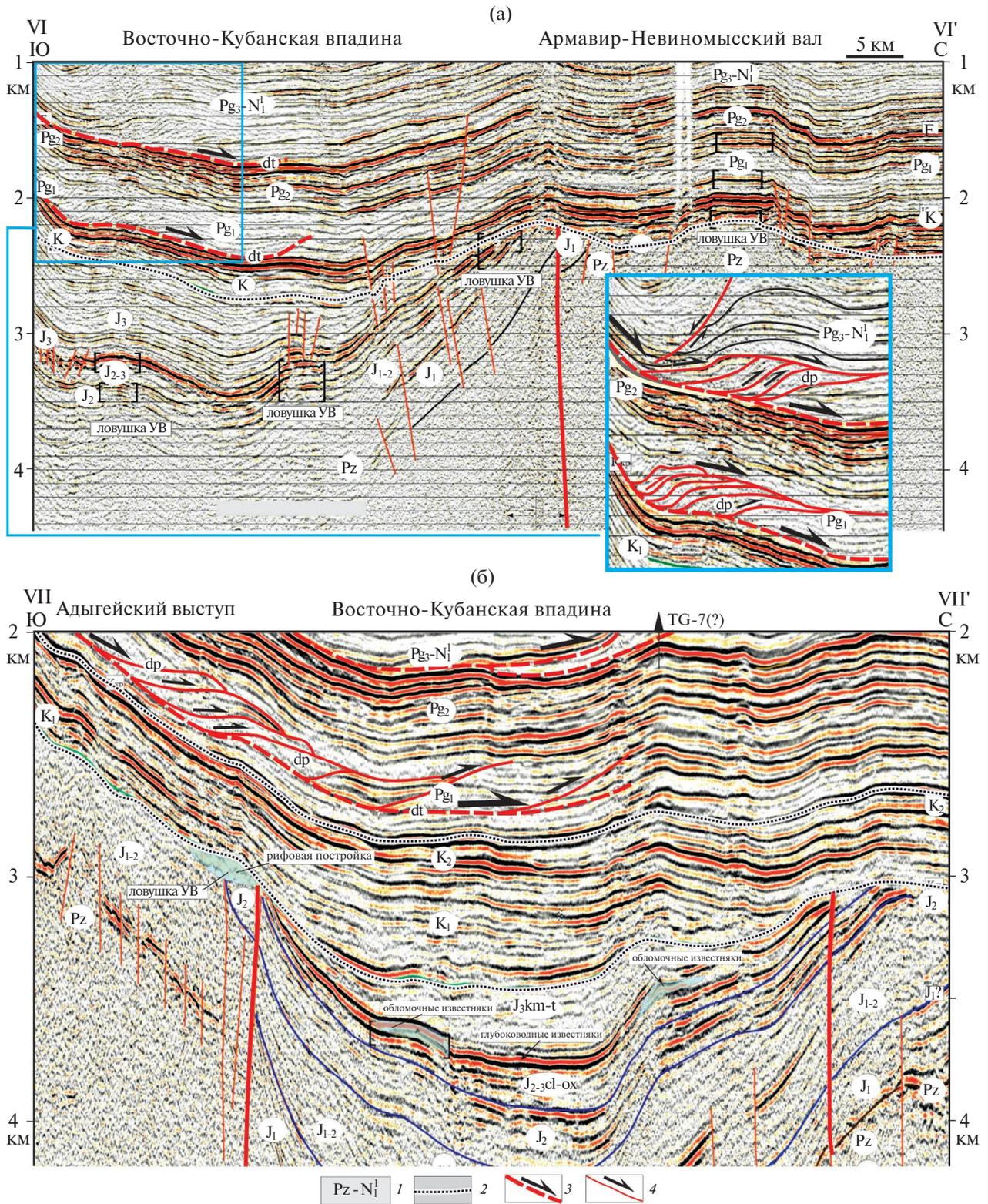


Рис. 11. Сейсмостратиграфические разрезы Восточно-Кубанской впадины по линиям разрезов VI–VI' и VII–VII'.

(a) – разрез VI–VI';

(б) – разрез VII–VII'.

Положение разрезов – см. рис. 1.

Обозначено на схеме: dt – детачменты, dp – дуплексы.

1 – индексы возраста; 2 – границы несогласного залегания; 3 – детачменты; 4 – разломы

быструю денудацию (гипергенную и тектоническую (?) эрозию), в результате чего в осевой зоне орогена в настоящее время экспонированы комплексы гранитно-метаморфического основания Большого Кавказа, продукты размыва которого зафиксированы в четвертичной молассе.

- Продукты разрушения орогена Большого Кавказа в прогибах Западного Предкавказья слагают маломощные толщи орогенной (грубой) молассы четвертичного возраста. Эти образования составляют чрезвычайно малые объемы, которые не сопоставимы с амплитудами поднятия Большого Кавказа и предполагаемыми мощностями (многие километры(?)) толщ, перекрывавших комплекс палеозойского основания этого орогена.

- Высокие скорости роста западного сегмента орогена Большого Кавказа и малые объемы продуктов его разрушения, аккумулированных в Западно-Предкавказском прогибе, представляют собой противоречивый феномен, который невозможно объяснить только фактором гипергенной эрозии Большого Кавказа.

В результате наших исследований были получены новые данные, отчасти подтверждающие и расширяющие содержание предлагаемых положений. В частности, есть основания полагать, что комплексы плитного чехла, предположительно, перекрывавшие Большой Кавказ до начала квартала, испытали не только гипергенную денудацию, но и тектоно-гравитационное соскальзывание горных масс со склонов растущего орогена Большого Кавказа. Нами установлено широкое распространение detachментов в основании и внутри разреза альпийского чехла Скифской плиты на северном склоне Большого Кавказа и в южной части прогибов Западного Предкавказья.

Результаты полевых геолого-структурных исследований в северной части Адыгейского сегмента Большого Кавказа (горная часть бассейна р. Белая) показали, что формирование структурных парагенезов, связанных с развитием detachментов, было обусловлено процессами соскальзывания пакетов слоев чехла преимущественно в северном направлении – вниз по склону северного моноклиального крыла Большекавказского орогена (см. рис. 7, группа 2).

Detachменты и связанные с ними парагенезы структур были выявлены непосредственными наблюдениями в разрезах чехла, экспонированных на современной дневной поверхности, а также в их глубоко погруженных частях, представленных на изученных сейсмических профилях. Мож-

но отметить высокую степень подобия структур в отношении их морфологии и принципов пространственной организации, наблюдаемых:

- в обнажениях (см. рис. 5, б; см. рис. 6, см. рис. 8);

- на сейсмопрофилях (см. рис. 9, см. рис. 10, см. рис. 11).

В обоих случаях видна структурная дисгармония пакетов слоев, разделенных detachментами. Многочисленные разноранговые оперяющие структуры сопровождают зоны субслоистых detachментов. Это синтетические сбросы и склоны Риделя, реже, антитетические нарушения со взбросовой и сбросовой кинематикой. Компрессионные и декомпрессионные рамповые уступы, сопровождающие их структуры сжатия (рамповые складки, надвиговые дуплексы) и растяжения, установлены прямыми наблюдениями и при интерпретации сейсмопрофилей. Полевыми наблюдениями вдоль зон detachментов зафиксированы асимметричные складки и небольшие надвиги, структуры домино и зоны разлинзования, которые также установлены в сейсмических образах.

Выполненный нами анализ сейсмостратиграфических разрезов южной части Западного Предкавказья показал широкое развитие detachментов в структуре прогибов, обрамляющих современный ороген Большого Кавказа. Как правило, detachменты приурочены к границам толщ с различными реологическими свойствами и участкам значительного наклона слоистости осадочных комплексов на северном борту современного орогена Большого Кавказа и, реже, погребенных поднятий. Установлены разнообразные структуры, связанные с процессами скольжения вдоль detachментов: асимметричные складки и небольшие надвиги, структуры домино и зоны разлинзования (см. рис. 9, см. рис. 10, см. рис. 11).

Вдоль рамповых уступов detachментов попутных скольжению развиты структуры локальной декомпрессии (сбросы, синклинали проседания). Вдоль рампов, препятствующих смещениям, локализованы складчато-надвиговые компрессионные структуры (рамповые складки, надвиговые дуплексы) (см. рис. 10, б, в; см. рис. 11).

Сопряженное развитие тех и других структур в ряде случаев приводит к развитию своеобразных ячеек латерального транспорта горных масс. В строении таких ячеек участвует динамически сопряженная триада структурных ансамблей (рис. 12):

- область динамической разгрузки и развития сбросовых срывов (декомпрессионный рамп);

- зона разлинзования и скольжения (транспорта) по наклонному детачменту;
- область нагнетания и формирования рамповых складок, надвигов и надвиговых дуплексов (компрессионный рамп), компенсирующих перемещения по детачменту.

Все структуры, сформированные в таких ячейках, представляют собой компенсационный структурный парагенез, который отражает отдельные компоненты деформации: перемещение и/или скольжение и компенсирующие его компоненты деформации растяжения и сжатия.

Отметим разноранговый характер организации ячеек латерально транспорта геомасс, развитых вдоль детачментов. Они имеют протяженность от нескольких десятков метров до нескольких (10–15) километров (см. рис. 8, см. рис. 9, см. рис. 10, см. рис. 11).

Латеральные ряды таких малых ячеек составляют единую систему (ячейку первого порядка), связанную с соскальзыванием толщ чехла со склонов орогена Большого Кавказа и их компенсационным скучиванием/нагнетанием в центральных частях прогибов, обрамляющих это современное горное сооружение.

Динамические ячейки латерального транспорта интересны и в практическом отношении. Детачменты, в пределах которых породы подвержены интенсивной деформации и дезинтеграции, могут представлять собой зоны благоприятные для активизации процессов миграции углеводородов.

Существование в пределах рассматриваемых ячеек сегментов относительно повышенной компрессии и декомпрессии является фактором, контролирующим создание вторичной пористости в зонах тектонической дезинтеграции пород, а также перераспределение (миграцию) углеводородов в декомпрессионный сектор. Миграции углеводородов также гидродинамически благоприятствует направление восстания зон детачментов и дезинтеграции (см. рис. 12).

При наличии перекрывающего экранирующего горизонта (флюидоупора) в области декомпрессионного рампа можно ожидать формирование ловушек для углеводородов. Формирование структурных ловушек также возможно в замках рамповых складок, расположенных над компрессионными дуплексами и рампами, в области которых в результате динамической нагрузки происходит выдавливание углеводородов (см. рис. 12).

Своеобразный ансамбль структур установлен в связи с развитием детачментов в бортах За-

падно-Кубанского прогиба. В данном случае – встречное соскальзывание пластичных преимущественно глинистых пород майкопской серии вдоль детачментов привело к скучиванию и многократному увеличению их объема в осевой части прогиба (см. рис. 9).

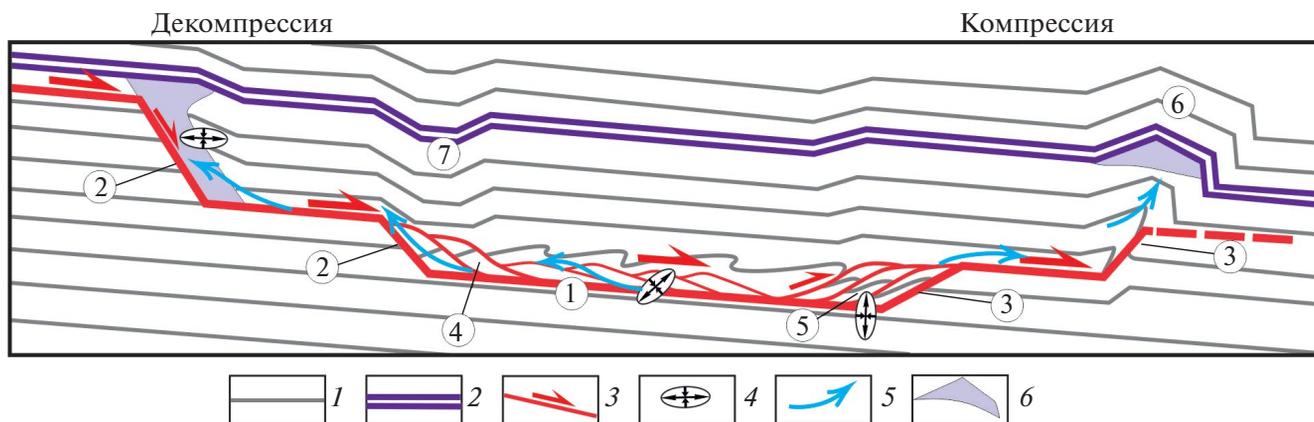
В областях сшивания противонаправленных детачментов в результате встречных перемещений геомасс установлены складки нагнетания (см. рис. 9, б).

Над такими зонами нагнетания развиты факелообразные структуры, которые могут представлять собой либо обводненные глиняные диапиры, либо зоны высокой проницаемости и миграции углеводородов. В любом из этих случаев можно полагать, что формирование и диапиров, и потоков углеводородов могло быть обусловлено процессами выдавливания масс из области высокой динамической нагрузки, в которой сформированы складки нагнетания.

В рассмотренных сечениях Западно-Кубанского прогиба ярко выраженных признаков глиняного диапиризма в толщах, перекрывающих майкопскую серию, и на дневной поверхности не отмечено. Можно полагать, что диапиризм в восточной части Западно-Кубанского прогиба испытывает начальные стадии развития. Вполне вероятно, что глиняные диапиры Западно-Кубанского прогиба, развитые вдоль западной части Анастасиевско-Краснодарской антиклинальной зоны, также динамически связаны с явлениями нагнетания майкопских глин в результате их встречного соскальзывания с противоположных бортов прогиба.

Существуют представления о том, что Анастасиевско-Краснодарская антиклинальная зона начала свое формирование в сармате и ее конседиментационное развитие шло до плейстоцена [28]. В соответствии с нашими представлениями, признаки конседиментационного развития этой структуры (локальные несогласия, выклинивание отдельных горизонтов) пока не являются строго доказанными. Подобные соотношения осадочных толщ могут возникнуть в результате гидродинамического прорыва водонасыщенных пластичных глин к поверхности, что приводит к формированию сорванных контактов, разрывов и зон дробления, а также структур сползания осадков в бортах диапировых поднятий.

Учитывая, что большинство диапировых антиклиналей Анастасиевско-Краснодарской антиклинальной зоны хорошо выражены в современном рельефе и нарушают нормальное залегание четвертичных отложений, мы полагаем,



**Рис. 12.** Графическая модель строения структурной триады “декомпрессионный рамп–зона транспорта–компрессионный рамп” и возможные способы перераспределения и локализации углеводородов.

Обозначено (цифры в кружочках): 1 – детачмент; 2 – декомпрессионный рамп; 3 – компрессионный рамп; 4 – дуплексы растяжения; 5 – дуплексы сжатия; 6 – рамповые складки; 7 – надрамповая синклиральная проседания.

1 – слои; 2 – экранирующий горизонт; 3 – разрывы; 4 – ориентировка осей сжатия и растяжения; 5 – предполагаемые пути миграции углеводородов; 6 – потенциальные структурные ловушки для углеводородов

что активное развитие этой структуры стартовало только в квартере. Косвенно можно допустить, что и развитие детачментов, обусловивших нагнетание масс в основании этой бескорневой антиклинальной зоны произошло не ранее четвертичного времени.

На основании результатов выполненных нами тектонофизических исследований установлены две группы структурных парагенезов, развитых в толщах альпийского чехла. Третья группа имеет обособленные динамические параметры по отношению к структурам, связанным с формированием детачментов. Тектонические нарушения этой группы были сформированы в условиях сбросового, сдвига-сбросового и сдвигового режимов деформаций (см. рис. 7, группа 3).

Ориентировка оси сжатия варьирует от субвертикальной до субгоризонтальной позиции субмеридионального направления. При этом субгоризонтальная ось растяжения имеет субширотную (западно-восточную, запад–юго-западную – восток–северо-восточную, запад–северо-западную – восток–юго-восточную) ориентировку.

В настоящее время на основе сейсмологических и тектонофизических данных установлено, что главное позднеальпийское и современное поля напряжений Центрального и Западного Кавказа характеризуются преимущественно условиями меридионального сжатия и широтного растяжения [39, 42]. Обстановке горизонтального растяжения со сдвигом соответствует механизм Пшехского земле-

трясения 2004 года с магнитудой  $M=4.5$ , произошедшего в Адыгейском секторе Большого Кавказа [6].

Это позволяет полагать, что выявленный нами структурный парагенез (группа 3) характеризует проявления новейших деформаций, связанных с незначительным поперечным сжатием (сокращением) и продольным растяжением рассмотренной краевой части орогена Большого Кавказа. При этом, вероятно, большое значение имели перемещения вдоль сдвиговых нарушений транскавказского (запад–северо-запад, восток–северо-восток, северо-восток) направления.

Развитие детачментов в северной части Адыгейского сегмента Большого Кавказа происходило в условиях взбросо-сбросового режима деформаций при наклонном положении осей сжатия и растяжения, расположенных приблизительно в одной плоскости с векторами перемещений. При этом оси сжатия ориентированы под большими углами ( $60^\circ-70^\circ$ ), а оси растяжения образуют малые углы ( $20^\circ-30^\circ$ ) с горизонтальной плоскостью (см. рис. 7, группа 2).

Такие кинематические и динамические параметры свидетельствуют об условиях вертикально-косого сплющивания и преобладающего субгоризонтального растяжения. Наиболее вероятной причиной этой динамической обстановки является взаимодействие двух взаимосвязанных процессов: вертикальное поднятие орогена Большого Кавказа, обусловленное эндогенными (тектоническими) причинами, и гравитационное соскальзывание геомасс со склонов этого горного сооружения.

Наиболее вероятным механизмом формирования detachментов Западного Предкавказья служит механизм тектоно-гравитационного соскальзывания толщ осадочного чехла со склонов растущего орогена Большого Кавказа. Такого рода явления широко развиты в обрамлении многих орогенных сооружений, которые принято рассматривать в рамках тонкокожеей тектоники, т.е. тектоники сорванного со своего структурного основания чехла [44, 58]. Действующими механизмами в этом случае являются эндогенные (тектонические [51, 61, 64]) и гравитационные факторы, обуславливающие постколлизийное растяжение и коллапс орогенного поднятия [52, 53].

Мы полагаем, что комплексы плитного чехла, которые до конца неогена перекрывали область, соответствующую современному горному сооружению Большого Кавказа, в четвертичное время испытали не только денудацию, но и тектоническую эрозию за счет гравитационного соскальзывания со склонов растущего орогена Большого Кавказа. Эти процессы, очевидно, являются одной из форм проявления новейшей орогении Большого Кавказа и, возможно, совместно с гипергенными процессами привели к эрозионно-тектонической эксгумации нижних элементов разреза и комплексов гранитно-метаморфического основания Кавказского орогена.

## ВЫВОДЫ

В результате проведенного исследования авторы пришли к следующим выводам.

1. В пределах Западно-Кубанского прогиба широко развиты клиноформы, представляющие собой палеодельты выноса терригенного материала со стороны Скифской плиты и Восточно-Европейской платформы в область широкого шельфа Восточного Паратетиса. Распределение клиноформ в разрезе позволяет полагать, что юго-направленные седиментационные потоки существовали вплоть до позднего плиоцена, включительно.

2. Формирование современного орогена Большого Кавказа и грубых молассовых отложений, связанных с разрушением этого поднятия, началось не ранее конца плиоцена, вероятно, в эпоху стоцены.

3. В строении Адыгейского сектора северного склона Большого Кавказа и южной части Западно-Кубанского прогиба широко развиты тектоно-гравитационные detachменты, представляющие собой одну из форм проявления новейшей орогении Большого Кавказа.

4. Развитие detachментов в северной части Адыгейского сегмента Большого Кавказа происходило в условиях взбросо-сбросового режима деформаций в обстановке вертикально-косого сжатия и преобладающего субгоризонтального растяжения.

5. Тектоно-гравитационные detachменты сформированы при взаимодействии двух факторов: вертикального поднятия орогена Большого Кавказа, обусловленного эндогенными (тектоническими) причинами, и гравитационного соскальзывания геомасс со склонов этого горного сооружения.

**Благодарности.** Авторы выражают глубокую признательность рецензенту Ю.Л. Ребецкому (ИФЗ РАН, г. Москва, Россия), анонимным рецензентам и членам редколлегии журнала “Геотектоника” за ценные критические замечания и советы, улучшившие статью. Авторы благодарны редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

**Финансирование.** Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-00252. <https://rscf.ru/project/24-27-00252/>

**Конфликт интересов.** Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архангельский А.Д.* Условия образования нефти на Северном Кавказе. – М.-Л.: Науч.-изд. бюро СНП, 1927. 186 с.
2. *Белуженко Е.В., Волкодав И.Г., Деркачева М.Г., Корсаков С.Г., Соколов В.В., Черных В.И.* Оligоценовые и неогеновые отложения долины реки Белой (Адыгея). – Майкоп: АдыгГУ, 2007. 110 с.
3. *Белуженко Е.В.* Стратиграфия средне-верхнемиоценовых и плиоценовых отложений междуречья Псекупс – Белая (Северо-Западный Кавказ). – Ст. 1. – Средний миоцен // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2002 а. Т. 77. Вып. 1. С. 47–59.
4. *Белуженко Е.В.* Стратиграфия средне-верхнемиоценовых и плиоценовых отложений междуречья Псекупс–Белая (Северо-западный Кавказ). – Ст. 2. – Верхний миоцен–плиоцен // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2002 б. Т. 78. Вып. 2. С. 51–61.
5. *Большой Кавказ в альпийскую эпоху.* – Под ред. Ю.Г. Леонова – М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
6. *Габсатарова И.П.* Пшехское землетрясение 15 ноября 2004 года с  $M_w=4.5$ ,  $I_0^p=5-6$  (Краснодарский край). – В кн.: *Землетрясения Северной Евразии, 2004 год.* – Обнинск: ГС РАН, 2010. С. 386–394.
7. *Жижченко Б.П.* Методы стратиграфических исследований в нефтегазоносных областях. – М.: Недра, 1969. 295 с.

8. *Исаев В.М., Гаджиев Т.И., Али-Заде С.А., Кенгерли Т.Н.* Тектонические покровы и олистостромовые комплексы Юго-Восточного Кавказа // Геотектоника. 1981. № 1. С. 70–84.
9. *Клавдиева Н.В.* Тектоническое погружение кавказских краевых прогибов в кайнозое. – Дис. ... к.г.-м.н. – М.: МГУ, 2007. 263 с.
10. *Книппер А.Л.* Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: Характер, проявления, последствия и возможные причины // Геотектоника. 1985. № 2. С. 3–15.
11. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. – М.: ГЕОС, 2006. 332 с.
12. *Колодяжный С.Ю., Махиня Е.И., Шалаева Е.А., Данцова К.И.* Особенности позднеальпийской тектоники Адыгейского сектора Большого Кавказа. – В кн.: *Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы - 2024.* – Мат-лы LV Тектон. совещ. 29 янв.-3 февр. 2024. – М.: ГЕОС. 2024. Т.1. С. 202–206.
13. *Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизиином поясе. – Под ред. Ю. Г. Леонова – М.: Научный Мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 506).
14. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. – Под ред. Ю.Г. Леонова – М.: Наука, 2005. 340 с.
15. *Копп М.Л., Шерба И.Г.* История позднеальпийского развития Восточного Кавказа // Геотектоника. 1985. №6. С. 94–108.
16. *Копп М.Л., Шерба И.Г.* Кавказский бассейн в палеогене // Геотектоника. 1998. № 2. С. 29–50.
17. *Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Белуженко Е.В., Черных В.И., Тузилов Г.Р., Греков И.И., Токарев В.Н., Деркачева М.Г., Соколов В.В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. – Изд. 2-е. – Серия Кавказская. – Лист L-37-XXXV. – Майкоп. – Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ. 2004. 301 с.
18. *Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Горбова С.М. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. – Изд. 2-е. – Серия Кавказская. – Лист L-37-XXXIV. – Туапсе. – Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2002, 184 с.
19. *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Данцова К.И., Федюкин И.В., Латышева И.В., Шаццло А.В., Маслова О.А., Полина С.Д.* К вопросу о тектонической природе Западно-Кубанского прогиба // Нефтяное хозяйство. 2023. №9. С. 78–84. Doi: 10.24887/0028-2448-2023-9-78-84
20. *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Данцова К.И., Федюкин И.В., Латышева И.В., Шаццло А.В., Маслова О.А., Полина С.Д.* Характеристика осадочных толщ Индоло-Кубанского прогиба по результатам U–Pb датирования зерен детритового циркона // Недр Поволжья и Прикаспия. 2024а. №1. С. 4–15. Doi:10.24412/1997-8316-2024-113-4-15.
21. *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццло А.В., Латышева И.В., Федюкин И.В., Новикова А.С., Маслова О.А., Данцова К.И., Драздова А.В., Дубенский А.С., Ерофеева К.Г., Шежуков В.С.* Возрасты детритового циркона из песков белореченской свиты (западное Предкавказье): предварительные выводы о ее возрасте и о времени начала образования новейшего орогена Большого Кавказа. – В кн.: *Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы.* – Мат-лы LV Тектон. совещ. 29 янв.-3 февр. 2024. – М.: ГЕОС. 2024б. Т.1. С. 244–249.
22. *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В.* Пери-Гондванские блоки в структуре южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2021. №4. С. 3–40. Doi: 10.31857/S0016853X2104010X
23. *Леонов М.Г.* Дикий флиш Альпийской области. – Под ред. А.В. Пейве – М.: Наука, 1975. 149 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 199).
24. *Летавин А.И., Орел В.Е., Чернышев С.М. и др.* Тектоника и нефтегазоносность Северного Кавказа. – Под ред. Н.А. Крылов – М.: Недра, 1987. 95 с.
25. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. – М.: Недра, 1968. 482 с.
26. *Милановский Е.Е., Хайн В.Е.* Геологическое строение Кавказа. – Под ред. А.А. Богданова, М.В. Муратова, Н.С. Шатского – М.: МГУ, 1963. 357 с.
27. *Моллаев З.Х., Доценко В.В., Бачаева Т.Х.* Концепции формирования Западно-Кубанского краевого прогиба. – В сб.: *Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа.* – Под ред. А.О. Глико, И.А. Керимова – М.: ИИЕТ РАН, 2020. Т. X. Ч. 1. С. 179–186.
28. *Моллаев З.Х., Доценко В.В., Бачаева Т.Х.* Строение и формирование структуры Западно-Кубанского краевого прогиба. – В сб.: *Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа.* – Под ред. А.О. Глико, И.А. Керимова – М.: ИИЕТ РАН, 2020. Т. X. Ч.1. С. 187–199.
29. *Муратов М.В.* Типы впадин осадочного чехла древних платформ // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 47. Вып. 5. С. 61–71.
30. *Никишин А.М., Ершов А.В., Никишин В.А.* Геологическая история Западного Кавказа и сопряженных краевых прогибов на основе анализа регионального сбалансированного разреза // ДАН. 2010. Т. 430. № 4. С. 515–517.
31. *Орел В.Е., Распов Ю.В., Скрипкин А.П. и др.* Геология и нефтегазоносность Предкавказья. – Под ред. В.Е. Орла. – М.: ГЕОС, 2001. 299 с.
32. *Патина И.С., Ленов Ю.Г., Волож Ю.А., Копп М.Л., Антипов М.П.* Крымско-Копетдагская зона концентрированных орогенических деформаций как трансрегиональный позднеколлизиионный правый сдвиг // Геотектоника, 2017. № 4. С. 17–30.
33. *Полина С.Д., Данцова К.И., Файзуллин Г.И.* Актуальные проблемы и вопросы тектоники, геологии и нефтегазоносности северо-западного Кавказа // Изв. ОшТГУ. 2023. №2-1. С. 269–276.

34. Попков В.И., Бондаренко Н.А. Тектоника орогенных сооружений Северо-Западного Кавказа. – В сб.: *Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики*. – Мат-лы ХLI Тектон. совещ. 29 янв.-1 февр. 2008 г. – М.: ГЕОС, 2008. Т.2. С. 125–130.
35. Попов С.В., Антипов М.П., Застрожных А.С., Курина Е.Е., Пинчук Т.Н. Колебания уровня моря на северном шельфе восточного Паратетиса в олигоцене–неогене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 2. С. 99–124.
36. Постникова И.С., Патина И.С., Горкин Г.М. Строения и формирования эрозийной структуры верхнемиоценовых отложений западного Предкавказья // Литология и полезные ископаемые. 2024. №5. С. 517–525. Doi: 10.1134/S0024490224700676.
37. Пуцаровский Ю.М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. – Под ред. Н.П. Хераскова – М.: Наука, 1959. 155с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып.28).
38. Ребецкий Ю.Л. Современное напряженное состояние коры Кавказа по данным 507 объединенного каталога механизмов очагов землетрясений // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. №1. С. 17–29.
39. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы. – Отв. ред. Ю.Г. Леонов – М.: ГЕОС, 2017. 225 с.
40. Сим Л.А., Маринин А.В. Методы полевой тектонофизики по определению палеонапряжений. – В кн.: *Современная тектонофизика. Методы и результаты*. – Под ред. Ю.Л. Ребецкого – М.: ИФЗ. 2015. Т. 2. С. 47–76.
41. Столяров А.С. Палеогеография Предкавказья, Волго-Дона и Южного Мангышлака в позднем эоцене и раннем олигоцене // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т.6. Вып.4. С.64–80.
42. Тверитинова Т.Ю., Маринин А.В., Бондарь И.В. Особенности строения Пшехско-Адлерской флексуно-разрывной зоны Большого Кавказа по данным структурных исследований // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2024. № 2. С. 32–44.
43. *Тектоника Европы и смежных областей. – Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды. – Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы и смежных областей масштаба 1:2 500 000* – М.: Недра, 1978. Изд. 2-ое. 588 с.
44. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. – М.: Наука, 2001.604 с.
45. Холодов В.Н., Недумов Р.И. К проблеме существования Кавказской суши в олигоцен-миоценовое время // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т 4. № 2. С. 80–91.
46. Шарафутдинов В.Ф. Геологическое строение и закономерности развития майкопских отложений северо-восточного Кавказа в связи с нефтегазоносностью. – Автореф. дис. ... д.г.-м.н. – М.: МГУ, 2003. 46 с.
47. Шемпелев А.Г., Пруцкий Н.И., Фельдман И.С., Кухмазов С.У. Геолого-геофизическая модель по профилю Туапсе-Армавир. – В сб.: *Тектоника неогена: общие и региональные аспекты*. – Мат-лы XXXIV-го Тектон. совещ. 30 янв.-3 февр. 2001 г. – М.: ГЕОС, 2001. Т.2. С. 316–320.
48. Щерба И.Г. Этапы и фазы кайнозойского развития Альпийской области. – Под ред. Ю. Г. Леонова – М.: Наука, 1993. 228 с.
49. Adamia S., Zakariadze G., Chkhotua T., Sadradze N., Tsereteli N., Chabukiani A., Gventsadze A. 2011. Geology of the Caucasus: A review // Turkish J. Earth Sci. Vol.20. P. 489–544.
50. Avdeev B., Niemi N.A. Rapid Pliocene exhumation of the central Greater Caucasus constrained by low-temperature thermochronometry // Tectonics. 2011. Vol.30. P.1–16.
51. Davies J.H., Blanckenburg F. Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps // Tectonics. 1995. Vol. 14. No. 1. P. 120–131.
52. Dewey J.F. Extensional collapse of orogens // Tectonics. 1988. Vol. 7. P. 1123–1139.
53. Frisch W., Dunkl I., Kuhlemann J. Post-collisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps // Tectonophysics. 2000. Vol. 327. P. 239–265. Doi:10.1016/S0040-1951(00)00204-3
54. Gamkrelidze I., Shengelia D., Chichinadze G., Lee Y.-H., Okrostsvaridze A., Beridze G., Vardanashvili K. U–Pb LA-ICP-MS dating of zoned zircons from the Greater Caucasus pre-Alpine crystalline basement: Evidence for Cadomian to Late Variscan evolution // Geologica Carpathica. 2020. Vol.71. No.3. P.249–263. Doi: org/10.31577/GeolCarp.71.3.4
55. Hanmer S., Passchier C. Shear-sense indicators: A review. – (Geol. Surv. Canada. 1991. Pap. 90-17), 72 p. Doi: 10.4095/132454
56. Marrett R. A., Allmendinger R. W. Kinematic analysis of fault-slip data // J. Struct. Geol. 1990. Vol. 12. No 8. P. 973–986.
57. Palcu D.V., Lazarev S., Krijgsman W., Patina I.S., Şandric I.Ţ., Vasiliev I., Stoica M. Late Mocene Megalake regressions in Eurasia // Sci. Rep. 2021. Vol. 11. No.1. Art.11471. Doi: 10.1038/s41598-021-91001-z
58. Pfiffner O.A. Thick-Skinned and Thin-Skinned Tectonics: A Global Perspective // Geosciences. 2017. Vol.7. No. 3. 71. Doi: 10.3390/geosciences7030071
59. Ramsay J.G., Huber M.I. The Techniques of Modern Structural Geology. – In: *Folds and Fractures*. – (Acad. Press, London–NY. 1987. Vol. 2), 392 p.
60. Somin M. 2011. Pre-Jurassic basement of the Greater Caucasus: Brief overview // Turkish J. Earth Sci. Vol. 20. P. 545–610. Doi: https://doi.org/10.3906/yer-1008-6
61. Trifonov V., Sokolov S. Late Cenozoic tectonic uplift producing mountain building in comparison with mantle structure in the Alpine-Himalayan belt // Int. J. Geosci. 2014. Vol.5. No.5. P.497–518.
62. van Baak C.G.C., Krijgsman W., Grothe A., Hoyle T.M., Magyar I., Sztanó O., Golovina L.A., Patina I.S., Radionova E.P., Mandić O., Popov S.V., Stoica M., Vasiliev I. Paratethys response to the Messinian salinity crisis // Earth-Sci. Rev. 2017. Vol. 172. P. 193–223. Doi: 10.1016/j.earscirev.2017.07.015

63. Vincent S.J., Morton A.C., Carter A., Gibbs S., Barabade T.G. Oligocene uplift of the Western Greater Caucasus; an effect of initial Arabia-Eurasia collision // Terra Nova. 2007. Vol.19. P. 160–166.
64. Zor E. Tomographic evidence of slab detachment beneath eastern Turkey and the Caucasus // Geophys. J. Int. 2008. Vol.175. P.1273–1282. Doi: [http:// dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03946.x](http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03946.x)

## Tectono-Gravitational Detachments in the Alpine Cover of the Northern Slope of the Greater Caucasus and Western Pre-Caucasus Basin (Adygean Segment)

S. Yu. Kolodyazhny<sup>a</sup>, N. B. Kuznetsov<sup>a, \*</sup>, E. I. Makhinya<sup>a</sup>, E. A. Shalaeva<sup>a</sup>, K. I. Dantsova<sup>a, c</sup>,  
T. V. Romanyuk<sup>b</sup>, M. P. Antipov<sup>a</sup>, G. E. Parfenov<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Geological Institute of the RAS, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS, bld. 10, B. Gruzinskaya St., 123242 Moscow, Russia*

<sup>c</sup>*Gubkin Russian State University of Oil and Gas (National Research University),  
bld. 65, Leninsky Prosp., 119991 Moscow, Russia*

The Adyg segment embraces the transition zone between the Central and Western segments of the Greater Caucasus. It is located within the western part of the Laba-Malka monoclinial zone (Northern slope of the Greater Caucasus). To the north of this area the Western Kuban and Eastern Kuban basins are situated. They are separated by the Adyg uplift and form the southern part of the Western Pre-Caucasus basins. We have carried out geological and structural studies of the lower part of the Alpine cover (Middle-Upper Jurassic) within the Adyg segment and deciphered seismic profiles of the Mesozoic–Cenozoic strata in the Western Pre-Caucasian basins. It was identified that tectono-gravitational detachments are widely developed within the Adyg segment in the northern slope of the Greater Caucasus and in the southern part of the Pre-Caucasus basins. They occurred as a result of sliding of the sedimentary layers mainly in the north direction – down the slope of the Greater Caucasus orogen. Our tectonophysical studies have shown that the development of detachments took place in the conditions of reverse and normal faults due to vertical-oblique flattening and predominantly sub-horizontal stretching. We concluded that tectono-gravitational detachments were formed by the interaction of vertical uplift of the Greater Caucasus orogen, caused by endogenous (tectonic) reasons, and gravitational slip of geomasses from the slopes of this orogen.

Analysis of seismic sections crossing the Western Pre-Caucasian basins has shown the widespread development of clinofolds, which are paleo-deltas of terrigenous material brought from the Scythian plate and the East European platform. The distribution of clinofolds in Cenozoic strata of the Pre-Caucasus basins allows us to assume that south-directed sedimentary flows existed from the Paleocene to the Late Pliocene. We consider that formation of the modern Greater Caucasus orogen and accompanying the coarse molasses began at the end of the Pliocene, probably in the Eopleistocene.

The formation of tectono-gravitational detachments, which is one of the forms of manifestation of the latest orogeny of the Greater Caucasus developed asymmetric folds, small thrusts, domino structures, faults, ramp folds, and thrust duplexes. Along the detachments there are ramp structures of local tension and compression, which form multi-sized cells of lateral transport of rocks. These cells are favorable for activation of hydrocarbon migration, redistribution and localization processes.

*Keywords:* geodynamics, tectonophysics, detachments, ramp structures, Greater Caucasus, Western-Pre-Caucasus basin

УДК 551.732+552.31+550.93

## КЕМБРИЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ТОЛЩИ СИСТИГХЕМСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ТУВА): РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ, ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ<sup>1</sup>

© 2024 г. С. И. Школьник<sup>1, 2, \*</sup>, Е. Ф. Летникова<sup>2</sup>, К. К. Колесов<sup>2</sup>, А. В. Иванов<sup>2</sup>,  
Д. Д. Булгакова<sup>2</sup>, Н. В. Брянский<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, д. 128, Лермонтова ул., 664033 Иркутск, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
д. 3, просп. Академика Коптюга, 630090 Новосибирск, Россия

\*e-mail: sink@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 15.04.2024 г.

После доработки 26.06.2024 г.

После повторной доработки 15.08.2024 г.

Принята в печать 11.09.2024 г.

В статье приведены новые полученные результаты изотопно-геохимических (Sm–Nd, Rb–Sr) и геохронологических (U–Pb LA-ICP-MS) исследований кембрийских вулканогенно-осадочных толщ (терекская и эжимская свиты) Систигхемского террейна (Центральная Тува). Установлено, что происхождение первичных базальтовых магм терекской и эжимской свит связано с частичным плавлением мантийного источника (типа OIB), метасоматически проработанного процессами, связанными с контаминацией при подплавлении дегидратированого слэба. Их формирование происходило в бассейнах рифтогенного типа, маркирующих процессы растяжения в тыловой части аккреционного комплекса с корой переходного типа на фоне субдукции под комплекс коры Палеоазиатского океана.

Формирование вулканогенно-осадочных толщ терекской и эжимской свит происходило одновременно в интервале 512–510 млн лет. Близкие изотопно-геохимические характеристики состава вулканогенных пород исследованных свит ( $\epsilon_{Nd}(510) = +3.9$  до  $-0.45$  и  $\epsilon_{Nd}(510) = +4.5$  до  $-0.23$ ) и время их формирования указывают на то, что они являются единой толщей, которая в процессе складчатости была разделена на фрагменты, деформированные и смещенные друг относительно друга горизонтальными движениями в ходе проявленных аккреционно-коллизийных событий. На современном эрозионном срезе они представлены серией совмещенных тектонических пластин в разной степени измененными, надвинутыми друг на друга и на докембрийский континентальный блок.

**Ключевые слова:** Центрально-Азиатский складчатый пояс, Систигхемский террейн, Центральная Тува, кембрий, вулканогенно-осадочные толщи, изотопно-геохимический состав, U–Pb геохронология, тектоническая модель

DOI: 10.31857/S0016853X24060033, EDN: RWKWGD

### ВВЕДЕНИЕ

Тувинско-Монгольская (или Кузнецко-Тувинская) островодужная система, существовавшая в Палеоазиатском океане в венде–кембрии является частью сложного тектонического ансамбля Тувинского фрагмента Центрально-Азиатского подвижного пояса [1, 8]. Эта структура, располагающаяся к северо-западу от одной из крупных докембрийских структур в восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) – Тувинско-Монгольского микроконтинента, протя-

гивается на значительное расстояние от Озерной зоны Монголии до Салаира [1, 20] (рис. 1).

В развитии Тувинско-Монгольской (далее по тексту под названием – Кузнецко-Тувинская) островодужной системы принято выделять два этапа [1]:

- венд–нижнекембрийский раннеостроводужный;
- кембрийский позднеостроводужный.

К раннеостроводужному относится Таннуольско-Хамсаринский сегмент [1, 5]. В состав этого сегмента входят террейны, формирование толщ которых происходило в обстановках островных дуг, задуговых и преддуговых бассейнов [18]. По крайнему восточному фрагменту этой системы –

<sup>1</sup> Дополнительные материалы доступны по DOI: 10.31857/S0016853X24060033 статьи для авторизованных пользователей.

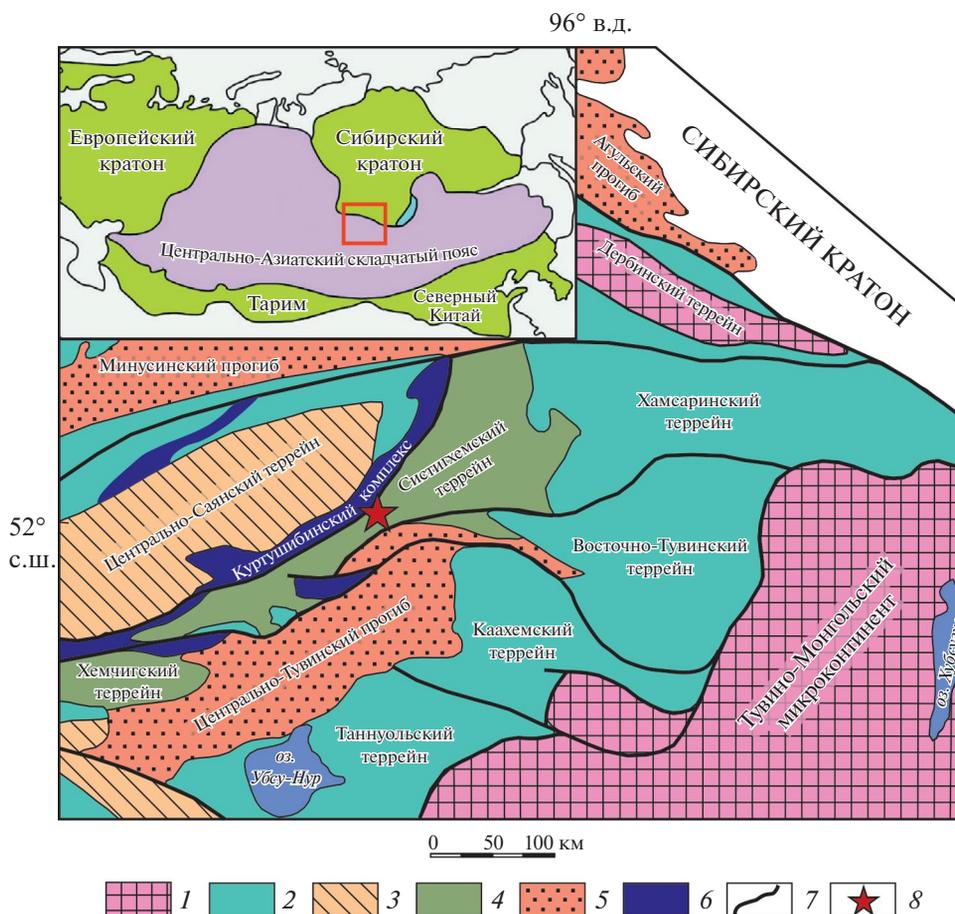


Рис. 1. Карта-схема террейнов восточной части Алтае-Саянской складчатой области (по данным [15, 18, 20]).

1–3 – террейны: 1 – кратонные, 2 – островодужные, 3 – турбидитовые;  
 4–6 – комплексы: 4 – раннепалеозойских бассейнов, 5 – позднепалеозойских бассейнов, 6 – офиолитовые;  
 7 – разломные нарушения; 8 – регион исследования

Хамсаринскому террейну, в последние годы получены новые данные, показывающие основные этапы его тектонической эволюции [25, 44]. Западнее Хамсаринского располагается Хемчикско-Систигхемский террейн, который разделяется на Хемчикскую и Систигхемскую зоны (или террейны) (см. рис. 1).

Средне-позднекембрийские вулканогенно-осадочные отложения Хемчикско-Систигхемского террейна формировались в преддуговых обстановках [1]. К низам комплекса в Систигхемской зоне были отнесены вулканогенные породы и горизонты олистостром с блоками карбонатных пород (эжимская, терекская и баянкольская свиты).

На основе данных U–Th–Pb датирования зерен циркона из туфа, возраст баянкольской свиты составляет 530 млн лет и установлено два источника обломочного материала [2]:

- ранневендский (~590 млн лет);
- позднерифейский (~630 млн лет).

Это согласуется с биостратиграфическими данными, где, на основе находок трилобитов в разрезе баянкольской свиты, ее возраст определен как атабанский ярус нижнего кембрия [13]. При этом находки трилобитов в отложениях эжимской свиты свидетельствуют о ее накоплении не древнее ботомского яруса, что указывает на более позднее формирование этой свиты относительно баянкольской свиты.

Время формирования терекской свиты, отраженное на Государственной геологической карте, как кембрийское, установлено только на основе фаунистических находок, представленных долгоживущими формами [7].

Следует отметить, что контакты между эжимской, терекской и баянкольской свитами, повсеместно тектонизированы и их взаимное соотношение в разрезе дано условно. Аласутская свита, залегающая с перерывом и несогласием на

нижнекембрийских породах, представлена палеонтологически «немым» флишоидным комплексом, сложенным терригенными отложениями.

Современные данные о времени вулканизма и седиментации не дают четкого определения геологических границ и последовательности накопления толщ в пределах Систигхемского террейна, отсутствует интерпретация их геодинамической природы.

Цель настоящей статьи – представить геохимическую характеристику вулканогенных ассоциаций эжимской и терекской свит Систигхемского террейна, оценить возраст и палеогеодинамические обстановки их формирования, имеющие существенное значение для построения тектонической модели формирования в исследуемой части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

### *Геологическая позиция и состав пород Систигхемского террейна*

В строении юго-западной части Систигхемского террейна принимают участие ниже- и верхнекембрийские терригенно-вулканогенные толщи, перекрытые ордовикско–силурийской молассой Хемчикско-Систигхемского пост-коллизийного прогиба и девонскими комплексами Тувинского рифтогенного прогиба (рис. 2).

С северо-запада отложения террейна ограничены выходами позднекембрийского Куртушибинского офиолитового комплекса, образующего непрерывную дугообразную структуру (см. рис. 1).

С юга отложения Центрально-Тувинского прогиба отделяют толщи Систигхемского террейна от выходов островодужной ассоциации Таннуольско-Хамсаринского террейна.

Наиболее древними комплексами этого террейна являются эжимская, баянкольская и терекская свиты кембрия (снизу вверх) (см. рис. 2).

Эжимская свита считается более древней, относительно терекской, и широко распространена в центральной части исследуемого района. Она представлена различными по составу сланцами, которым подчинены покровы базальтов, долеритовыми породами, а также туфами и туфоконгломератами.

Детальное петрографическое исследование пород свиты показало, что долериты сложены сосюритизированными лейстами плагиоклаза и короткостолбчатыми, призматическими зернами клинопироксена. Типично присутствие разнозер-

нистого рудного минерала и крупных скелетных форм титанита (рис. 3, а).

Туфы состоят из хлоритизированных и карбонатизированных обломков вулканических пород преимущественно основного-среднего состава (см. рис. 3, б).

Кроме того, встречаются единичные обломки базальтов, измененного плагиоклаза и пироксена. Туффиты сложены однонаправленно ориентированными обломками пород, среди которых широко развиты андезибазальтовые и базальтовые разновидности, кремни и девитрифицированное, хлоритизированное вулканическое стекло.

Цементирующая масса представлена мелкими обломками вулканических пород и пепловых частиц, превращенных в чешуйчатый агрегат минералов серицит-хлоритового состава, с примесью карбоната (см. рис. 3, в).

Для терекской, считающейся более молодой свитой, характерно присутствие чередующихся в разрезе эффузивов с подчиненными пачками туффов, туффитов и известняков [7]. Эффузивы представлены базальтами и андезитами, часто с интерсертальной структурой и присутствием, в относительно небольшом количестве, порфировых выделений сосюритизированного и хлоритизированного плагиоклаза (см. рис. 3, г).

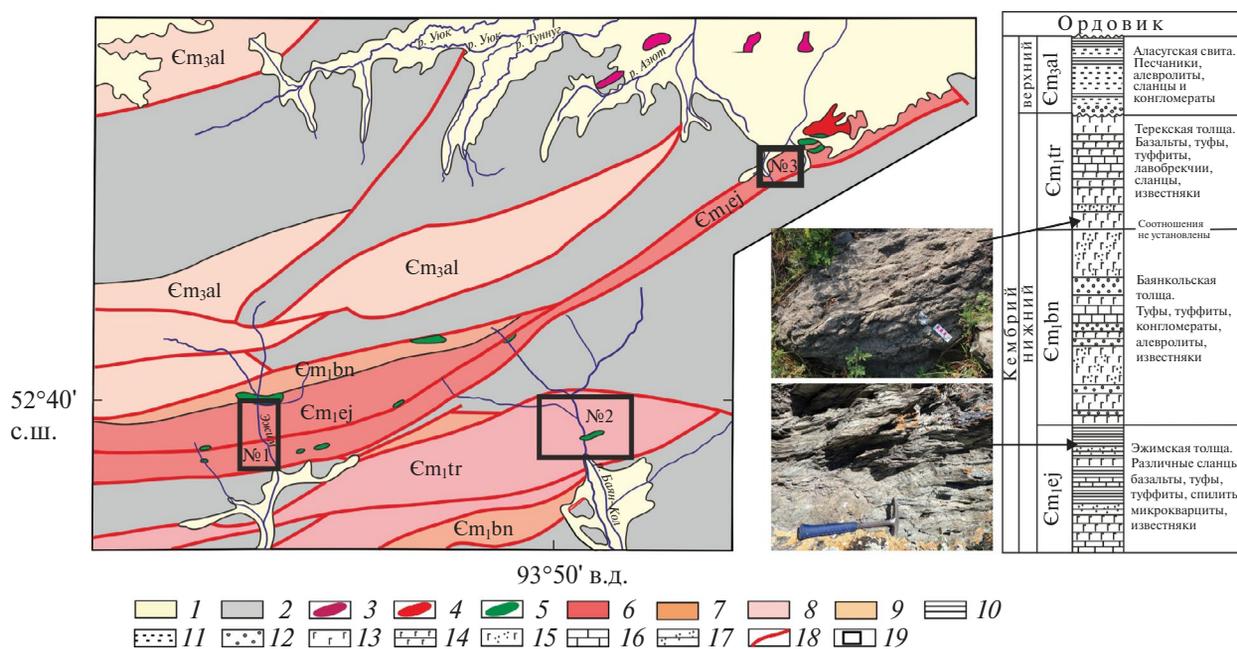
Кроме того, встречаются единичные крупные фенокристы клинопироксена (см. рис. 3, д).

Миндалины имеют разную форму и размер. Характерны овальные, линзовидные, заполненные, преимущественно, кальцитом и эпидотом, редко кварцем и хлоритом. Для туфов типична слоистая текстура с чередованием микрослоек, сложенных осколками сосюритизированных полевых шпатов, кварца и пепловых частиц раскрытого вулканического стекла, вероятно, основного состава (см. рис. 3, е).

Типично присутствие небольшого количества миндалин сферической и овальной формы, заполненных кальцитом, либо халцедоновидным кварцем.

Породы эжимской свиты метаморфизованы и сильно рассланцованы, чем заметно отличаются от эффузивов терекской свиты. На современном срезе представлены серией чешуй, разобщенных разломами и зонами дробления.

В пределах исследуемого района развиты различные пластовые интрузии долеритов и габродолеритов. Встречаются линейные тела серпенинизированных перидотитов. Их возраст и природа остается неопределенной.



**Рис. 2.** Карта-схема геологического строения и стратиграфическая колонка центральной части Систигхемского террейна (по данным [7]).

На фото: обнажения базальтов терекской и туффитов эжимской свит.

1 – четвертичные отложения; 2 – ордовикско–силурийские и девонские комплексы Хемчикско–Систигхемского прогиба; 3 – среднедевонские гранодиориты, граниты, гранит–порфиры; 4 – среднекембрийские диориты; 5 – среднекембрийские серпентинизированные перидотиты, пироксениты, габбро; 6–9 – свиты: 6 – эжимская, 7 – баянкольская, 8 – терекская, 9 – аласутская; 10 – сланцы; 11 – песчаники; 12 – конгломераты; 13 – базальты; 14 – туфы; 15 – туффиты; 16 – известняки; 17 – микрокварциты; 18 – тектонические нарушения; 19 – участки отбора проб

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержания петрогенных компонентов определялись методом классической “мокрой химии”, позволяющим определить полный химический состав вещества поэлементно. Он основан на переводе проб в состояние раствора и последующим определении каждого элемента отдельно. Концентрации редких элементов – рентгенофлуоресцентным методом на волнодисперсионном спектрометре S8 TIGER (Bruker AXS, Германия). Концентрации P3Э, U, Th, Cs установлены методом ICP-MS. Детали методики приведены в [34].

Измерения проведены на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce с использованием международных и российских стандартов (BHVO-2, RCM-1, JG-2 и другие). Ошибка определения содержаний не превышает 10%. Все анализы получены с использованием материально-технической базы центра пользования “Геодинамика и геохронология” ИЗК СО РАН [51].

Предварительная подготовка проб и выделение акцессорного циркона проводились в ИЗК

СО РАН (г. Иркутск, Россия) по стандартной методике, в которую входят концентрационный столик, магнитная сепарация, тяжелые жидкости и ручная отборка из концентратов.

Отобранные зерна циркона были имплантированы в эпоксидную смолу. U–Pb датирование методом LA-ICP MS было проведено для зерен циркона, выделенных из проб вулканогенных пород:

- проба TV-48 (терекская свита);
- проба TV-337 (эжимская свита);
- проба TV-340 (эжимская свита).

Морфология и строение зерен циркона изучались по катодолуминесцентным изображениям, полученным методом сканирующей электронной микроскопии на электронном микроскопе MIRA-3 LMN-TESCAN (ИГХ СО РАН, Иркутск) и LEO-1450 (ЦКП СО РАН, Новосибирск).

U–Pb датирование цирконов выполнено в ЦКП ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) (проба TV-48) и ЦКП “Геодинамика и геохронология” ИЗК СО РАН (г. Иркутск) (пробы TV-337 и TV-340).

Для пробы TV-48 измерения проводились на масс-спектрометре высокого разрешения с ин-

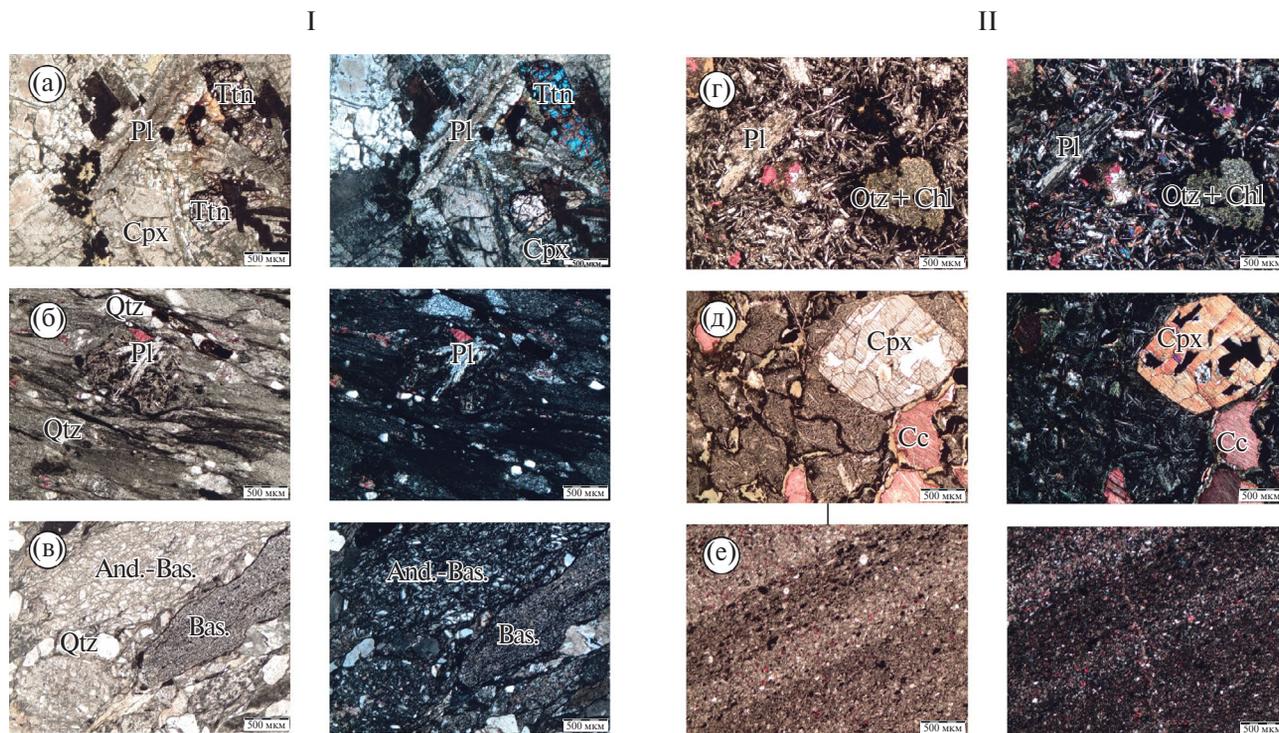


Рис. 3. Микрофотографии разновидностей вулканогенных пород эжимской и тереской свит.

I – эжимская свита;

II – тереская свита (без анализатора и с анализатором), прозрачный шлиф.

(а)–(в) – породы эжимской свиты: (а) – долерит (проба TV-13), (б) – туф основного-среднего состава (проба TV-16), (в) – туффит (проба TV-340);

(г)–(е) – породы тереской свиты: (г) – миндалекаменный базальтовый порфирит (проба TV-28), (д) – базальтовый порфирит (проба TV-41), (е) – туф основного состава (проба TV-36)

дуктивно связанной плазмой Thermo Scientific Element XR (Finnigan Mat, Германия), соединенном с системой лазерной абляции Analyte Excite фирмы Teledyne Cetac Technologies (Германия) на основе ультрафиолетового эксимерного Ar-F лазера с длиной волны 193 нм.

Диаметр лазерного луча составлял 25 и 35 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц, плотность энергии лазерного излучения 2.3 Дж/см<sup>2</sup>. Данные масс-спектрометрических измерений обрабатывали с помощью программы “Glitter” [30].

Циркон стандарта 91500 [47] использовался в качестве основного эталонного материала для полученных калибровок возраста. Погрешности единичных анализов изотопных отношений и возрастов приведены на уровне 1σ. Конкордантные возрасты, средние возрасты и диаграммы с конкордией рассчитаны и построены с использованием программы Isoplot v. 4.15 [33].

U–Pb геохронологические исследования цирконов из проб TV-337 и TV-340 выполнены в ЦКП “Геодинамика и геохронология” Института зем-

ной коры СО РАН методом LA-ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7900 (Agilent Technologies Inc., США) с эксимерным лазером Analyte Excite и ячейкой двойного объема HelEx II.

Лазерная абляция проводилась пучком лазера диаметром 35 мкм. Цикл измерения состоял из 20 с – фон, 40 с – накопление сигнала, 30 с – продувка перед следующим циклом. Для калибровки использовался стандартный циркон 91500, имеющий возраст 1065.4±0.6 млн лет [47].

Цирконовые стандарты Plešovice (337.13±0.37 млн лет [42]) и R33 (419.96±0.15 млн лет [26]) использовались для контроля качества данных. В ходе исследований для цирконовых стандартов были получены следующие значения:

– 337 ± 4 млн лет (Plešovice);

– 419 ± 10 млн лет (R33).

Обработка выполненных измерений проводилась в программах Iolite-4.x [36], Dezirteer [37] и ISOPLOT [33]. В интерпретации учитывались только оценки возраста, дискордантность которых не превышает 10 %. Гистограммы и кри-

вые относительной вероятности построены по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -значениям возраста с ошибкой  $1\sigma$ .

Концентрацию и изотопный состав Rb, Sr, Sm, Nd определяли методом изотопного разбавления в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН (г. Москва) по методике, приведенной в [21].

Образцы, растертые до состояния тонкой пудры, массой 20–30 мг разлагались в тefлоновых бюксах в смеси HF и HNO<sub>3</sub> (5:1) при атмосферном давлении в течение 3 суток на шейкере при температуре около 100°C. До разложения к образцу добавляется смешанные трассеры  $^{85}\text{Rb}$ – $^{84}\text{Sr}$  и  $^{149}\text{Sm}$ – $^{150}\text{Nd}$ . После разложения фториды отгонялись трёхкратным выпариванием в концентрированной HCl. Сухой остаток растворялся в 1.1 мл 2.2N HCl.

Выделение проводили методом ступенчатого элюирования 2.2 N HCl (для Rb и Sr) и 4.0 N HCl (для выделения суммы редкоземельных элементов) на катионите Dowex AG W50x8 (200–400 меш).

Извлечение Nd и Sm из порции элюата суммы редкоземельных элементов проводили на колонках, заполненных Eichrom Ln.spec со ступенчатым элюированием 0.15N, 0.30N и 0.70N HCl. Полученные порции элюата выпариваются и в соответствующих пропорциях наносятся на предварительно очищенные рениевые ленты.

Масс-спектрометрическое измерение изотопного состава Rb, Sr, Sm и Nd проводилось на многоколлекторном приборе Thermo Finnigan Triton (ГЕОХИ РАН, г. Москва) с использованием двух-ленточного (Re–Re) источника ионов для измерения Rb, Sm, Nd и одноленточного (Re) для измерения Sr с использованием Ta–эмиттера.

Измерения выполнялись в статическом режиме с одновременной регистрацией ионных токов разных изотопов элемента. Для контроля правильности и воспроизводимости изотопных анализов использовались стандарты NIST SRM-987 с изотопным составом Sr  $0.71027 \pm 7$  ( $2\sigma$ ,  $n=8$ ) и JNdi-1 для Nd ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512114 \pm 22$ ,  $2\sigma$ ,  $n=5$ ).

Изотопные отношения нормализовались по отношению  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.3752$  (для Sr) и  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$  (для Nd). Погрешность измерения изотопного состава Sr и Nd в индивидуальном анализе не превышает 0.005%. В качестве погрешностей указаны 95%-ые доверительные интервалы для единичного анализа. При расчете  $\epsilon\text{Nd}$  и модельного возраста T(DM) использованы современные значения для:

– CHUR –  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ , (по [31]);

– DM –  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$ , (по [29]).

## ПЕТРОГЕОХИМИЯ МЕТАВУЛКАНИТОВ СИСТИГХЕМСКОГО ТЕРРЕЙНА

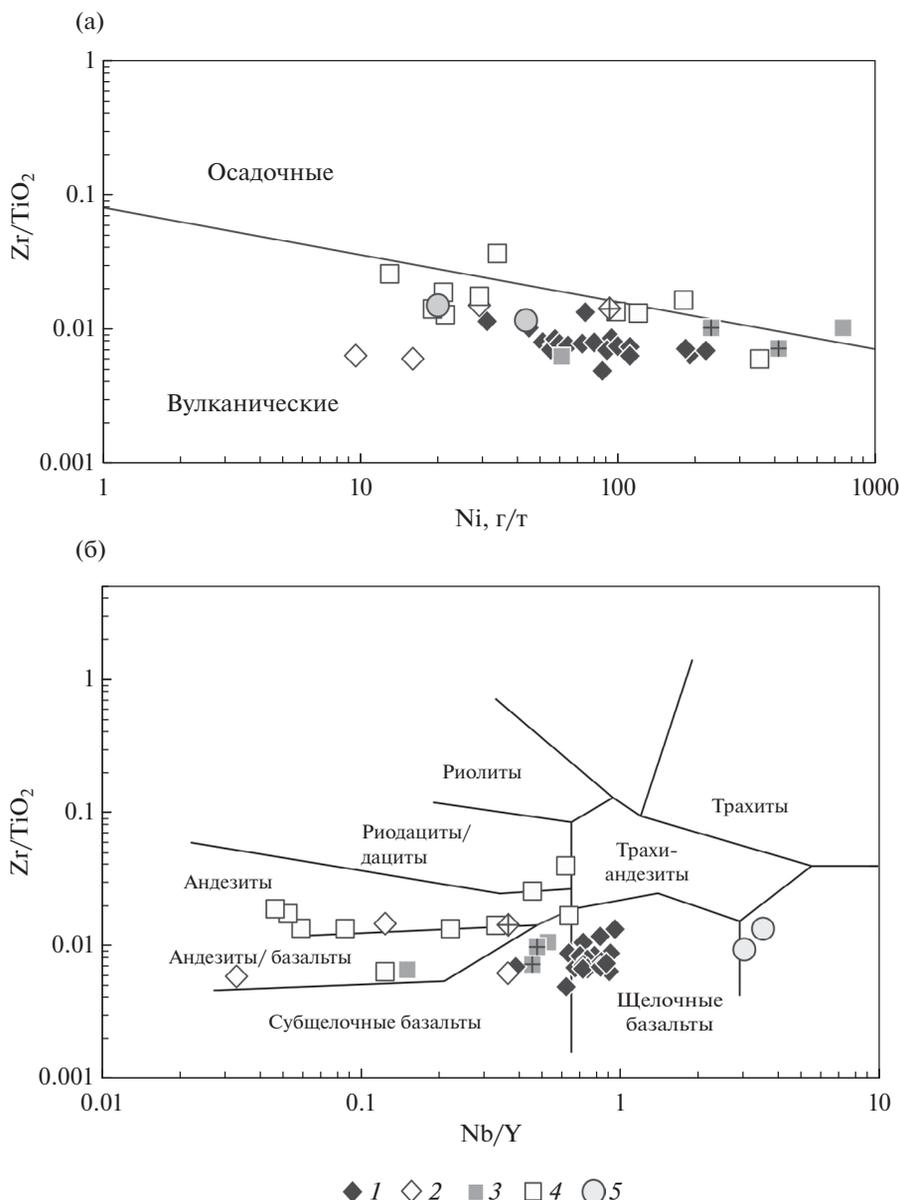
Выходы вулканогенно-осадочных пород терекской и эжимской свит исследовались нами в бассейнах рек Баян-Кол и Эжим (правые притоки р. Енисей (см. рис. 2, уч. 1, 2)) и реки Арзак (правый приток р. Уюк (см. рис. 2, уч. 3)). Породы обеих свит подвержены вторичным преобразованиям (хлоритизация, карбонатизация, эпидотизация и пр.) и, часто, катаклазированы. Для большинства исследованных пород эжимской свиты характерные структурные или минералогические признаки исходных пород отсутствуют, и их диагностика возможна только по химическому составу.

Для терекской свиты вулканогенная природа пород обнаруживается по наличию, разной степени сохранности, реликтов первичных магматических структур и текстур. Наряду с эффузивами в составе обеих свит присутствуют и пирокластические породы – туфы и туффиты. Характерными особенностями смешанных терригенно-карбонатно-пирокластических пород является повышенная известковистость и нестабильность состава, зависящая от преобладающего участия того или иного компонента.

Использование петрохимических диаграмм, одна из которых приведена в статье, позволило отличать туфогенные породы от метаэффузивов в составе и терекской и эжимской свит (рис. 4, а).

В поле вулканических пород располагаются разновидности, которые по химическому составу относятся к базальтоидам ( $\text{SiO}_2 < 52$  мас %). В группу условно осадочных, вошли породы с различной долей терригенной составляющей, т.е. туфогенные. Интерпретация петрохимического состава пород показала, что преимущественным распространением в составе терекской свиты пользуются эффузивы исключительно основного состава (см. рис. 4, а, б).

Пирокластические породы более типичны для эжимской свиты. В итоге вся выборка пород обеих свит была разделена на две группы. В первую условно вошли породы, относимые к вулканитам и туфам основного состава, во вторую группу вошли туффиты. В дальнейшем, для проведения палеогеодинамических реконструкций и установления источника вещества нами использовались только вулканиты и/или туфы базальтового состава.



**Рис. 4.** Классификационные диаграммы (а) Ni-Zr/TiO<sub>2</sub> (по [49]) и (б) Nb/Y-Zr/TiO<sub>2</sub> (по [48]) для вулканитов терекской и эжимской толщ.

Обозначены пробы (перечеркнуты), отобранные для определения возраста пород.

1–2 – породы терекской свиты: 1 – базальты и туфы, 2 – туффиты;

3–5 – породы эжимской свиты: 3 – базальты и туфы, 4 – туффиты, 5 – долериты

Ортопороды терекской свиты представлены преимущественно эффузивами основного состава с варьирующими в узких пределах содержаниями:

- SiO<sub>2</sub> (44–50 мас %);
- TiO<sub>2</sub> (0.9–1.8 мас %);
- MgO (6.4–9.9 мас %).

Доля туффитов в составе свиты невысокая. Для Систигхемского террейна в таблицах 1–3 приведены данные по содержанию петрогенных (масс. %)

и редких (г/т) элементов в вулканогенных породах (табл. 1), Rb–Sr изотопному составу вулканогенных пород (табл. 2) и Sm–Nd изотопным данным для вулканогенных пород (табл. 3).

В состав эжимской свиты типично входят (мас.%) (см. табл. 1):

- туфы (пирокластические породы), в том числе известковистые ((47–52), (0.9–1.2) и (6.5–15.8));
- туффиты ((57–66), (0.5–1.2) и (2.3–8.8)).

**Таблица 1.** Содержания петрогенных (масс. %) и редких (г/т) элементов в вулканогенных породах Систигхемского террейна

| Элементы<br>и окислы           | терекская свита |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
|--------------------------------|-----------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
|                                | TV-23           | TV-29  | TV-31  | TV-35  | TV-36  | TV-37  | TV-41  | TV-42  | TV-45  | TV-48  |
| SiO <sub>2</sub>               | 49.37           | 50.42  | 48.03  | 47.23  | 60.38  | 57.66  | 43.78  | 50.94  | 46.22  | 33.43  |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.88            | 1.31   | 1.53   | 1.43   | 0.70   | 0.35   | 1.73   | 1.17   | 1.31   | 0.44   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16.05           | 12.90  | 13.61  | 15.14  | 14.12  | 23.08  | 15.00  | 9.51   | 11.92  | 6.81   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5.62            | 7.50   | 3.42   | 6.31   | 0.81   | 0.25   | 4.62   | 1.08   | 2.19   | 2.32   |
| FeO                            | 4.92            | 3.21   | 7.03   | 4.19   | 4.79   | 1.97   | 7.67   | 7.58   | 8.51   | 1.58   |
| MnO                            | 0.16            | 0.19   | 0.16   | 0.16   | 0.12   | 0.05   | 0.20   | 0.19   | 0.16   | 0.12   |
| MgO                            | 5.70            | 6.76   | 6.49   | 5.62   | 3.60   | 0.91   | 5.47   | 9.54   | 11.67  | 2.74   |
| CaO                            | 7.62            | 11.19  | 11.13  | 12.78  | 5.34   | 4.21   | 9.81   | 14.35  | 11.01  | 27.07  |
| Na <sub>2</sub> O              | 2.83            | 1.84   | 3.05   | 2.68   | 3.68   | 4.82   | 3.72   | 2.28   | 1.81   | 1.56   |
| K <sub>2</sub> O               | 1.45            | 0.94   | 0.13   | 0.22   | 1.14   | 3.07   | 0.92   | 0.63   | 0.49   | 0.45   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.31            | 0.26   | 0.22   | 0.26   | 0.13   | 0.03   | 0.27   | 0.15   | 0.20   | 0.07   |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0.12            | 0.11   | 0.13   | 0.09   | 0.05   | 0.07   | 0.05   | 0.05   | 0.13   | 0.16   |
| CO <sub>2</sub>                | 0.06            | 0.06   | 1.30   | 0.06   | 2.55   | 1.14   | 2.99   | 0.16   | 0.19   | 20.81  |
| ппп                            | 3.86            | 3.85   | 4.20   | 4.05   | 3.11   | 2.17   | 3.86   | 2.83   | 4.64   | 2.51   |
| сумма                          | 99.95           | 100.54 | 100.45 | 100.21 | 100.53 | 99.78  | 100.11 | 100.45 | 100.44 | 100.07 |
| Rb                             | 33              | 7.1    | —      | —      | 13     | 89     | 9.8    | 8.7    | 13     | 7.7    |
| Sr                             | 400             | 210    | 150    | 180    | 430    | 650    | 660    | 330    | 290    | 240    |
| Ba                             | 460             | 150    | 29     | 68     | 760    | 410    | 280    | 240    | 100    | 160    |
| Y                              | 23              | 20     | 19     | 22     | 28     | 5.2    | 23     | 16     | 19     | 20     |
| Zr                             | 150             | 100    | 120    | 120    | 100    | 22     | 130    | 75     | 93     | 62     |
| Nb                             | 19              | 14     | 17     | 14     | 3.4    | 2      | 19     | 14     | 13     | 7.1    |
| Co                             | 39              | 44     | 44     | 39     | 19     | 7.7    | 42     | 41     | 57     | 16     |
| Sc                             | 26              | 28     | 34     | 33     | 25     | 11     | 34     | 36     | 43     | 28     |
| Cr                             | 92              | 130    | 200    | 190    | 35     | 22     | 120    | 1500   | 790    | 230    |
| V                              | 230             | 160    | 250    | 230    | 110    | 75     | 190    | 280    | 230    | 93     |
| Ni                             | 51              | 60     | 81     | 57     | 29     | 10     | 64     | 190    | 220    | 93     |
| Zn                             | 100             | 93     | 97     | 86     | 110    | 42     | 120    | 62     | 95     | 53     |
| Pb                             | 3               | 3.8    | 4      | 5      | 8      | 3      | 3      | 3      | 3      | 5      |
| La                             | 19*             | 13     | 17     | 13     | 10*    | 5      | 12     | 21*    | 11*    | 11     |
| Ce                             | 38*             | 21     | 27     | 40     | 18*    | 7      | 27     | 19*    | 21*    | 22     |
| Pr                             | 4*              | не опр | не опр | не опр | 2.9*   | не опр | не опр | 2.4*   | 2.7*   | не опр |
| Nd                             | 20*             | 15     | 16     | 27     | 12*    | 9      | 19     | 10*    | 12*    | 12     |
| Sm                             | 5.03            | не опр | не опр | не опр | 3.22   | не опр | не опр | 2.75   | 3.40   | не опр |
| Eu                             | 1.59            | не опр | не опр | не опр | 1.05   | не опр | не опр | 0.90   | 1.07   | не опр |
| Gd                             | 4.57            | не опр | не опр | не опр | 3.92   | не опр | не опр | 2.93   | 3.20   | не опр |
| Tb                             | 0.73            | не опр | не опр | не опр | 0.71   | не опр | не опр | 0.45   | 0.48   | не опр |
| Dy                             | 4.26            | не опр | не опр | не опр | 4.64   | не опр | не опр | 2.76   | 3.07   | не опр |
| Ho                             | 0.78            | не опр | не опр | не опр | 0.99   | не опр | не опр | 0.53   | 0.61   | не опр |
| Er                             | 2.12            | не опр | не опр | не опр | 2.86   | не опр | не опр | 1.41   | 1.53   | не опр |

Продолжение таблицы 1 на стр. 85

Таблица 1 (продолжение)

| Элементы<br>и окислы           | терекская свита |        |        |        |       |        |        |        |        |        |
|--------------------------------|-----------------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|
|                                | TV-23           | TV-29  | TV-31  | TV-35  | TV-36 | TV-37  | TV-41  | TV-42  | TV-45  | TV-48  |
| Tm                             | 0.29            | не опр | не опр | не опр | 0.43  | не опр | не опр | 0.19   | 0.21   | не опр |
| Yb                             | 1.82            | не опр | не опр | не опр | 2.71  | не опр | не опр | 1.15   | 1.26   | не опр |
| Lu                             | 0.30            | не опр | не опр | не опр | 0.43  | не опр | не опр | 0.19   | 0.21   | не опр |
| Th                             | 2.16*           | —      | —      | —      | 1.37* | —      | —      | 0.96*  | 1.03*  | —      |
| U                              | 0.71*           | —      | —      | —      | 0.81* | —      | —      | 0.49*  | 0.58*  | —      |
| Cs                             | 0.58            | не опр | не опр | не опр | 0.51  | не опр | не опр | 0.30   | 1.91   | не опр |
| (La/Yb)n                       | 7.6             | не опр | не опр | не опр | 2.7   | не опр | не опр | 13.2   | 6.8    | не опр |
| Eu/Eu*                         | 1.01            | не опр | не опр | не опр | 0.91  | не опр | не опр | 0.97   | 0.99   | не опр |
|                                | эжимская свита  |        |        |        |       |        |        |        |        |        |
| SiO <sub>2</sub>               | 65.43           | 50.00  | 64.57  | 61.90  | 48.03 | 61.99  | 57.51  | 47.74  | 69.11  | 52.98  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.64            | 2.47   | 0.70   | 0.64   | 0.98  | 0.90   | 1.21   | 1.02   | 0.61   | 0.87   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13.69           | 16.43  | 12.77  | 11.78  | 8.14  | 9.69   | 15.58  | 9.42   | 11.59  | 12.98  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.07            | 2.36   | 1.37   | 1.02   | 1.93  | 3.10   | 9.05   | 9.33   | 5.66   | 0.99   |
| FeO                            | 4.93            | 8.18   | 5.29   | 5.35   | 7.64  | 5.86   | не опр | не опр | не опр | 5.28   |
| MnO                            | 0.15            | 0.16   | 0.10   | 0.16   | 0.37  | 0.10   | 0.22   | 0.25   | 0.081  | 0.25   |
| MgO                            | 2.31            | 4.21   | 5.71   | 5.79   | 15.85 | 8.84   | 4.54   | 10.86  | 3.99   | 6.49   |
| CaO                            | 1.64            | 4.31   | 0.66   | 3.35   | 12.75 | 2.57   | 0.76   | 7.71   | 1.75   | 5.56   |
| Na <sub>2</sub> O              | 3.91            | 5.10   | 3.85   | 3.35   | 0.20  | 2.49   | 5.49   | 1.3    | 4.26   | 3.92   |
| K <sub>2</sub> O               | 3.08            | 1.79   | 0.82   | 1.14   | 0.22  | 0.34   | 1.77   | 0.47   | 0.61   | 0.70   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.11            | 0.74   | 0.12   | 0.10   | 0.11  | 0.05   | 0.32   | 0.14   | 0.11   | 0.15   |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0.12            | 0.14   | 0.07   | 0.04   | 0.10  | 0.12   | не опр | не опр | не опр | 0.06   |
| CO <sub>2</sub>                | 0.45            | —      | 0.08   | 1.69   | —     | 0.17   | 0.81   | —      | —      | 6.85   |
| ппп                            | 2.33            | 3.96   | 3.88   | 3.76   | 4.01  | 3.86   | 2.93   | 11.49  | 2.51   | 3.08   |
| сумма                          | 97.53           | 95.89  | 96.11  | 100.06 | 96.32 | 96.22  | 99.39  | 99.73  | 100.28 | 97.08  |
| Rb                             | 36              | 36     | 5.5    | 12     | —     | 5.6    | 16     | 12     | 6.2    | 15     |
| Sr                             | 170             | 250    | 42     | 180    | 870   | 91     | 150    | 180    | 110    | 230    |
| Ba                             | 584             | 280    | 350    | 210    | 110   | 66     | 900    | 73     | 300    | 130    |
| Y                              | 44              | 37     | 34     | 23     | 26    | 16     | 39     | 18     | 26     | 17     |
| Zr                             | 120             | 370    | 92     | 79     | 96    | 56     | 170    | 73     | 230    | 89     |
| Nb                             | 2               | 51     | 3      | 4.6    | 12    | 2      | 13     | 8      | 17     | 8.7    |
| Co                             | 13              | 29     | 36     | 27     | 63    | 41     | 17     | 38     | 10     | 30     |
| Sc                             | 20              | 13     | 28     | 26     | 32    | 23     | 31     | 26     | 19     | 24     |
| Cr                             | 39              | 8.2    | 160    | 160    | 1100  | 1700   | 33     | 790    | 44     | 570    |
| V                              | 94              | 100    | 160    | 130    | 180   | 250    | 120    | 160    | 39     | 150    |
| Ni                             | 21              | 20     | 120    | 110    | 750   | 360    | 20     | 420    | 34     | 230    |
| Zn                             | 110             | 160    | 88     | 66     | 120   | 90     | 170    | 62     | 45     | 67     |
| Pb                             | 5.4             | 9.5    | —      | —      | 5.1   | —      | 2.2    | —      | —      | 4.7    |
| La                             | 13              | 75*    | 9.5    | 8*     | 27*   | 6.1    | 24     | 8*     | 23*    | 10*    |
| Ce                             | 18              | 150*   | 22     | 16*    | 33*   | 11     | 50     | 19*    | 49*    | 22*    |
| Pr                             | не опр          | 16*    | не опр | 2.2*   | 3.6*  | не опр | не опр | 2.5*   | 5.9*   | 2.8*   |

Окончание таблицы 1 на стр. 86

Таблица 1 (окончание)

| Элементы и окислы    | эжимская свита |       |        |       |       |        |        |        |        |        |
|----------------------|----------------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|
|                      | TV-10          | TV-13 | TV-14  | TV-15 | TV-20 | TV-22  | TV-336 | TV-337 | TV-338 | TV-340 |
| Nd                   | 12             | 60*   | 13     | 9*    | 15*   | 6.3    | 20     | 10*    | 23*    | 12*    |
| Sm                   | не опр         | 11    | не опр | 2.8   | 4.2   | не опр | не опр | 2.8    | 5.1    | 2.9    |
| Eu                   | не опр         | 3.00  | не опр | 0.85  | 1.10  | не опр | не опр | 0.99   | 0.95   | 0.94   |
| Gd                   | не опр         | 9.12  | не опр | 3.08  | 3.96  | не опр | не опр | 3.16   | 4.74   | 3.02   |
| Tb                   | не опр         | 1.30  | не опр | 0.57  | 0.65  | не опр | не опр | 0.51   | 0.68   | 0.49   |
| Dy                   | не опр         | 7.08  | не опр | 3.78  | 4.33  | не опр | не опр | 3.22   | 4.40   | 2.99   |
| Ho                   | не опр         | 1.27  | не опр | 0.80  | 0.88  | не опр | не опр | 0.70   | 0.95   | 0.62   |
| Er                   | не опр         | 3.13  | не опр | 2.32  | 2.59  | не опр | не опр | 1.90   | 2.62   | 1.71   |
| Tm                   | не опр         | 0.42  | не опр | 0.36  | 0.37  | не опр | не опр | 0.28   | 0.38   | 0.25   |
| Yb                   | не опр         | 2.52  | не опр | 2.34  | 2.14  | не опр | не опр | 1.76   | 2.52   | 1.48   |
| Lu                   | не опр         | 0.41  | не опр | 0.41  | 0.34  | не опр | не опр | 0.26   | 0.36   | 0.21   |
| Th                   | —              | 9.22* | —      | 3.49* | 3.09* | —      | 5.2    | 1.39*  | 5.29*  | 1.22*  |
| U                    | —              | 1.35* | —      | 1.25* | 1.22* | —      | 3.2    | 0.64*  | 2.12*  | 0.56*  |
| Cs                   | не опр         | 1.39  | не опр | 0.25  | 0.33  | не опр | не опр | 0.43   | 0.17   | 0.34   |
| (La/Yb) <sub>n</sub> | не опр         | 21.5  | не опр | 2.46  | 9.08  | не опр | не опр | 3.40   | 6.60   | 4.90   |
| Eu/Eu*               | не опр         | 0.89  | не опр | 0.88  | 0.82  | не опр | не опр | 1.01   | 0.60   | 0.97   |

Примечание. Прочерк – содержания элемента ниже предела обнаружения; \* – определен методом ICP-MS.

Высокие концентрации MgO (до 15 мас. %) в туфах связаны с присутствием в составе породы доломита и доломитовых известняков как в обломочной, так и цементирующей части породы (см. табл. 1). Значительные вариации состава туффитов по концентрации SiO<sub>2</sub>, MgO и CaO связаны с разным вкладом вулканогенной и осадочной составляющей.

Покровы базальтов и силлы долеритов, чередующиеся в разрезе с туффитами и туфоконогло-

мератами, имеют подчиненное распространение. Для долеритов типичны повышенные, относительно пирокластических пород свиты, концентрации (мас. %) (см. табл.1):

- TiO<sub>2</sub> (2.4–2.6);
- Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (16.4–17.1);
- K<sub>2</sub>O (3.9–5.1).

Содержания магния и железа отрицательно коррелируют с содержанием кремнекислоты (рис. 5).

Таблица 2. Rb–Sr изотопный состав вулканогенных пород Систигхемского террейна

| Номер образца      | Rb (г/т) | Sr (г/т) | <sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr | <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr | ±2σ      | ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub> |
|--------------------|----------|----------|------------------------------------|------------------------------------|----------|--|
| эжимская свита     |          |          |                                    |                                    |          |  |
| TV-13              | 36.5     | 240.8    | 0.4355                             | 0.708631                           | 0.000006 | 0.705444   |
| TV-15              | 12.1     | 173.1    | 0.2026                             | 0.708219                           | 0.000006 | 0.706746   |
| TV-20              | 2.6      | 872.8    | 0.0086                             | 0.705754                           | 0.000004 | 0.705692   |
| терекская свита    |          |          |                                    |                                    |          |  |
| TV-23              | 35.7     | 734.3    | 0.1406                             | 0.704714                           | 0.000007 | 0.703692   |
| TV-36              | 15.6     | 432.8    | 0.1046                             | 0.706099                           | 0.000004 | 0.705338   |
| TV-42              | 11.7     | 313.1    | 0.1084                             | 0.705243                           | 0.000009 | 0.704455   |
| TV-45              | 13.4     | 284.8    | 0.1367                             | 0.705324                           | 0.000004 | 0.704331   |
| баянкольская свита |          |          |                                    |                                    |          |  |
| TV-54              | 22.3     | 292.7    | 0.2202                             | 0.706752                           | 0.000009 | 0.706752   |
| TV-60              | 3.3      | 55.1     | 0.1719                             | 0.706769                           | 0.000008 | 0.705469   |
| TV-62              | 9.9      | 201.3    | 0.1424                             | 0.706043                           | 0.000007 | 0.704967   |

**Таблица 3.** Sm–Nd изотопные данные для вулканогенных пород Систигхемского террейна

| Номер образца      | Т (млн лет) | Содержание (г/г) |        | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ | $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ | $T_{\text{Nd}}(C)$ |
|--------------------|-------------|------------------|--------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------------------|---------------------------|--------------------|
|                    |             | Sm               | Nd     |                                   |                                   |                           |                           |                    |
| эжимская свита     |             |                  |        |                                   |                                   |                           |                           |                    |
| TV-13              | 510         | 20.87            | 114.30 | 0.1104                            | 0.511967                          | -12.9                     | -7.3                      | 0.9                |
| TV-15              |             | 5.24             | 18.65  | 0.1701                            | 0.512751                          | 2.2                       | 3.9                       |                    |
| TV-20              |             | 6.94             | 28.52  | 0.1471                            | 0.512453                          | -3.6                      | -0.4                      |                    |
| терекская свита    |             |                  |        |                                   |                                   |                           |                           |                    |
| TV-23              | 510         | 9.11             | 38.32  | 0.1437                            | 0.512453                          | -3.6                      | -0.2                      | 1.1                |
| TV-36              |             | 7.24             | 26.16  | 0.1673                            | 0.512772                          | 2.6                       | 4.5                       |                    |
| TV-42              |             | 5.06             | 20.07  | 0.1524                            | 0.512662                          | 0.5                       | 3.4                       |                    |
| TV-45              |             | 6.22             | 24.70  | 0.1523                            | 0.512663                          | 0.5                       | 3.4                       |                    |
| баянкольская свита |             |                  |        |                                   |                                   |                           |                           |                    |
| TV-60              | 530         | 3.10             | 10.07  | 0.1858                            | 0.512806                          | 3.3                       | 4.0                       | 0.9                |
| TV-62              |             | 3.99             | 15.42  | 0.1568                            | 0.512775                          | 2.7                       | 5.4                       |                    |

Примечание. Величины  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  и двустадийных модельных возрастов  $T_{\text{Nd}}(C)$  рассчитаны на минимально возможный возраст их накопления.

Поведение таких элементов как титан и алюминий может значительно меняться в зависимости от состава выделяющихся фаз в вулканогенных породах и наличия осадочной примеси в туфогенных.

Для базальтоидов характерно увеличение содержаний  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  с ростом кремнекислотности, но в большей степени, поведение этих элементов может меняться в зависимости от состава выделяющихся из расплава минералов (титаномагнетита и основного плагиоклаза, соответственно).

Концентрация натрия в базальтах и андезибазальтах увеличивается с ростом содержаний  $\text{SiO}_2$ , но с началом кристаллизации относительно кислого плагиоклаза стабилизируется на примерно постоянном уровне.

Для фосфора также характерна положительная корреляция с кремнекислотой.

Общая тенденция поведения петрогенных элементов от вулканитов к туфам и туфогенным породам выражается в уменьшении содержаний  $\text{MgO}$ , а также  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{TiO}_2$ , а концентрации  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  возрастают.

Основные вулканиты характеризуются низкими содержаниями Th, U (редко выше 2 г/т) и варьирующими в значительных пределах Zr, V, Cr, Ba и Sr концентрации которых в некоторых разновидностях достигают до 190, 350, 1500, 1100 и 1100 г/т, соответственно (см. табл. 1).

Для туффитов типичны более повышенные содержания Zr, Nb, Y. Эффузивы терекской

и эжимской свит характеризуются наличием отрицательных аномалий по Nb, P и Ti, более ярко выраженных в породах эжимской свиты и положительных по Pb и Sr, проявленных в терекской (рис. 6, а, б).

В туффитах сохраняются аналогичные тенденции распределения микроэлементов и возрастают концентрации РЗЭ (см. рис. 6, в). Характерны умеренно фракционированные спектры распределения РЗЭ (см. рис. 6, в):

–  $(\text{La}/\text{Yb})_n = 3-9$  в породах эжимской свиты;

–  $(\text{La}/\text{Yb})_n = 7-13$  в породах терекской свиты.

Характерно отсутствие четких минимумов по Eu (см. рис. 6, в):

–  $(\text{Eu}/\text{Eu}^*) = 0.82-1.01$  и  $0.97-1.01$ , соответственно.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

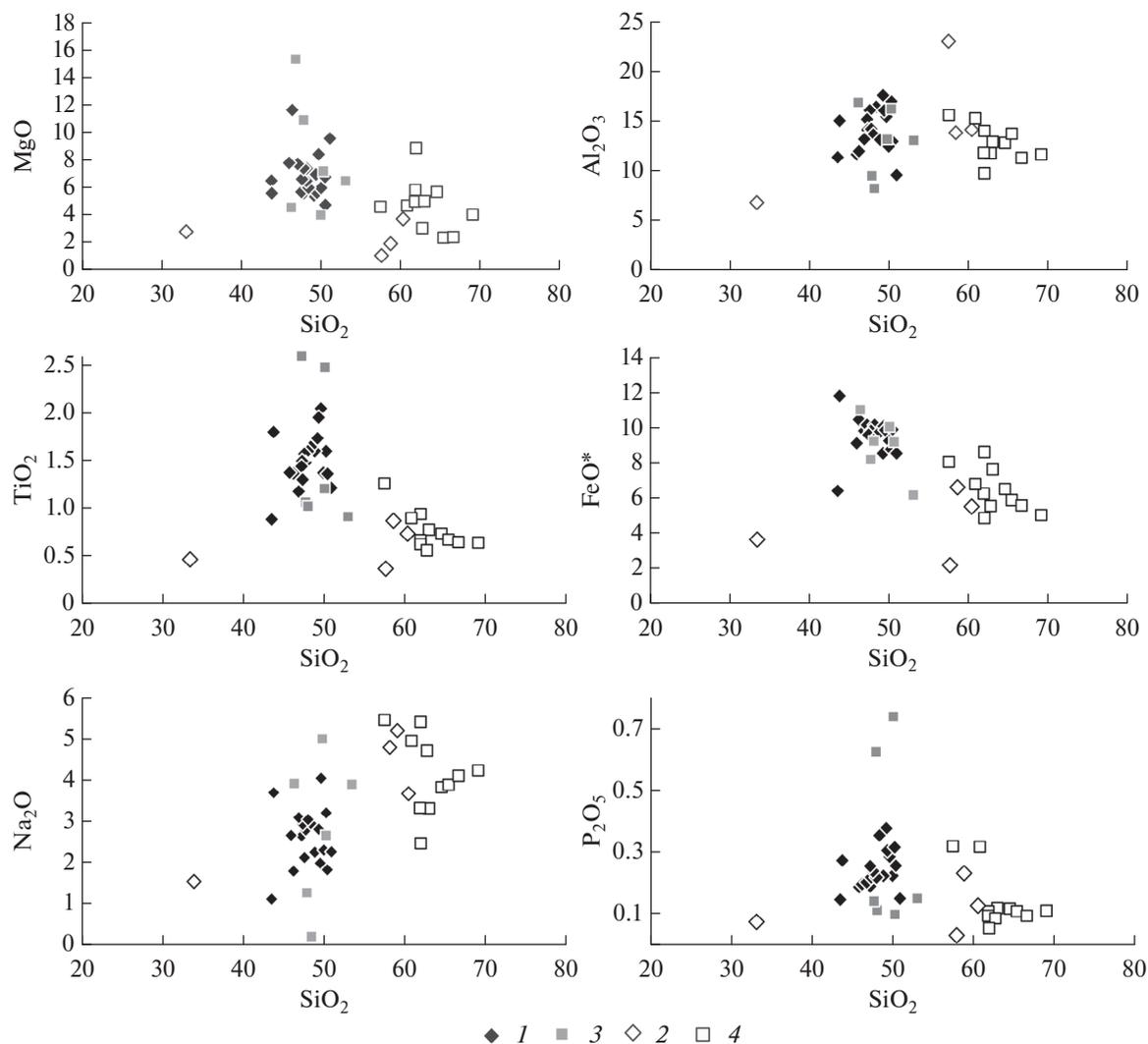
### *Изотопно-геохронологические данные*

Для определения возраста вулканогенных пород Систигхемского террейна были отобраны пробы (рис. 7):

– туфов эжимской свиты TV-337 и TV-340 ( $51^\circ 53' 54.3''$  с.ш.,  $093^\circ 42' 05.1''$  в.д.);

– туффита терекской свиты TV-48 ( $51^\circ 42' 16.7''$  с.ш.,  $093^\circ 28' 12.8''$  в.д.).

Исследованные туфы представляют собой сложенную обломками измененных андезибазальтов псефо-псаммитовой размерности породу. Цементом



**Рис. 5.** Вариации содержаний петрогенных элементов в зависимости от  $\text{SiO}_2$  в вулканогенных породах терекской и эжимской свит.

1–2 – породы терекской свиты: 1 – базальты и туфы, 2 – туффиты;  
3–4 – породы эжимской свиты: 3 – базальты и туфы, 4 – туффиты

служит хлоритизированное вулканическое стекло основного состава или карбонатный материал.

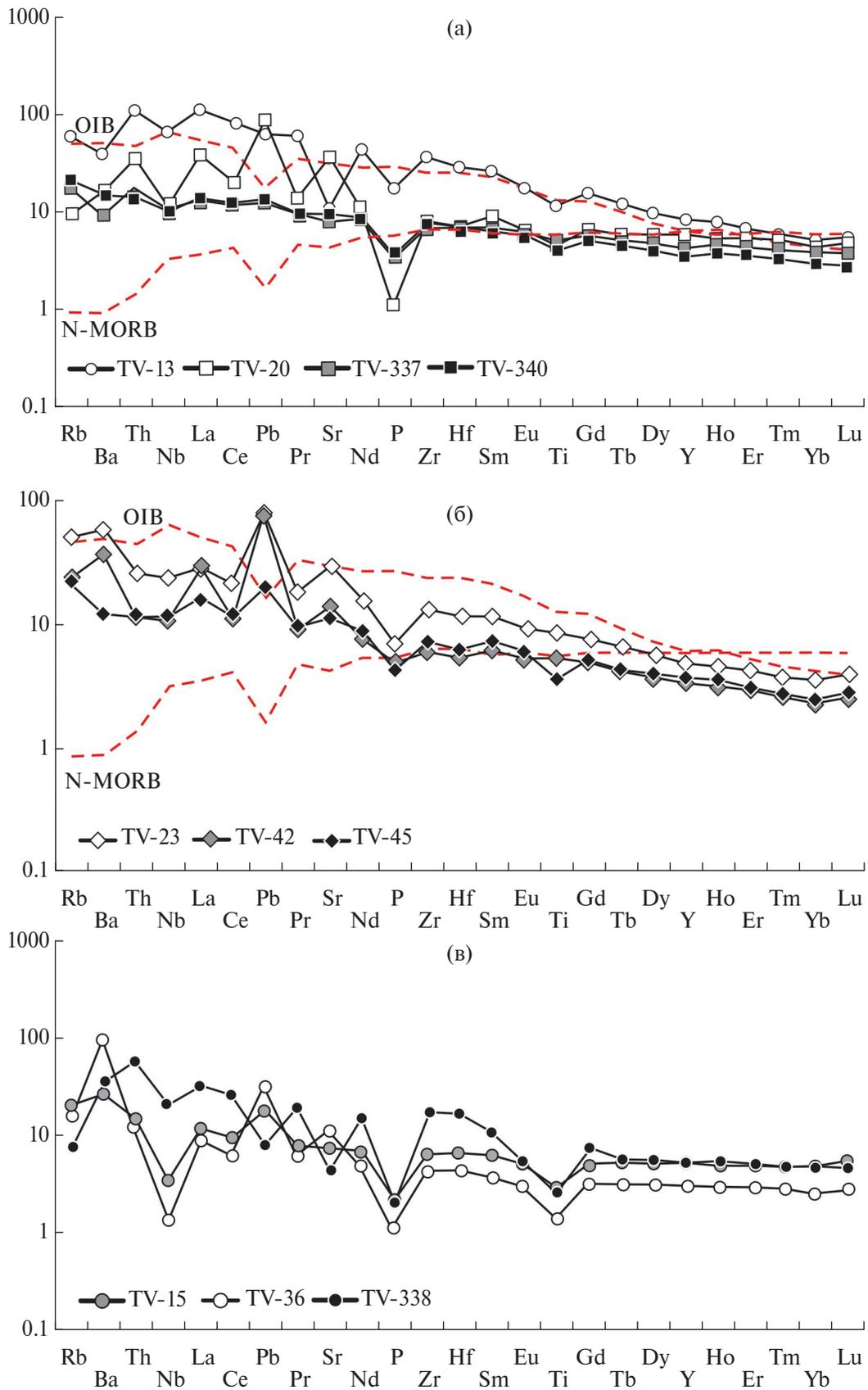
Туффит из пробы TV-48 сложен однонаправленно ориентированными обломками преимущественно эффузивов основного и среднего состава, в подчиненном количестве встречаются обломки девитрифицированного стекла и мелкозернистых (иногда водорослевых) известняков. Основная масса, цементирующая обломки, сложена карбонатным материалом. Все породы интенсивно катаклазированы, хлоритизированы и серицитизированы.

Зерна циркона, отобранные из туфов проб TV-340 и TV-337 эжимской свиты, по однотипным морфологии и цвету, относятся к одной генерации (рис. 7, а, б).

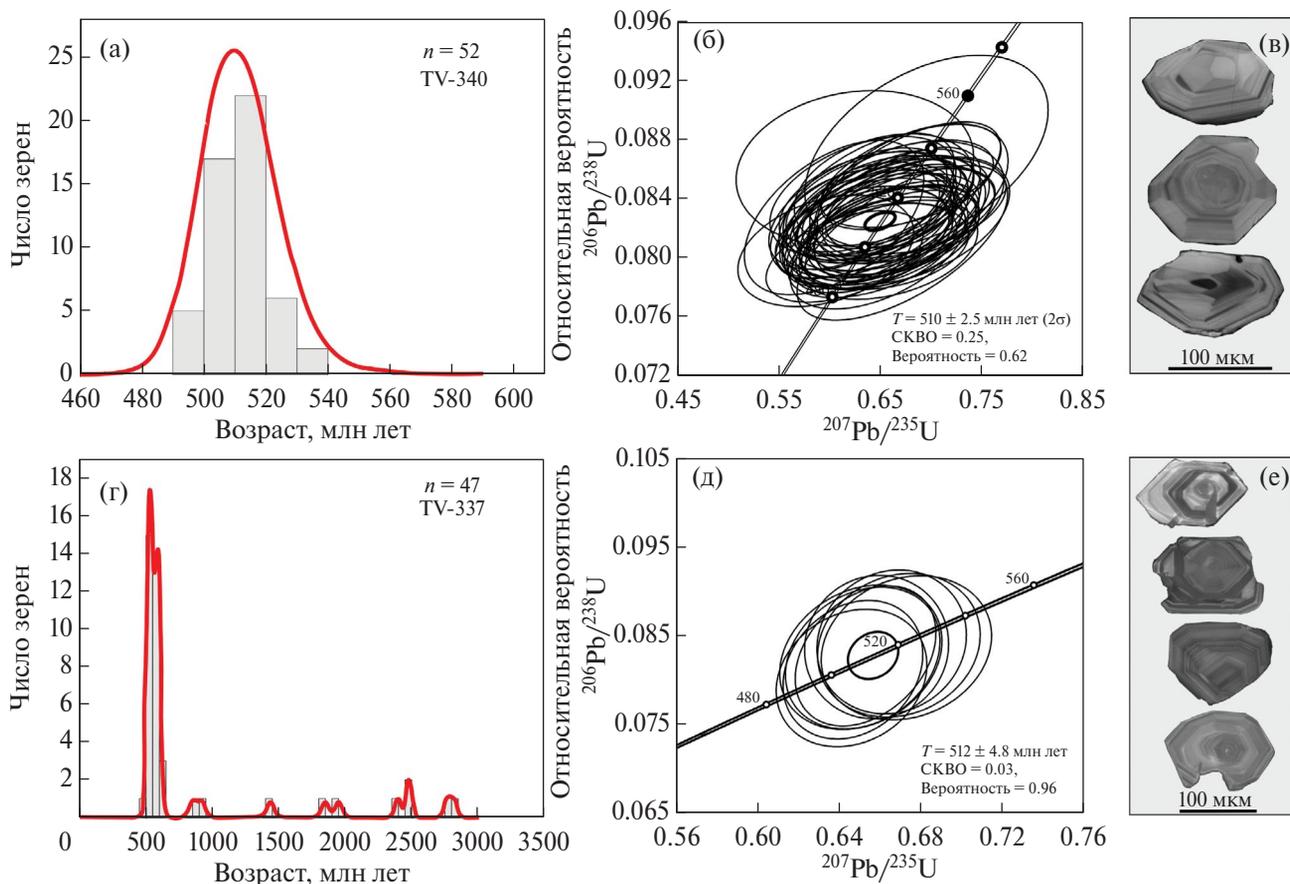
Они представлены преимущественно короткопризматическими прозрачными и полупрозрачными кристаллами с характерной осцилляционной зональностью, типичной для цирконов магматической генерации. Зерна циркона из туффита – коротко- и длиннопризматические, сероватые, прозрачные и полупрозрачные кристаллы с осцилляторной зональностью (см. рис. 7, в).

По зернам циркона из пробы TV-340 получено 52 значения изотопного состава, образующих на диаграмме конкордантный кластер с возрастом  $510 \pm 2.5$  млн лет (см. рис. 7, а).

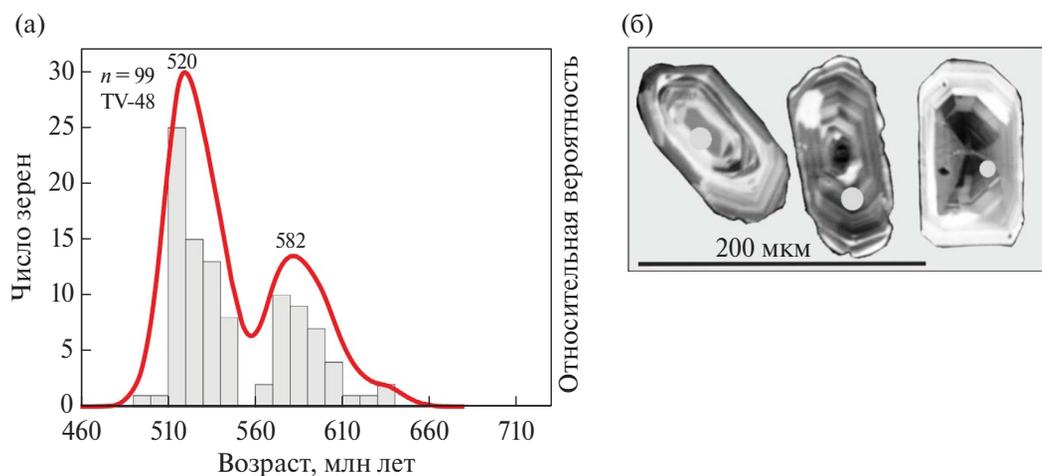
В туфе из пробы TV-337 основная масса цирконов принадлежит одной генерации, аналогичной по облику и строению зернам циркона из туфа из



**Рис. 6.** Спектры распределения редких элементов, нормализованных к составу примитивной мантии для базальтов и туфов (а) эжимской свиты, (б) терекской свиты, (в) туффигов эжимской и терекской свит (по данным [45]).



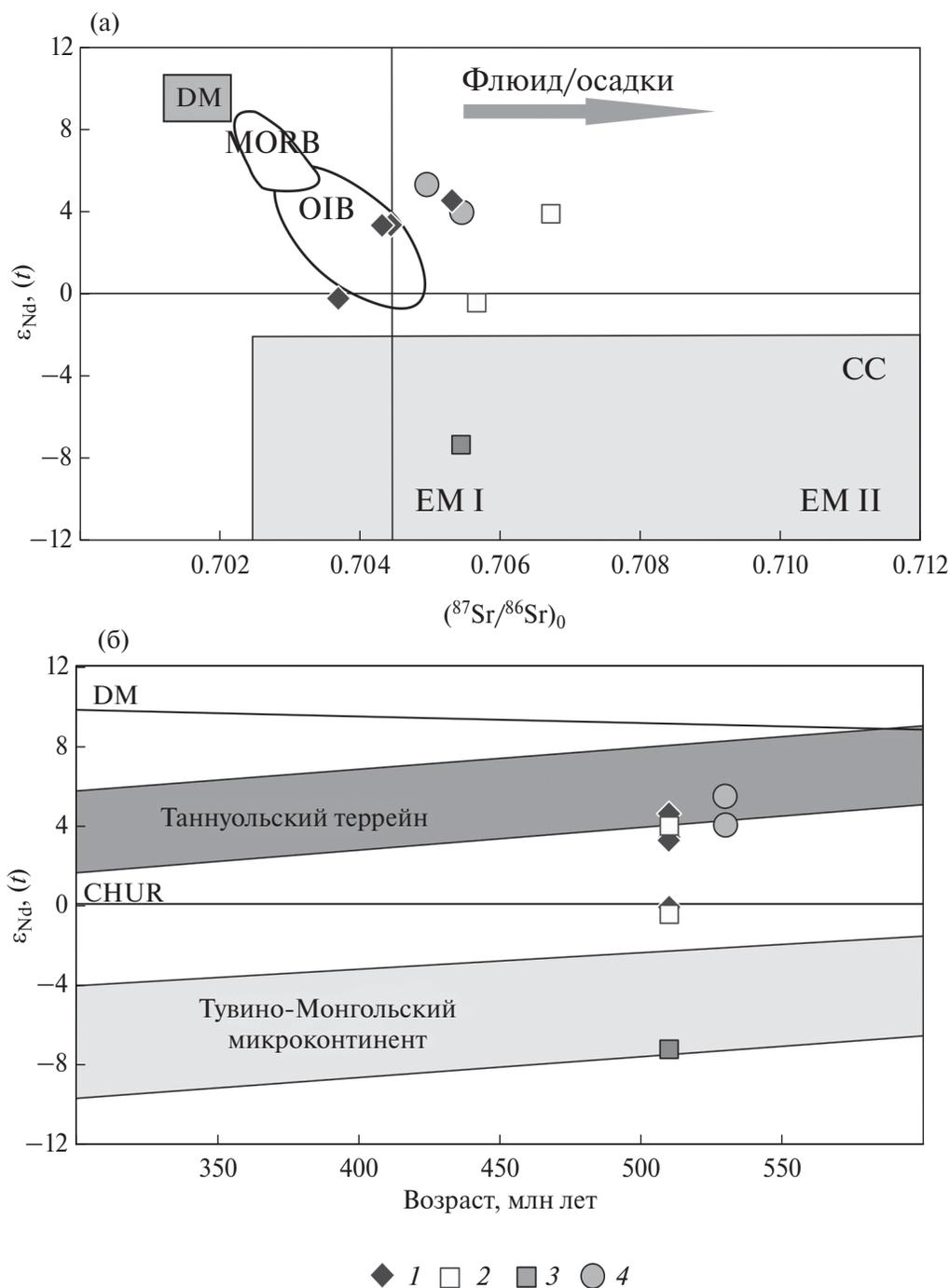
**Рис. 7.** (а) Гистограмма и кривая относительной вероятности U–Pb возрастов, (б) диаграмма с конкордией (в) для цирконов из туфа (TV-340), (г) гистограмма и кривая относительной вероятности U–Pb возрастов и (д) диаграмма с конкордией (е) для цирконов из туфа (TV-337) эжимской свиты



**Рис. 8.** Гистограмма и кривая относительной вероятности U–Pb возрастов (а) для цирконов (б) из туффита терекской свиты

пробы TV-340. Средневзвешенный возраст, полученный по самой молодой выборке значений 8 зерен соответствует  $512 \pm 11$  млн лет (см. рис. 7, б).

Кроме них в выборке присутствовали цирконы других возрастных диапазонов – 528–540 и 550–620 млн лет, для многих таких зерен



**Рис. 9.** Sr–Nd изотопные вариационные диаграммы для вулканитов Систигхемского террейна (по данным [17, 18, 32, 39, 50]).

Диаграммы  $\epsilon_{Nd}(t) - (^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  (а) и  $\epsilon_{Nd}(t) - \text{возраст}$  (б).

Обозначено: DM – деплетированная мантия; MORB – базальты срединноокеанических хребтов; EM I и EM II – компоненты обогащенного мантийного источника (по [50]).

1 – вулканогенные породы терекской свиты; 2 – туфы; 3 – долерит эжимской свиты; 4 – туфы баянкольской свиты

характерно сложное строение, указывающее на их гетерогенное происхождение. Единичные 10 зерен циркона не образуют значимых пиков и находятся в интервале от 0.9 до 2.8 млрд лет.

Из туффита терекской свиты получено 99 конкордантных значений возраста цирконов. Возраст 62 зерен циркона основной группы находится в интервале 510–550 млн лет, с основным пиком

на 520 млн лет и популяцией из 25 определенных самых молодых значений возраста на пике 510 млн лет, возраст зерен циркона другой группы отвечает интервалу 570–635 млн лет с пиком 582 млн лет.

Sr–Nd изотопный состав вулканогенных пород терекской и эжимской свит достаточно близок.

Значение  $\epsilon_{Nd}$  составляет (рис. 8, рис. 9, а):

–  $\epsilon_{Nd}(510) = +3.9$  до  $-0.45$ ,  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7056–0.7067$  в вулканитах эжимской свиты;

–  $\epsilon_{Nd}(510) = -7.3$ ,  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7054$  в диабазах эжимской свиты;

–  $\epsilon_{Nd}(510) = +4.5$  до  $-0.23$ ,  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7036–0.7053$  в породах терекской свиты.

Кроме того, были получены изотопные данные для вулканитов баянкольской свиты, как известно, имеющих несколько более древний возраст [2].

Для туфов баянкольской свиты характерны относительно обогащенные величины  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ , лежащие в пределах 0.7049–0.7054 мас.%, при положительных значениях величин  $\epsilon_{Nd}$  ( $530$ ) = +4.0– +5.4.

Изотопный состав вулканогенных пород терекской и баянкольской свит близок составам базальтов океанических островов и вулканогенных пород Таннуольского террейна, при этом для туфов эжимской свиты обнаруживается тенденция обогащения радиогенным Sr и обеднения Nd (см. рис. 9, б).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты проведенных изотопно-геохимических исследований показали, что для эжимской и терекской свит Систигхемского террейна типичны близкие ассоциации пород, но в разных количественных соотношениях.

На изученных участках для разреза терекской свиты характерно преобладание основных эффузивов над туфогенными породами, в эжимской свите преимущественно распространены туффиты и туфы, часто известковистые, а переслаивание зеленых и зеленовато-серых эффузивов с туфогенными и осадочными породами может указывать на накопление толщи в субаквальных обстановках.

Вулканогенные толщи Хемчикско-Систигхемского террейна рассматриваются как комплексы преддуговой зоны Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы, формирование которых часто связывают с прилегающим к террейну с северо-запада офиолитовым комплексом [1].

На происхождение Куртушибинских офиолитов существует несколько точек зрения. По одной

из них формирование этого комплекса офиолитов происходило в рифтогенном океаническом бассейне в условиях рассеянного спрединга в течение длительного времени (до 100 млн лет) [16]. В развитии таких систем отмечается несколько этапов – начальный (концентрированного спрединга), характерный для океанических рифтовых систем, и рассеянный спрединг, характерный для островодужных и задуговых рифтовых океанических структур.

Возраст этого комплекса, по данным  $Ar^{40}/Ar^{39}$  метода по амфиболу из габбро Шатского офиолитового массива, составляет  $578.1 \pm 5.6$  млн лет [19]. Близкими по времени зарождения и природе рассматриваются и офиолитовые комплексы Восточно-Тувинской зоны, образование которых связывается с рифтогенезом энсиалической коры, близкой к формированию океанического бассейна Красноморского типа [24].

Считается, что возраст офиолитов Восточно-Тувинской зоны, установленный U–Pb методом по циркону из плагиогранитов, прорывающих магматические образования агардагского офиолитового комплекса, не моложе  $569.6 \pm 1.7$  млн лет [38].

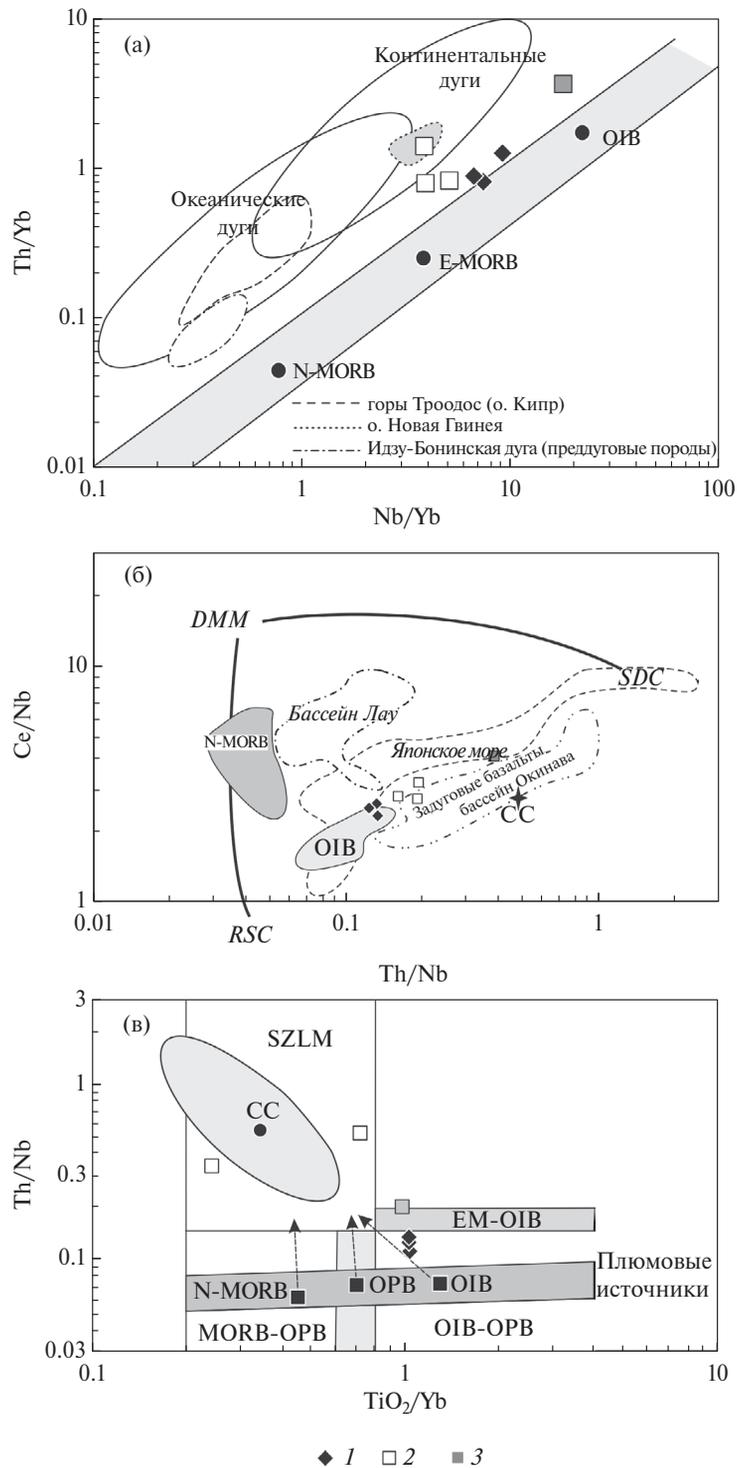
Реконструкция состава источника вещества и палеогеодинамических условий формирования проводилась только с использованием составов метавулканитов, как наиболее информативных при использовании стандартных диаграмм для основных пород. При этом мы сознательно не оперируем концентрациями таких элементов как K, Na, Ca, Rb, U и Cs считающихся подвижными при взаимодействии базальтов с морской водой и в водных флюидах при низких степенях метаморфизма пород базальтового состава.

Согласно диаграмме Nb/Y–Zr/TiO<sub>2</sub> поле составов метабазальтов терекской свиты сосредоточено в области щелочных, а эжимской субщелочных базальтов (см. рис. 4).

Для них характерно обогащение редкими литофильными, в том числе легкими редкоземельными, элементами по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов и близость к составу базальтов типа OIB (см. рис. 6).

Основные вулканиты характеризуются наличием отрицательных аномалий по Nb, а также слабопроявленных или хорошо выраженных отрицательных по Ti и положительных по Sr и Ba (см. рис. 6).

Наличие подобных аномалий может быть следствием контаминации материалом континентальной коры, либо добавлением в мантийный



**Рис. 10.** Диаграммы (а) Nb/Yb–Th/Yb (по [28]), (б) Th/Nb–Ce/Nb (по [41]), (в) TiO<sub>2</sub>/Yb–Th/Nb (по [40]) для базальтов терекской и эжимской свит Систигхемского террейна.

Составы N-MORB, E-MORB и OIB (по [45]); обозначены поля (пунктир): Японского моря, бассейна Лау и Окинава BABB (по [46]);

DMM – компонент истощенного мантийного источника MORB;

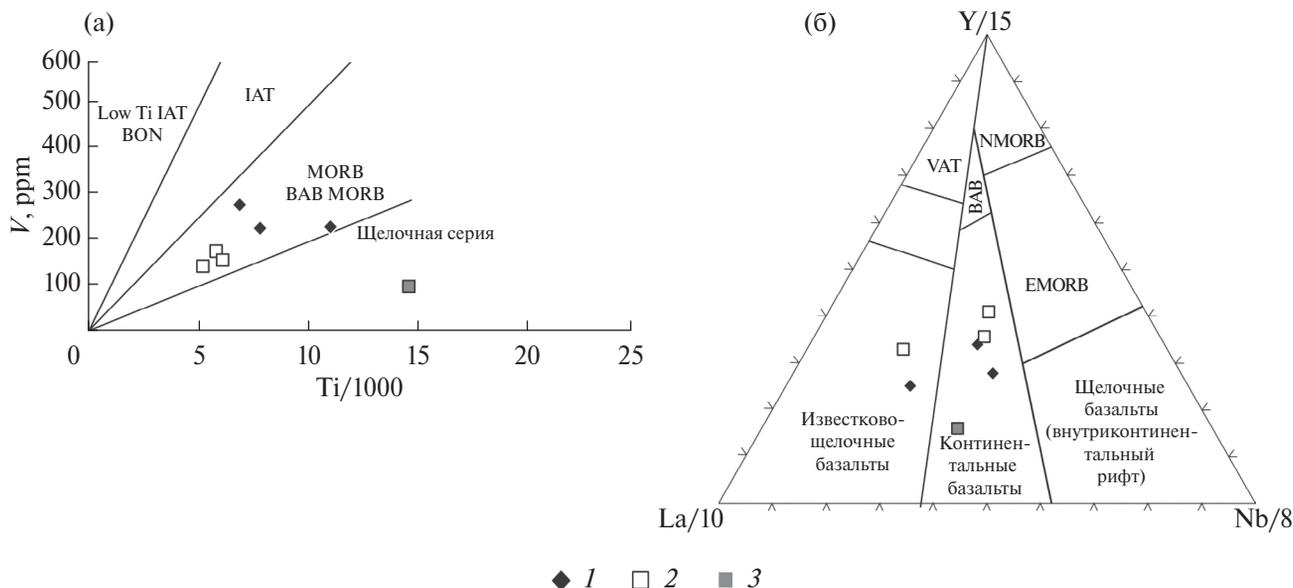
RSC – остаточный компонент рециклированного океанического слэба;

SDC – субдукционный компонент островодужного магматизма;

SZLM – субдукционно-модифицированная литосферная мантия (по [40]);

CC – континентальная кора.

1 – базальты терекской свиты; 2 – базальты эжимской свиты; 3 – долерит эжимской свиты



**Рис. 11.** Диаграммы (а) V-Ti/1000 (по [43]) и (б) Nb/8-Y/15-La/10 (по [27]) для метабазальтов терекской и эжимской свит Систи́гхемского террейна.

Обозначено: BAB – задуговые базальты; BON – бониниты; Cont.bas. – континентальные базальты; EMORB – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов; IAT – островодужные толеиты; NMORB – нормальные базальты срединно-океанических хребтов; VAT – толеиты вулканических дуг.

1–2 – базальты: 1 – терекской свиты, 2 – эжимской свиты; 3 – долерит эжимской свиты

источник субдукционной компоненты. Для них характерны значения, которые могут свидетельствовать о незначительной роли коровой контаминации при их формировании:

- низкие (Th/La)<sub>pm</sub> (0.19–0.97);
- высокие (Nb/Th)<sub>pm</sub> отношения (0.91–1.00);
- варьирующие повышенные (Nb/La)<sub>pm</sub> (0.34–0.83).

Все это указывает на обогащение данных пород Nb, относительно Th, и предполагает участие рециклированного материала океанической коры (слэба), испытавшего плавление в зоне субдукции, в составе источника метавулканитов.

На участие в составе источника рециклированного материала может указывать и положение точек состава исследованных базальтоидов на диаграмме (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub> – ε<sub>Nd</sub>(t) вблизи и в поле обогащенного мантийного источника EM1, который считается компонентом субдуцированной океанической коры и пелагических осадков.

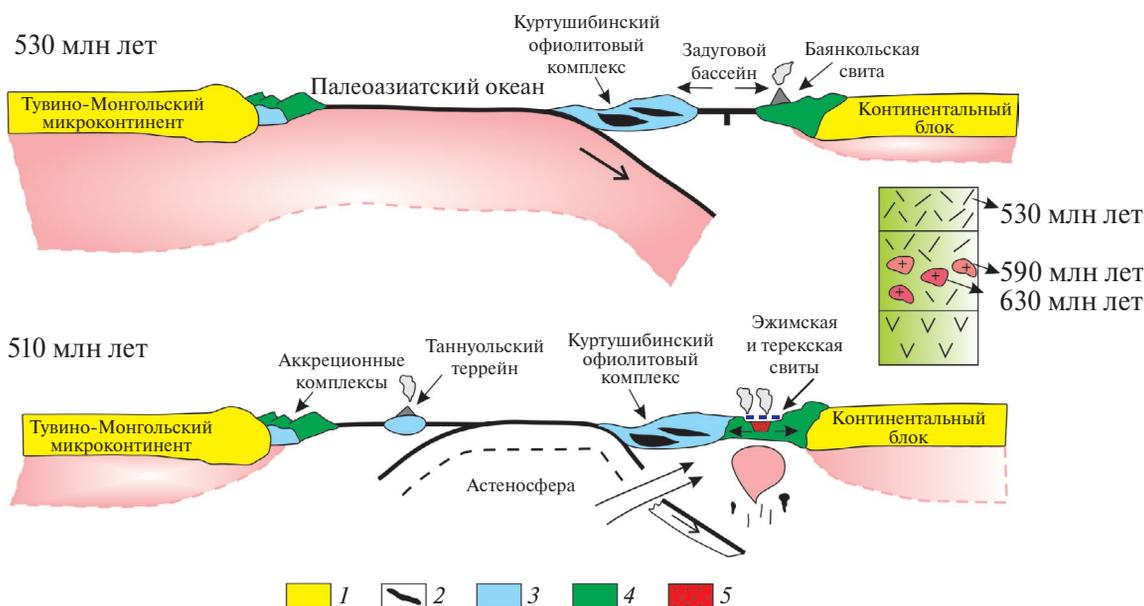
На диаграммах Nb/Yb–Th/Yb и Th/Nb–Ce/Nb точки составов базальтов терекской свиты располагаются вдоль линии мантийной последовательности и в поле OIB, при этом туфы эжимской свиты тяготеют к составам вулканических серий, которые образуются в условиях активных континентальных окраин и островных дуг (рис. 10, а, б).

Эффект взаимодействия плюмового источника магм с субдукционным фиксируется по составам вулканитов Систи́гхемского террейна (см. рис. 10, с).

При этом смешанный источник магм характерен для вулканитов эжимской свиты (повышенные Th/Nb отношения, выраженные отрицательные аномалии Ti, Nb, P), тогда как для терекской свиты типичен плюмовый источник магм (пониженные Ce/Nb и Th/Nb отношения, повышенные концентрации Nb и близость составам OIB) (см. рис. 9, а; рис. 10, б, в). Формирование вулканитов, возможно, происходило на поздних стадиях раскрытия бассейна.

Положение исследованных составов на диаграммах в полях базальтов континентальных и задуговых обстановок, геохимические и изотопные особенности состава вулканитов позволяют предполагать, что формирование бассейна происходило на коре переходного типа (рис. 11, а, б).

Формирование исследованных нами толщ происходило на сложной различными базальтами, их туфами и конгломератами и считающейся более древней и подстилающей – баянкольской свите раннего кембрия. Установленный по породам этой свиты позднекембрийский этап в развитии террейна, с проявленными импульсами гранитоидного



**Рис. 12.** Схема тектонической эволюции Систи́гхемского террейна Центральной Тувы в нижнем кембрии.

Показаны (прямоугольники фиолетовым) отложения эжимской и терекской свит.

1–2 – кора: 1 – континентальная, 2 – океаническая; 3 – островная дуга; 4 – аккреционно-субдукционный комплекс; 5 – отложения баянкольской свиты

магматизма в интервале 630–590 млн лет, может так же указывать на то, что формирование этих комплексов не могло происходить в пределах блоков с океанической корой.

На разработанной нами схеме тектонической эволюции Систи́гхемского террейна Центральной Тувы в нижнем кембрии представляется, что формирование нижележащей баянкольской свиты происходило на утоненной коре переходного типа (рис. 12).

Формирование вулканитов эжимской и терекской свит обусловлено рифтогенными процессами в тылу континентальной окраины над зонами субдукции. Геохимический облик вулканитов этих свит предполагает существование водонасыщенной надсубдукционной мантии и участие астеносферной, что приводит к появлению материнских расплавов, обедненных такими элементами как Nb и Ti по отношению к Ba и La. Присутствие в пробе туффи́тов эжимской свиты цирконов возрастного диапазона 570–635 млн лет (пик 580 млн лет) указывает на идентичные с породами баянкольской свиты источники сноса.

Аналогичные геологические процессы установлены (кембрий) в южной части Тувинского сегмента. В прибрежно-морских обстановках 530–520 млн лет назад формируются отложения терегтигской свиты, основными источниками сноса для которой послужили породы нео-, мезо-,

палеопротерозоя, в том числе, офиолиты Агардагского комплекса и породы вулканоплутонической серии с возрастом 574–579 млн лет [12]. Эти отложения являются одовозрастными с баянкольской свитой и также имеют в своем составе конгломераты с валунами гранитоидов с возрастом около 580 млн лет.

Затем на рубеже 500 млн лет происходит отложение осадочно-вулканогенной шурмакской свиты. При формировании туфоконгломератов этой свиты обломочный материал поступал в результате синхронных вулканических событий и вследствие разрушения более древних пород вплоть до архея [11]. Формирование этих пород и отложений эжимской и терекской свиты происходило одновременно в обстановках растяжения в южной и северной частях Тувинского сегмента ЦАСП. Все эти данные указывают на масштабность проявления рифтогенных процессов в регионе в это время.

Почти синхронно с формированием толщ Систи́гхемского террейна в пределах Палеоазиатского океана в интервале 540–520 млн лет происходило формирование вулканогенных и гранитоидных пород Таннуольского островодужного террейна, но субдукционные процессы в пределах этой зоны продолжались вплоть до конца раннего кембрия [3, 18, 22].

Время раннепалеозойских аккреционно-коллизийных процессов, установленное (в большей

степени) по гранитоидам, соответствует трем (раннекембрийский, позднекембрийский и среднепозднеордовикский) временным этапам от 510 до 450 млн лет [23, 39]. Последний среднепозднеордовикский (460–450 млн лет) этап связан с постколлизией историей развития этого блока [4].

Для террейнов Прибайкальского фрагмента Центрально-Азиатского складчатого пояса основной пик коллизионных процессов установлен в интервале 490–470 млн лет [6, 9, 14].

## ВЫВОДЫ

1. Происхождение первичных базальтовых магм терекской и эжимской свит, связано с частичным плавлением мантийного источника (типа OIB), метасоматически проработанного процессами, связанными с контаминацией при подплавлении дегидратированного слэба.

2. Формирование вулканогенных пород Систи́гхемского террейна происходило в бассейнах рифтогенного типа маркирующих процессы растяжения в тыловой части аккреционного комплекса с корой переходного или континентального типа на фоне субдукции под комплекс коры Палеоазиатского океана.

3. Терекская и эжимская свиты, являясь единой толщей с фациальной изменчивостью и неоднородностью по простиранию, в процессе складчатости и тектонических сдвигов были разделены на пластины, деформированы и горизонтально смещены друг относительно друга с дальнейшим объединением этих тектонических пластин и с их метаморфическим преобразованием.

**Благодарности.** Авторы благодарны рецензенту А.К. Худолею (СПбГУ–Институт наук о Земле, г. Санкт-Петербург, Россия) и анонимному рецензенту за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

**Финансирование.** Исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-10069, <https://rscf.ru/project/22-77-10069/> и Государственного задания ИГМ СО РАН № FWZN-2022-0036.

**Конфликт интересов.** Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-

- Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1996. № 1. С. 63–81.
2. Бродникова Е.А., Ветров Е.В., Летникова Е.Ф., Иванов А.В., Руднев С.Н. Позднерифейские и вендские гранитоиды в источниках сноса раннекембрийских грубозернистых пород баянкольской свиты Систи́гхемского прогиба Тувы // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 6. С. 783–800.
3. Ветров Е.В., Черных А.И., Бабин Г.А. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточно-Таннуольского сектора Тувинского магматического пояса: геодинамическая позиция, возраст и металлогения // Геология и геофизика 2019. Т. 60. №5. С. 641–655.
4. Ветров Е.В., Уваров А.Н., Ветрова Н.И., Летников Ф.А., Вишневская И.А., Жимулев Ф.И., Андреева Е.С., Червяковская М.В. Петрогенезис деспенских вулканогенных образований среднепозднеордовикской вулканоплутонической ассоциации Таннуольского террейна (юго-запад Тувы) // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 6. С. 782–799.
5. Гордиенко И.В. Вулканизм различных геодинамических обстановок Центрально-Азиатского складчатого пояса // Литосфера. 2004. № 3. С. 4–16.
6. Гордиенко И.В., Ковач В.П., Елбаев А.Л., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Возраст и условия формирования коллизионных гранитоидов Джидинской зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса, Юго-Западное Забайкалье // Петрология. 2012. Т. 20. № 1. С. 45–65.
7. Геологическая карта СССР. – М-6 1:200 000. – Серия Западно-Саянская. – Лист М-46-IV (Баян-Кол). – М.: Госгеолтехиздат, 1963. 1 лист.
8. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 93–108.
9. Донская Т.В., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // ДАН. 2000. Т. 347. № 1. С. 79–83.
10. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – Под ред. В.Е. Хаина – М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.
11. Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Прошенкин А.И., Бродникова Е.А. Возраст пород шурмакской свиты по данным U–Pb датирования цирконов методом LA-ICP-MS (Юго-Восточная Тува) // Вестн. СПбГУ. Науки о Земле. 2020. Т. 65. № 4. С. 702–716.
12. Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Маслов А.В., Ветрова Н.И. Фрагмент раннекембрийской континентальной окраины в структуре Тувинского сегмента ЦАСП (тереггитская свита): результаты U–Pb датирования циркона и Sr-хемостратиграфия // ДАН. 2023. Т. 512. № 2. С. 5–13.
13. Коровников И.В. Новые находки трилобитов в нижнем кембрии Центральной Тувы (юг Западной Сибири) // Новости палеонтологии и стратиграфии. Приложение к журналу “Геология и геофизика”. 2000. № 2-3. С. 39–46.

14. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Казаков И.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г. О возрасте метаморфизма Слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U–Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1997. Т. 5. № 4. С. 227–239.
15. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. – Под ред. Е.В. Склярова – М.: ПРОБЕЛ, 2004. 192 с.
16. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. – Под ред. Ю.Г. Леонова – М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
17. Летникова Е.Ф., Вещева С.В., Прошенкин А.И., Кузнецов А.Б. Неопротерозойские терригенные отложения Тувино-Монгольского массива: геохимическая корреляция, источники сноса, геодинамическая реконструкция // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 2110–2121.
18. Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Дружкова Е.К., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Травин А.В., Серов П.А. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде–раннем кембрии // Геология и геофизика. 2011а. Т. 52. №5. С. 649–665.
19. Монгуш А.А., Лебедев В.И., Травин А.В., Ярмолюк В.В. Офиолиты Западной Тувы – фрагмент поздневендской островной дуги Палеоазиатского океана // ДАН. 2011б. Т. 438. № 6. С. 796–802.
20. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
21. Ревяко Н.М., Костицын Ю.А., Бычкова Я.В. Взаимодействие расплава основного состава с вмещающими породами при формировании расслоенного интрузива Кивакка, Северная Карелия // Петрология. 2012. Т. 20. № 2. С. 115–135.
22. Руднев С.Н., Ковач В.П., Пономарчук В.А. Венд-раннекембрийский островодужный плагиогранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии (геохронологические, геохимические и изотопные данные) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1628–1647.
23. Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. – Под ред. Г.В. Полякова – Новосибирск: СО РАН, 2013. 300 с.
24. Симонов В.А., Котляров А.В., Ступаков С.И., Третьяков Г.А. Палеогеодинамика офиолитов Тувы. – В кн.: Эволюция тектонических процессов в истории Земли. – Мат-лы XXXVII Тектон. совещ. Межвед. тектон. комитета СО РАН. – Новосибирск: Гео, 2004. Т.1. С. 166–169.
25. Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Резницкий Л.З., Иванов А.В., Прошенкин А.И. Этапы тектоно-магматической активизации в зоне сочленения Сибирской платформы и Таннуольско-Хамсаринского сегмента ЦАСП (по результатам U–Pb изотопных исследований) // ДАН. 2021. Т. 498. № 2. С. 115–120.
26. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. Improved  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  Microprobe geochronology by monitoring of Trace Element Related Matrix Effect; SHRIMP, ID TIMS, ELA ICP MS and Oxygen Isotope Documentation for series of zircon standards // Chem. Geol. 2004. Vol.205. No.1-2. P.115–140.
27. Cabanis B., Lecolle M. Diagramme La/10-Y/15-Nb/8: Un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale // Compte Rendus de l'Académie des Sci. Ser. II. Vol. 309. P. 2023–2029. (In French).
28. Dampare S.B., Shibata T., Asiedu D.K., Osaе S., Banoeng-Yakubo B. Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic belt, Ghana: Petrogenetic and tectonic setting implications // Precambrian Research. 2008. Vol. 162. P. 403–423.
29. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material – implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 87 No.3. P. 249–265.
30. Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS. – In: *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues.* – Ed.by P. Sylvester, (Mineral. Assoc. Canada, Short Course Ser. 2008. Vol. 40), P. 307–311.
31. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 67. No.2. P. 137–150.
32. Jahn B.M., Wu F., Lo C.H., Tsai C.H. Crust–mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical and Sr–Nd isotopic evidence from post-collisional mafic–ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China // Chem. Geol. 1999. Vol. 157. 119–146.
33. Ludwig K.R. Isoplot. V. 4.15: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. – Berkeley Geochron. Center Sp. Publ. 2011. Vol.4. 75p.
34. Panteeva S.V., Gladkochoub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // Spectrochimica Acta. Part B: Atomic Spectroscopy. 2003. Vol.58. P. 341–350.
35. Parfenov L.M., Khanchuk A.I., Badarch G., Miller R.J., Naumova V.V., Nokleberg W.J., Ogasawara M., Prokopiev A.V., Yan H., Belichenko V., Berzin N.A., Bulgatov A.N., Byamba J., Deikunenko A.V., Dong Y., Dril S.I., Gordienko I.V., Hwang D.H., Kim B.I., Korago E.A., Kos'ko M.K., Kuzmin M.I., Orolmaa D., Oxman V.S., Popeko L.I., Rudnev S.N., Sklyarov E.V., Smelov A.P., Sudo S., Suprunenko O.I., Sun F., Sun J., Sun W., Timofeev V.F., Tretyakov F.F., Tomurtogoo O.,

- Vernikovskiy V.A., Vladi Mirov A.G., Wakita K., Ye M., Zedgenizov A.N.* Preliminary Northeast Asia geodynamics map. – Scale 1:5 000 000. – (U.S. Geological Surv. Open-File Rep. 03-205. 2003), 2 sh.
36. *Paton Ch., Hellstrom J.C., Paul P., Woodhead J.D., Hergt J.M.* Iolite: Freeware for the visualization and processing of mass spectrometric data // *J. Analyt. Atom. Spectrom.* 2011. Vol.26. P. 2508–2518.
37. *Powerman V.I., Buyantuev M., Ivanov A.V.* A review of detrital zircon data Treatment, and launch of a new tool “Dezirteer” along with the suggested universal workflow // *Chem. Geol.* 2021. Vol. 583. Art.120437. Doi: <https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-5-0718>
38. *Pfänder J.A., Jochum K.P., Kozakov I., Kröner A., Todt W.* Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: Evidence from trace element and Sr–Nd–Pb isotope data // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. Vol. 143. P. 154–174.
39. *Vetrov E.V., Vetrova N.A., Pikhutin E.A.* Geochronology and geochemistry of early Paleozoic granitic and coeval mafic rocks from the Tannuola terrane (Tuva, Russia): Implications for transition from a subduction to post-collisional setting in the northern part of the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research.* 2024. Vol. 125. P. 130–149.
40. *Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C.* LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // *Lithos.* 2021. Vol. 392-393. P. 1–28.
41. *Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J.* Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints // *J. Petrol.* 1988. Spec. Lithosph. Is. P. 415–445.
42. *Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hancher J.M. Horstwood M.S.A., Morris G.A.* Plešovice zircon – A new natural reference material for U–P–band Hf-isotopic microanalysis // *Chem. Geol.* 2008. Vol. 249. No. 1–2. P. 1–35.
43. *Shervais, J.W.* Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol.59. P. 101–118.
44. *Shkolnik S., Letnikova E., Vetrov E., Ivanov A., Reznitsky L., Proshenkin A.* Proterozoic–Paleozoic tectonic evolution of the northern Central-Asian Orogenic Belt: New constraints from igneous and metamorphosed rocks of the Khamsara Terrane (East Sayan, Russia) // *J. Asian Earth Sci.* 2023. Vol. 255. Art.105785. Doi:10.1016/j.jseas.2023.105785
45. *Sun S, McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. – In: *Magmatism in Oceanic Basins.* – Ed.by A.D. Saunders, M.J. Norry, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. Vol. 42), P. 313–345.
46. *Wang Y.J., Zhao G.C., Fan W.M., Peng T.P., Sun L.H., Xia X. P.* LA-ICP-MS U–Pb zircon geochronology and geochemistry of Paleoproterozoic mafic dykes from western Shandong Province: Implication for back-arc basin magmatism in the Eastern Block, North China Craton // *Precambrian Research.* 2007. Vol. 154. P. 107–124.
47. *Wiedenbeck M.P.A., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W.* Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // *Geostandards and Geoanal. Res.* 1995. Vol. 19. P. 1–23.
48. *Winchester J.A., Floyd P.A.* Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geol.* 1977. Vol. 20. P. 325–343.
49. *Winchester J. A., Park K. G., Holland J. G.* The geochemistry of Levisian semipelitic schists from the Gairloch district western Ross // *Scott. J. Geol.* 1980. Vol.16. P.165–179.
50. *Zindler A., Hart S.* Chemical geodynamics // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1986. Vol.14. P. 493–571.
51. ЦКП, <http://crust.irk.ru/industry/analytics.html> (Accessed April, 2024)

## The Cambrian Volcanic-Sedimentary Strata of the Systighem Terrane (Central Tuva): Results of Isotopic-Geochronology and Geochemical Studies

S. I. Shkolnik<sup>a, b, \*</sup>, E. F. Letnikova<sup>b</sup>, K. K. Kolesov<sup>b</sup>, A. V. Ivanov<sup>b</sup>, D. D. Bulgakova<sup>b</sup>,  
N. V. Bryansky<sup>a</sup>

<sup>1</sup>*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the RAS, bld. 128, str. Lermontov, 664033 Irkutsk, Russia*

<sup>2</sup>*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the RAS,  
bld. 3, str. Academic Koptug, 630090 Novosibirsk, Russia*

\**e-mail: sink2507@mail.ru*

The article presents the first results of isotope-geochemical (Sm–Nd, Rb–Sr) and geochronological (U–Pb LA-ICP-MS) studies of Cambrian volcanic-sedimentary strata (Terek and Ezhim formations) of the Systighem terrane (Central Tuva). It was established that the origin of the primary basaltic magmas of the Terek and Ezhim formations is associated with the partial melting of a mantle source (OIB type), metasomatically worked through by processes associated with contamination during the melting of a dehydrated slab. Their formation occurred in the rift-type basins marking extension processes in the rear part of the accretionary complex with transitional or continental-type crust opposite the background of subduction of the Paleo-Asian Ocean crust beneath it.

The formation of volcanogenic-sedimentary strata of the Terek and Ezhim formations occurred closely simultaneously in the interval of 512–510 Ma. Similar isotope-geochemical characteristics of the composition of volcanic rocks of the studied formations ( $\epsilon_{\text{Nd}}(510) = +3.9$  to  $-0.45$  and  $\epsilon_{\text{Nd}}(510) = +4.5$  to  $-0.23$ ) and the time of their formation indicate that they are a single sequence, which is in the process of folding or other tectonic processes was divided into disconnected fragments, deformed and displaced relative to each other by horizontal movements during the course of accretion-collision events. On the modern erosional section, they are represented by a series of combined tectonic plates, altered to varying degrees, thrust upon each other and, most likely, on an existing and buried continental block.

*Keywords:* Central Asian Fold Belt, Systighem terrane, Central Tuva, Cambrian, volcanogenic-sedimentary strata, isotope-geochemical composition, U–Pb-geochronology, tectonic model

УДК 551.2.3

## МАГМАТИЗМ И ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ ИНТРУЗИЙ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ, РОССИЯ)

© 2024 г. Ю. Л. Ребецкий<sup>1</sup>, \*, В. Н. Войтенко<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, д. 10, ул. Б. Грузинская,  
123995 Москва, Россия

<sup>2</sup>ООО “Норникель Технические Сервисы”, д. 11, Гражданский просп.,  
195220 Санкт-Петербург, Россия

\*e-mail: reb@ifz.ru

Поступила в редакцию 13.07.2023 г.

После доработки 24.09.2023 г.

После повторной доработки 08.09.2024 г.

Принята в печать 11.09.2024 г.

В статье представлены результаты исследования поля напряжений земной коры Норильского района при внедрении дифференцированных интрузий. Показано, что формирование в раннетриасовое время рудоносных интрузий, несущих медно-никелевую минерализацию, связано с эволюцией поля напряжений в коре на протяжении 50–100 млн лет. Установлено, что особенности напряженного состояния земной коры на начальном этапе обусловлены его глубиной и латеральной неоднородностью, возникшей до начала магматизма в раннепермское время в коре Хантайско-Рыбнинского вала и прилегающих структур. Возникновение этой неоднородности, имевшей унаследованный длительный характер, обусловлено формированием поднятий (валов) в регионе и процессами денудации поверхности этих поднятий с вертикальными амплитудами в пределах 1.5–2.5 км.

Поскольку процессы денудации приводят к подъему к поверхности пород, испытавших на больших глубинах закритическое течение, в верхней части и, частично, в средней части кристаллической коры Хантайско-Рыбнинского вала и прилегающих территориях возникли предпосылки к созданию напряженного состояния горизонтального сжатия. В нижней части коры Хантайско-Рыбнинского вала, а также в коре Норильско-Хараелахского прогиба и Тунгусской синеклизы сохранился режим горизонтального растяжения. Эта разница в напряженном состоянии коры определила особенности пространственной неоднородности развития вулканизма и внутрикорового магматизма Норильско-Хараелахского прогиба и Тунгусской синеклизы.

*Ключевые слова:* тектонофизика, магматизм, режим напряженного состояния, горизонтальное сжатие, давление магмы, магмопроводящие разломы, магматические интрузии, Норильско-Хараелахский прогиб, Хантайско-Рыбнинский вал, Тунгусская синеклиза

DOI: 10.31857/S0016853X24060043, EDN: RWJZXJ

### ВВЕДЕНИЕ

Формирование внутриплитных базальтовых провинций и, в частности, сибирских траппов связывают с влиянием мантийного плюма на земную кору [8, 9, 14, 21, 22, 25, 45, 48, 52, 56, 58, 60, 62, 66, 69]. Предполагается, что центр плюма находился под Норильским районом, где наблюдается максимальная мощность вулканогенных комплексов [23, 76]. Для центра трапповой провинции Норильского района характерны наиболее мощные разрезы туфолавовой толщи лавового типа, и ареальный тип магматизма. Извержения носили спокойный характер, без образования возвышенных в рельефе крупных вулканических построек, и происходили за счет излияния через

множество мелких каналов, представленных современными дайками и силлами.

Большая часть магматических интрузий в отложениях девонского, каменноугольного, пермского и триасового возрастов представлена силлами, реже встречаются дайки, штоки и сложные по форме полого секущие или субпластовые ветвящиеся трубообразные тела (хонолиты). Интрузии имеют различный состав (от пикритовых габбро-долеритов до лейкократовых габбро). По степени дифференцированности интрузии подразделяются на:

- недифференцированные (изотропные);
- слабо дифференцированные;
- дифференцированные (расслоенные).

Изотропные и слабо дифференцированные интрузии являются безрудными, а в расслоенных интрузиях встречаются рудопоявления и различные по масштабам месторождения сульфидных Au–Pt–Cu–Co–Ni и Pt-малосульфидных руд. Большая часть медно-никелевых рудных тел месторождений пространственно связана с дифференцированными лентовидными хонолитообразными массивами габбро-долеритов мощностью от первых метров до 300 м.

В Норильском районе выделяют десять циклов магматических излияний. Главные дифференцированные интрузии относят к пятому, шестому и седьмому циклам [31].

По результатам анализа вариаций химического состава пород туфоластовой толщи Норильского района предложено разделение трапповой формации на три разных типа, при этом каждый тип имеет источник магм и соответствующий тектономагматический этап [44]:

– первый этап (магматизм) связан с глубинным обогащенным мантийным источником, в котором формировались покровы трахибазальтов и трахиандезибазальтов;

– второй этап (вулканизм) также связан с глубинным истощенным источником, претерпевшим фракционную дифференцированность, в котором изливались коматиитоподобные лавы пониженной основности;

– третий (трапповый) этап связан с малоглубинными источниками, вероятно, внутрикорового расположения, поставлявшими толеитовые базальты.

В работе [24] развиваются представления о двух этапах вулканизма. Первый этап развития магматизма связан с континентальным рифтогенезом, во время которого преимущественно изливались расплавы глубинного происхождения. Со вторым этапом вулканизма связано возникновение в нижней – верхней коре магматических камер, в которых формировались дифференцированные интрузии.

При объяснении уникальности медно-никелевых месторождений Норильского района основные расхождения исследователей связаны с особенностями сульфидизации рудных интрузий (мантийная, коровая) и механизмом обогащения месторождений (внутрикамерный в приповерхностных условиях, в промежуточных абиссальных магматических очагах).

По мнению части исследователей уникальность медно-никелевых руд Норильского и Талнахского рудных узлов обусловлена мощностью

магматического извержения, произошедшего в конце пермского и начале триасового периода ( $251 \pm 3$  млн лет), а также особенностями строения коры, благоприятствовавшего процессам дифференциации магматических интрузий [57, 67].

Также существует несколько разных концепций, объясняющих механизм увеличения концентрации медно-никелевых руд в интрузиях, в основу которых заложен механизм кристаллизационно-гравитационной дифференциации [47, 48].

Наибольшее распространение получило предположение о формировании руд в условиях открытой магматической системы [35, 36, 60, 61, 63].

В модели Радько–Налдретта [36, 72] формирование дифференцированной интрузии происходит в результате многократного поступления магмы в камеру, типа гипабиссальный суб-вулкан, имеющей подводящий и выводящий каналы. Уникальность месторождений этой модели не связана с их пространственным положением в структурных зонах провинции. Модель Радько–Налдретта только способствует прогнозу расположения рудных тел внутри магматической камеры с заведомо известной геометрией.

В другой гипотезе образования норильских месторождений в условиях закрытой системы, предполагающей вынос сульфидов в капельном виде напрямую из мантии, прогнозировались структурно благоприятные участки земной коры. Наиболее благоприятными участками для этого процесса рассматривались краевые зоны платформы с сосредоточенными здесь глубинными разломами [28–30].

В работах [4, 5, 26, 27] считается, что уникальные рудные залежи возникают в процессе фракционирования расплава, начинающегося при его движении в магматической колонне при кристаллизационной дифференциации и гравитационной сепарации. В генетических моделях рассматривается возможность фракционной дифференциации и в промежуточных внутрикоровых магматических очагах – камерах [19, 20, 34]. В накоплении металлов платиновой группы в рудах могло иметь значение длительность пути движения сульфидов от источника до магматической камеры.

Изучение изотопного состава циркона Hf–O *in situ* в сочетании с данными по изотопам Nd из магматических пород, выполненное в работе [70] для Талнахского рудного узла, показало, что троктолит с сульфидсодержащей такситовой текстурой из базальной части интрузии имеет высокое значение  $\delta^{18}O$ . Это указывает на возможное участие

компонента земной коры при формировании сульфидсодержащих пород с такситовой текстурой.

В работе [74] показано, что основные объемы серы в субвулканической интрузии, связанной с сибирскими траппами, поступают из морских эвапоритов. Загрязненная магма была способна растворять на порядок больше серы, чем чистая базальтовая магма мантийного происхождения.

В работе [33] также указывается отличительная черта формирования Норильских рудных узлов за счет обогащения мантийного вещества коровым веществом (изначально – серой) с формированием богатых сульфидных Cu–Ni-месторождений.

Требуемые большие объемы серы норильских месторождений невозможно объяснить ее растворением в процессе формирования базальтового расплава [36].

В работе [1] рассматривалась возможность образования сульфидной жидкости в процессе миграции расплава через серосодержащие породы земной коры. Инфильтрационно-автометасоматическая гипотеза образования норильских руд получила развитие в работах В.В. Золотухина [15–18].

В работе [46] в качестве источника сульфидной серы рассматривается сульфатная сера осадочного ангидрита. Считается, что восстановление сульфатной серы происходило в процессе абиогенной сульфатредукции при взаимодействии углеводов с ангидритом. Показано, что объемы сульфатной серы эвапоритов и углеводов угленосных и нефтегазоносных отложений норильского района достаточны для осуществления таких процессов.

Анализ распределения всех типов силлов и геофизически идентифицированных магматических очагов в плане [78] показал, что на промежуточных и верхних уровнях земной коры дифференцированные силлы ограничены неглубокими участками Норильско–Хараелахского прогиба.

Предполагается, что часть магмы оставалась в камерах земной коры среднего глубинного уровня, где происходило насыщение и накопление сульфидов [6, 78]. Позднепротерозойские породы и породы палеозоя (мощностью до 6–7 км), содержащие медную минерализацию осадочного происхождения и эвапоритовые толщи, возможно, внесли дополнительный вклад в обогащении металлами рудоносных интрузивов.

Важно отметить, что разные взгляды на глубины формирования внутрикоровых очагов, на возможность остановки продвижения и длитель-

ного прохождения магмы в колоннах, а также на формирование рудоносных интрузий вблизи поверхности обычно связывают с особенностью структурного строения Норильского района [24].

В настоящей статье мы приводим данные наших исследований и покажем, что возможность остановки продвижения магмы в разломе (колонне), формирование внутрикоровых пластообразных магматических очагов и образование в приповерхностных условиях карандашеподобных и лентовидных интрузий (хонолитов), в которых находятся большинство богатых рудных залежей, следует связывать со специфической особенностью геодинамической обстановки – напряженного состояния земной коры, эволюционировавшего в коре в процессе магматизма.

Целью настоящей статьи является установление закономерностей эволюции напряженного состояния коры в процессе магматизма и роли этих изменений в формировании внутрикоровых магматических очагов, а также интрузий различного типа (дайки, силлы, хонолиты) в верхней части осадочного чехла.

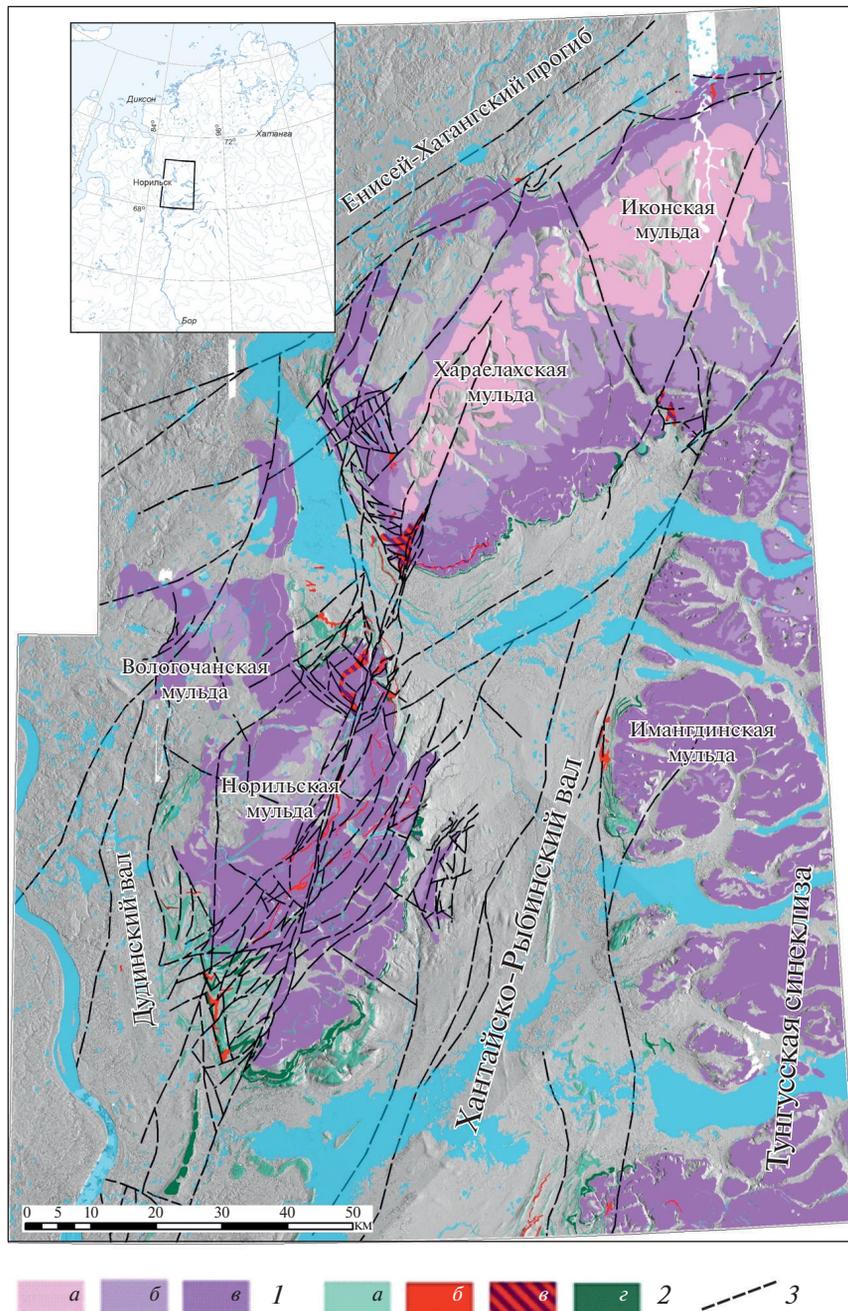
## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

На северо-западе Сибирской платформы прежде всего выделяется структура первого порядка – Тунгусская синеклиза, северо-западная окраина которой располагается вдоль юго-восточной границы Норильского района [36, 50, 53, 54] (рис. 1).

К структурам второго порядка этого региона относится Норильско-Дельканский авлакогеноподобный прогиб, располагающийся по диагонали с юго-запада на северо-восток, западная треть которого именуется Норильско-Хараелахским рифтогенным прогибом (далее по тексту – Норильско-Хараелахский прогиб) [32]. Этот прогиб ограничен с юго-востока более древним Хантайско-Рыбнинским валом, с запада и северо-запада – Дудинским валом, которые также являются структурами второго порядка. Норильско-Хараелахский рифтогенный прогиб прослежен в северо-восточном направлении на 350 км через всю территорию Норильского района.

К структурам третьего порядка на северо-западе Сибирской платформы относятся следующие структуры [36].

- Впадины (мульды):
  - Норильская;
  - Хараелахская;
  - Ламско-Хантайская.



**Рис. 1.** Положение геологических структур Норильского района.

На врезке показано (прямоугольник) положение региона исследования.

1 – туфолавовая тоша: а – T1km+sm, б – T1mk+hr, в – P3iv+sv-nr;

2 – интрузии: а – Оганеровского, Моронговского и Далдыканского комплексов (T1-2), б – Норильского, Моронговского и Zubовского комплексов (T1); в – то же, в проекции на поверхность; г – Пясинского и Ергалахского комплексов (P3); 3 – разломы

• Куполовидные поднятия, разделяющие впадины:

- Убойнинское;
- Пясинское;
- Микчангдинское;
- Каланское.

Хантайско-Рыбинский вал имеет север – северо-восточное простирание и длину до 120 км при ширине 20–30 км. Он формировался в пределах Норильско-Харалахского прогиба с раннего кембрия в процессе конседиментационного роста валообразных поднятий в результате активизации

Норильско-Хараелахского разлома и шовной зоны (сутуры), совпадающей с современным положением Имангдино-Летнинского глубинного разлома.

Рыбнинское и Хантайское конседиментационные поднятия представляли собой мелководный барьер, разделявший воды глубоководной части открытого моря от соленых вод, охватывающей всю западную и юго-западную часть Сибирской платформы [32].

В среднем палеозое – это относительно приподнятая область, ограниченная конседиментационными флексурами. В позднем палеозое в результате интенсивного роста структуры происходил размыв слагающих ее образований, величина которого в западной части вала достигала 3000 м.

В работе [24] отмечается разница в строении западного и восточного борта Хантайско-Рыбнинского вала, сформированная еще до излияния первых порций магматических расплавов на поверхность в этом районе.

Имангдино-Летнинский разлом (ИЛР) является дизъюнктивной структурой первого порядка, сформировавшейся в раннем докембрии в доплатформенный этап развития, разделяющей разновозрастные складчатые комплексы в составе архейско-нижнепротерозойского фундамента [36]. Имангдино-Летнинский разлом проходит по осевой зоне Ламско-Хантайской впадины и отделяет Тунгусскую синеклизу от молодой платформы с байкальским основанием.

Норильско-Хараелахский разлом относится к дизъюнктивным структурам второго порядка и так же, как Хантайско-Рыбнинский вал, имеет север–северо-восточное простирание и протяженность 350 км. Ширина зоны разрывных и складчатых нарушений – 10–20 км.

На всем протяжении разлом осложнен крупными опережающими разрывами Микчангдинского, Абагалахским, Ергалахским и другими северо-восточного простирания, образующими разветвленную сеть дислокаций к востоку от основной его зоны. Разлом относится к структурам второго порядка и имеет ряд признаков трансформного разлома по отношению к рифтам Енисейско-Ханганского прогиба. Он представляет осевую зону одноименного прогиба и прослеживается далее на юг за пределы Норильского района до р. Игарки.

В породах дотунгусского времени Норильско-Хараелахский разлом проявлен в виде флексуорообразной складки, что свидетельствует о глубинности структуры и ее докембрийском возрасте. Этот разлом считается основной магмо- и рудо-

контролирующей зоной в Норильском рудном районе и контролирует размещение промежуточных магматических очагов.

Многочисленные сбросо-сдвиги северо-восточного простирания и кинематически связанные с ними надвиги образуют с зонами Имангдино-Летнинского и Норильско-Хараелахского разломов единую сложную тектонопару, свидетельствуя о крупных сдвиговых (правый сдвиг) перемещениях вдоль этих зон в позднем мезозое

Норильско-Хараелахский и Имангдино-Летнинский разломы являются главными магмоконтролирующими структурами Норильского рудного района, что подтверждено данными аэромагнитной съемки магнитных аномалий в виде цепочек, тяготеющих к трассам разломов [43].

## ЭВОЛЮЦИЯ КОРОВЫХ НАПРЯЖЕНИЙ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

В нашем исследовании мы будем опираться на представления о ведущей роли промежуточных внутрикоровых магматических очагов и условий, определивших достаточно длительное нахождение магмы в колоннах–разломах и формирование рудоносных дифференцированных силлов [29, 35, 72, 78].

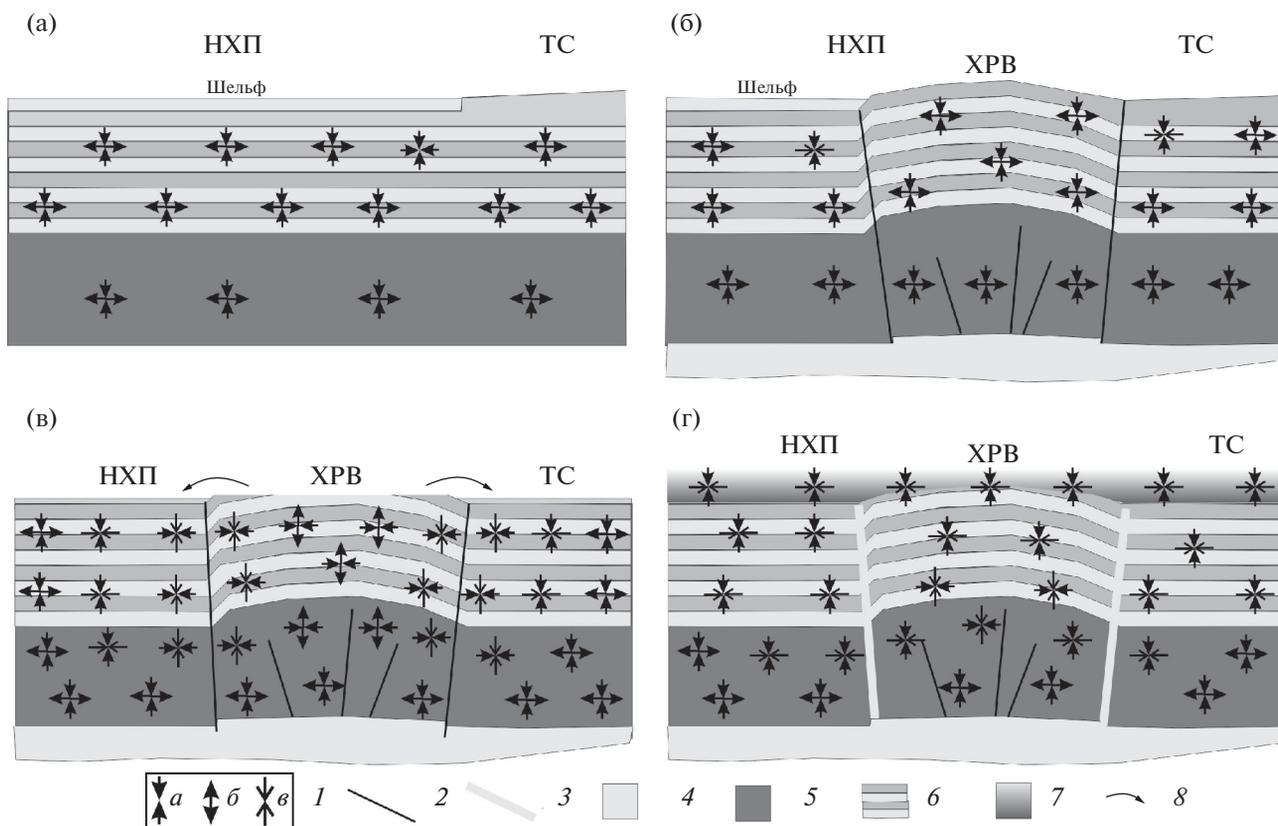
При этом полагаем, что главная роль в образовании таких очагов связана не столько со структурными особенностями коры Норильско-Хараелахского прогиба, сколько с особенностями эволюции напряженного состояния коры Рыбнинского вала. Поэтому проблема образования норильских месторождений может быть решена только при всестороннем анализе эволюции геодинамики, тектоники и процесса магматизма всей провинции.

Для условий Норильского района нами исследована эволюция корового напряженного состояния, как на стадии до начала (каменноугольный и пермский периоды), так и в ходе самого траппового магматизма (пермский и триасовый периоды).

Представленная выше краткая часть обзора тектоники Норильского района позволила выявить несколько факторов ее эволюции, способных определить режимы напряженного состояния в различных субрегиональных геологических объектах (рис. 2).

### *Формирование осадочного бассейна*

Формированию осадочного бассейна в режиме пассивной континентальной окраины отвечает ориентация главных напряжений, показанная на



**Рис. 2.** Схемы напряженных состояний в вертикальном разрезе осадочного чехла и кристаллической коры Хантайско-Рыбнинского вала, а также прилегающих структур (а) в начале палеозоя; (б) к концу палеозоя (кембрий–начало пермского периода) без учета эрозии; (в) к концу палеозоя с учетом эрозионных процессов Хантайско-Рыбнинского вала; (г) в триасе, в период магматических излияний.

- 1 – оси главных напряжений: *a* – максимального сжатия, *b* – минимального сжатия или девиаторного растяжения, *v* – промежуточного главного напряжения;
- 2 – коровые разломы, в том числе Норильско-Хараелахский (НХР) и Имангдино-Летнинский (ИЛР), ограничивающие Хантайско-Рыбнинский вал с запада и востока;
- 3 – разломы (НХР и ИЛР) на стадии магматизации коры;
- 4 – магматический подкоровый очаг;
- 5 – кристаллическая кора;
- 6 – осадочный чехол;
- 7 – эффузивная тоша;
- 8 – направление эрозионного сноса

рисунке 2, а. Будем считать, что геодинамический тип напряженного состояния, именуемый как горизонтальное растяжение (наибольшее сжатие субвертикально), имел место в земной коре всего осадочного бассейна в раннем и среднем палеозое, до начала конседиментационного роста Хантайско-Рыбнинского вала.

Поскольку на востоке Тунгусская синеклиза была приподнята над осадочным бассейном, то в верхней части коры Хантайско-Рыбнинского вала уровень напряжений горизонтального сжатия мог быть больше, чем к востоку от него.

Начиная с кембрия происходит поднятие Хантайско-Рыбнинского вала, которое сопрово-

ждается частичной эрозией. В этот период идет ускоренное развитие Норильско-Хараелахского прогиба, куда происходил снос эродированного материала. Показан прогноз напряженного состояния, отвечающего только стадии формирования двухкилометрового поднятия Хантайско-Рыбнинского вала (без учета эрозии) (см. рис. 2, б).

Поднятие участка Норильско-Хараелахского прогиба может быть связано с формированием в мантии обширного магматического очага и наличием двух глубинных Норильско-Хараелахского и Имангдино-Летнинского разломов, реализовавших горстообразное воздымание Хантайско-Рыбнинского вала.

Формирование рельефа в 1–2 км как на конседиментационной стадии, так и на последующих этапах развития структур приводит к появлению большой разницы между горизонтальными напряжениями в коре для осевых частей области поднятия и прогиба, она может достигать 40 МПа. Из-за этого в верхних слоях коры (глубины до 5 км) Норильско-Хараелахского прогиба и Тунгусской синеклизы, расположенных в непосредственной близости (до 20–30 км) от Хантайско-Рыбнинского вала, должны возникать дополнительные сжимающие напряжения, которые сглаживают контраст в напряжениях для осевых частей. Можно полагать, что в горизонтальном направлении, ортогональном простиранию Хантайско-Рыбнинского вала, в ближних к нему зонах будет действовать промежуточное главное напряжение (наибольшее латеральное сжатие), которое далее по латерали переходит в наименьшее сжатие (см. рис. 2, б).

При формировании больших высот поднятий уровень этих дополнительных напряжений латерального сжатия в верхней части коры Норильско-Хараелахского прогиба и Тунгусской синеклизы становится еще большим, что может привести к переиндексации главных напряжений, действующих в вертикальном и горизонтальном направлениях. Таким образом, в горизонтальном направлении, ортогональном простиранию Хантайско-Рыбнинского вала, могло действовать наибольшее сжатие, что определило изменение геодинамического типа напряженного состояния с горизонтального растяжения на горизонтальное сжатие.

На глубинах более 7 км влияние поднятия Хантайско-Рыбнинского вала уменьшается, и на больших глубинах далее вплоть до фундамента имеет место напряженное состояние горизонтального растяжения.

### *Процессы эрозии*

Эрозионные процессы, уменьшающие высоты рельефа для Хантайско-Рыбнинского вала на 3 км, способны повысить уровень горизонтального сжатия за счет остаточных напряжений сжатия пород, пришедших вверх с больших глубин [7, 38–41, 77]. Это приводит к тому, что в Хантайско-Рыбнинском вале на глубинах до 10–15 км такое повышение может достигать на 30–50 МПа, что должно было привести к смене геодинамического типа напряженного состояния на режим горизонтального сжатия (см. рис. 2, в).

На больших глубинах также должен был происходить переход в режим горизонтального сжатия,

но превышение горизонтальных напряжений над вертикальным литостатическим давлением будет меньше. В ближних участках соседних к востоку и западу от Хантайско-Рыбнинского вала тектонических провинций также повышается уровень напряжений горизонтального сжатия, что могло привести к формированию здесь режима горизонтального сжатия. Этот локальный механизм формирования режима горизонтального сжатия отличается от механизма глобального сжатия литосферы, вызванного дальнедействующим влиянием напряжений от границ плит [71].

Напряженное состояние (см. рис. 2, в) пришлось на конец пермского – начало триасового периодов, т.е. соответствует началу магматических процессов в коре Норильского района.

В течение магматических процессов в пермский и триасовый периоды Хантайско-Рыбнинский вал трижды испытывал поднятие и эрозию [44]. В связи с этим, механизм формирования напряженного состояния горизонтального сжатия в пределах верхних слоев Хантайско-Рыбнинского вала и сопредельных с ним западного и восточного бортов Норильско-Хараелахского и Имангдино-Летнинского разломов мог возобновляться в новой структурно-стратиграфической обстановке.

Можно ожидать, что такая неоднородность напряженного состояния вкост Хантайско-Рыбнинского вала немного ослабевала с юго-запада на северо-восток, где высоты рельефа были меньше.

Кроме этой схемы эволюции напряженного состояния вкост исследуемых структур Норильского района, нами, по результатам тектонофизической реконструкции, выполненной по данным о простирании региональных сдвигов, взбросов, сбросов и магматических даек пермского и триасового возрастов, была разработана схема латерального изменения геодинамического типа напряженного состояния и ориентации главных осей напряжений (рис. 3).

По мере удаления от Хантайско-Рыбнинского вала падает уровень напряжений горизонтального сжатия, что приводит к смене геодинамического типа напряженного состояния от горизонтального сжатия к горизонтальному сдвигу и далее к горизонтальному растяжению, что также соответствует прогнозной схеме (см. рис. 2, в).

Следует отметить существование на северо-восточном ограничении Хантайско-Рыбнинского вала в зоне Микчангдинского разлома условий напряженного состояния (переход от горизонтального сжатия к горизонтальному сдвигу),



**Рис. 3.** Схема латеральной ориентации главных напряжений в консолидированной коре (нижнепермско–триасовой туфолаваовой толщи) Норильского района перед началом магматизма в конце пермского периода, полученная по результатам тектонофизического анализа разрывных структур.

1 – режимы напряженного состояния: *a* – горизонтальное сжатие, *б* – горизонтальный сдвиг, *в* – горизонтальное растяжение; 2 – главные напряжения сжатия: *a* – наименьшего, *б* – промежуточного, *в* – наибольшего; 3 – наиболее крупные разломы; 4 – озера и р. Енисей; 5 – мульды

близких к тектонофизическим условиям перехода от сжатия к сдвигу (см. рис. 2, в).

В работах [10, 50] было отмечено, что в период базальтового магматизма в Норильском рудном районе в краевых частях рифтов по мере нарастания амплитуды прогибания наблюдалась обстановка сжатия, что определяло формирование здесь конседиментационных валлообразных поднятий и надвиговых зон [14, 49].

### ***Формирование туфолавовой толщи в триасовом периоде***

Возникновение в триасовом периоде вулканической покрывки (туфолавовой толщи) мощностью в несколько километров можно рассматривать как фактор дополнительной вертикальной нагрузки на породы коры дотриасового возраста. В этом случае в коре под вулканической покрывкой появляются дополнительные напряжения вертикального литостатического сжатия и меньшие по величине дополнительные напряжения горизонтального сжатия (в упругом состоянии меньше на 30–35%, в закритическом – на 5–10%).

Наиболее сильно это изменяет напряженное состояние коры Хантайско-Рыбнинского вала в примыкающих к нему с запада и востока структурах Норильского прогиба и Тунгусской синеклизы, в которых в пермское время действовал режим горизонтального сжатия (см. рис. 2, г).

Это приводит к тому, что здесь мог смениться режим напряженного состояния на горизонтальное растяжение с ориентацией наибольшего горизонтального сжатия (меньшего, чем вертикальное литостатическое давление), ортогональном простиранию Хантайско-Рыбнинского вала.

Заметим, что, если на схеме распределения напряжений (см. рис. 2, г), рассматривать направления действия максимального и минимального горизонтального сжатия, то они также соответствуют результатам тектонофизической реконструкции (см. рис. 3).

Отложения триасового возраста формировались в условиях отсутствия внешнего (горизонтально) нагружения – сжатия и, следовательно, их напряженное состояние определяется только собственным весом. Таким образом, над породами центральной части Хантайско-Рыбнинского вала девонско–пермского возраста, где имеет место горизонтальное сжатие, лежат триасовые породы с субвертикальной ориентацией наибольшего сжатия – режим горизонтального растяжения.

Важно отметить, что северо-восточное окончание Хантайско-Рыбнинского вала в пределах Микчангдинского разлома также попадает в представленную схему формирования особого напряженного состояния, сочетающего горизонтальное растяжение в верхней эффузивной и нижней частях осадочного чехла и кристаллического фундамента с горизонтальным сжатием в средней части осадочного чехла (породы силурийского–верхнепалеозойского возрастов).

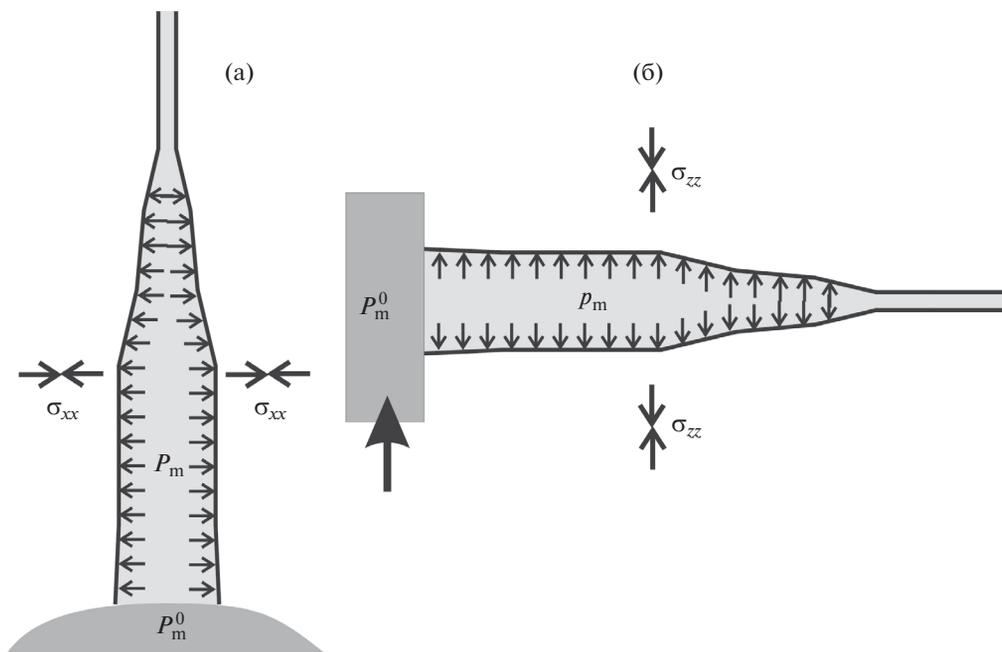
Выполненный нами прогноз напряженного состояния коры исследуемого района на стадии до начала вулканизма способен объяснить появление режима горизонтального сжатия в коре Хантайско-Рыбнинского вала и его окружения (см. рис. 2).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

### ***Формирование магмопроводящих разломов и сопряженных с ними интрузий в процессе магматизма***

Мы рассмотрим главные физические положения, определяющие возможность продвижения магмы по разломам земной коры, на основе которых будет изложен тектонофизический подход по прогнозу глубин формирования промежуточных магматических камер (очагов) в земной коре. Следует отметить, что, хотя тектонофизический подход дал возможность проведения анализа эволюции одномерных (1D) моделей напряженного состояния коры, но его алгоритм был основан на результатах трехмерных геомеханических расчетов продвижения магм по субвертикальным разломам, выполненным в рамках хозяйственных работ для Норильского района.

Математические и физические модели формирования даек и силлов, так же, как и механизм трансформации коровых разломов в магмопроводящие колонны, базируются на требовании превышения давления магмы ( $P_m$ ) в ее фронте и внутри трещины – разлома над обжимающими напряжениями в окружающем массиве [63–65, 68, 73–75]. Этот момент обычно упускается из виду, когда движущие силы подъема магмы по трещине связывают с меньшей ее плотностью по отношению к окружающим породам. В работе [41] показано, что более плотная магма также способна подниматься по разлому до каких-то глубин земной коры (иногда и до поверхности) именно за счет того, что в условиях напряженного состояния, вызванного действием массовых сил тяжести



**Рис. 4.** Схемы соотношения обжимающих напряжений и давления магмы (по [75]).

(а)–(б) – соотношения: (а) – в вертикальном магматическом канале – разломе, выходящем из магматического очага, или в дайке; (б) – в горизонтальной интрузии или силле, выходящем из вертикального разлома – магматического канала

в твердом теле уровень напряжений горизонтального сжатия ниже чем в жидкой магме).

Приведена схема обжимающих напряжений  $\sigma_{xx}$  и  $\sigma_{zz}$  соответственно для вертикальной и горизонтальной трещин, развивающихся из магматического очага с внутренним давлением  $P_m^0$  (рис. 4).

Давление магмы во фронте ее продвижения по разлому  $P_m^f$  подчиняется соотношению:

$$P_m^f \geq \delta_c + \sigma_{\Gamma\Gamma}, \quad \Gamma = x, z. \quad (1)$$

Здесь  $\delta_c$  – прочность пород на разрыв. Заметим, что в формуле (1) и далее правило знаков нормальных напряжений принято, как в горном деле (сжатие положительное).

Закон распределения давления магмы  $P_m$  в субвертикальных разрывах и трещинах является основополагающим элементом анализа возможности продвижения магмы к поверхности. В наиболее простой форме его можно принять в гидростатическом виде:

$$P_m = P_m^0 - hg\rho_m, \quad (2)$$

где  $h$  – вертикальная дистанция разлома от кровли магматического очага,  $g$  – ускорение силы тяжести

сти,  $\rho_m$  – плотность самой магмы,  $P_m^0$  – давление магмы в подкоровом очаге. Согласно формуле (2), если известно давление в магматическом очаге, то при движении вверх магмы ее давление в разломе на каждом новом уровне снижается на величину веса нижележащего столба магмы.

Это соотношение отвечает стационарной стадии процесса проникновения магмы по разлому, когда движение магмы либо уже отсутствует, либо имеет квази-постоянную скорость. Важно отметить, что для нестационарной стадии, когда идет продвижение магмы по разлому вверх, ее давление во фронте ниже гидростатического закона, представленного в формуле (2) [75].

В процессе продвижения магмы отклонение от равновесного состояния связано в первую очередь с ее вязкостью и, в некоторой степени, с динамикой процесса в случае быстрого движения фронта. Стационарная стадия возникнет только после выхода магмы из разлома на поверхность или при формировании внутрикорового магматического очага.

Также важным положением тектонофизического анализа является определение уровня давления  $P_m^0$  в мантийном магматическом очаге, расположенном под подошвой коры мощностью  $H_c$ .

На начальном этапе формирования магматического очага, когда аномально разогретая мантия –

диапир подошла к подошве коры, ее вязкость составляла  $10^{16}$ – $10^{17}$  Па·с. При такой высокой вязкости вещество только условно может восприниматься как жидкость. Это означает, что при достаточно большом времени ее нахождения в стационарном состоянии (у подошвы коры) в ней установится одинаковое во всех направлениях давление, равное весу вышележащих пород.

Но для того, чтобы вещество аномальной горячей мантии могло двигаться вверх по разлому, его вязкость должна понизиться на 10 и более порядков (до  $10^2$ – $10^7$  Па·с). Это происходит в подкоровом магматическом очаге за счет выдавливания в верхнюю часть магматической камеры расплава, содержание которого в аномально разогретой магме должно достигать 20–40%.

Нижний порог степени содержания расплава отвечает пропаданию  $S$  волн для лучей, проходящих через магматический очаг, а верхний – соответствует минимальному значению начала отделения расплава аномальной мантии [2, 55].

Для высокой степени выплавления магмы в очаге необходимо несколько миллионов лет. Достижение большей степени расплава и существенное уменьшение сроков выплавки происходит при увеличении процента содержания воды в магме, что практически автоматически происходит в условиях формирования магматического очага из коромантийной смеси. Таким образом, можно считать, что в магматическом очаге еще до начала его дифференциации на верхнюю – жидкую расплавленную часть и нижнюю – существенно более вязкую, устанавливается изотропное давление.

Будем считать, что в литосфере напряжения наибольшего сжатия субвертикальны и поэтому мантийный диапир, формирующий будущий магматический очаг, в процессе понижения вязкости магмы постепенно приобретает неизометричную форму, растекаясь вдоль подошвы коры ( $z = H_c$ ). В этом случае можно считать, что давление в нем близко к весу столба вышележащих пород, т.е. к литостатическому давлению на подошве коры  $p_{lt}(H_c)$ . При этом допустимы малые вариации давления:

$$P_m^o = p_{lt}(H_c) = H_c \rho_c g, \quad (3)$$

где  $\rho_c$  – средняя плотность пород коры,  $g$  – ускорение силы тяжести.

При растекании мантийного диапира вдоль подошвы коры в нем ускоряются процессы частичного плавления и, в некоторый момент времени начнет происходить дифференциация и формиро-

вание жидкой части магматического очага. Будем далее именно этот момент времени рассматривать как начало проникновения магмы в коровый разлом, ранее здесь существовавший.

Используя сформулированные три базисных положения, далее выполним тектонофизический анализ эволюции напряженного состояния коры в ходе проникновения магмы вверх по магмоподводящему субвертикальному разлому. Будем считать, что начальный магматический очаг представлял собой большое по площади уплощенное корово-мантийное тело, расположенное под подошвой коры на глубине  $H_c = 40$  км. Наши расчеты будут относиться к установившейся стадии процесса, когда скорость движения магмы постоянная.

Сразу оговорим, что мы не ставили задачу численного геомеханического расчета для 2D или 3D модели, отвечающих всем особенностям строения коры Норильского района. Рассматривалась принципиальная схема внутреннего строения коры, ортогональная простиранию Хантайско-Рыбнинского вала, и ее эволюция, отвечающая основным этапам развития исследуемого региона. Фактически речь идет о тектонофизических оценках условий формирования напряженного состояния коры в процессе ее магматизации. Сделана попытка выяснить, можно ли в рамках гипотезы об определяющей роли напряженного состояния объяснить возникновение внутрикоровых магматических очагов на глубине 10–20 км и их последующую активизацию, приводящую к формированию силлов хонолитового – ленточного типа в верхней части осадочного чехла.

Расчеты, представленные в настоящей работе, опирались на наши предварительные исследования эволюции напряженного состояния коры при ее магматизации по разломам в разных начальных условиях напряженного состояния: горизонтальное растяжение, горизонтальное сжатие [41, 42]. Они показали, что при режиме горизонтального растяжения, охватывающего всю кору, магма по разломам способна достичь поверхности с образованием ареальных или вулканических излияний.

В условиях горизонтального сжатия в верхней части коры (10–15 км) давления магмы в разломе не хватает для раздвигания его бортов по мере приближения к поверхности, что делает невозможным ее дальнейшее продвижение. При определенных условиях (соотношение давления магмы в подкоровом магматическом очаге и напряжений горизонтального сжатия) давления магмы в разломе в верхней точке ее подъема может быть доста-

точно для формирования крупных горизонтальных интрузий – внутрикорового магматического очага.

Повышение уровня горизонтального сжатия на достаточно больших площадях (первые сотни километров) вдоль магмоподводящих разломов приводит в случае геодинамического типа начального состояния в виде горизонтального растяжения к его смене на горизонтальный сдвиг с ориентацией наибольшего сжатия субортогонально разлому [41].

### ***Распределение напряжений в разрезах коры Норильского района до начала и на ранних этапах вулканизма***

Выполним теперь анализ эволюции магматических структур Норильского района, используя для этого выше сделанные представления об этапах формирования напряженного состояния коры региона (см. рис. 2).

Будем моделировать кору в виде 4-х слоев, три из которых отвечали структуре до начала магматизма (0–7 км – осадочный чехол; 7–27 и 27–40 км – консолидированная кора), четвертый слой соответствовал эффузивному слою в 4 км и отвечал завершающей стадии магматизма. Плотности слоев максимально приближены к усредненным данным исследуемого региона (фундамент 2.78–2.85 г/см<sup>3</sup>, осадочный чехол 2.60–2.75 г/см<sup>3</sup>).

Считалось, что уровень флюидного давления в коре увеличивается с глубиной и составляет 0.4–0.8 от литостатики, прочность внутреннего сцепления  $\tau_f = 3–10$  МПа, коэффициент внутреннего трения  $k_f = 0.6$ , плотность пород возрастает с глубиной и изменяется в диапазоне  $\rho_c = 2.60–2.85$  г/см<sup>3</sup>. Денудационная разгрузка отвечала около 50 МПа, что соответствует эрозионной мощности около 2.5–3.0 км.

Согласно [50], формирование магматического очага в основании коры происходило за счет накопления больших масс пикритового расплава (коромантийная смесь), плотность и свойства которых близки к породам в зоне раздела кора – мантия [59]. Это согласуется с данными ГСЗ, зафиксировавшими здесь коромантийную смесь со скоростями продольных волн 7.3–7.8 км/с [10, 12, 13, 37].

В нашей модели считалось, что плотность магмы вблизи подошвы коры  $\rho_m = 3.0$  г/см<sup>3</sup> (с учетом изменения плотности от температуры). Магма в разломе – колонне и в промежуточных очагах может эволюционировать до толеитов путем фракционирования оливина с образованием оливинового кумулята [2]. При задании изменения плотности магмы с глубиной учитывалось, что она находится

в расплавленном состоянии, давление с глубиной линейно возрастает и более тяжелые ее фракции частично не доходят до поверхности.

Данные для эффузивных комплексов пород от ивакинской до самоедской свит определяют увеличение средней плотности от 2.7 до 2.85 г/см<sup>3</sup> при вариациях до 2–5%. Поэтому вблизи поверхности полагалось, что плотность магмы  $\rho_m = 2.7$  г/см<sup>3</sup>. Изменения плотности связывается с гравитационной сепарацией и фракционной дифференциацией в колонне [19, 20], что приводит к нелинейному характеру изменения давления магмы вверх по разлому.

В нижней части коры Норильско-Хараелахского прогиба по материалам ГСЗ зафиксирована рифтовая подушка, что является следствием внедрения по ослабленным проницаемым зонам мантийного материала [10, 12, 13, 37, 59]. Рифтовая подушка может интерпретироваться как верхняя часть мантийного диапира, проникающего в кору палеорифта.

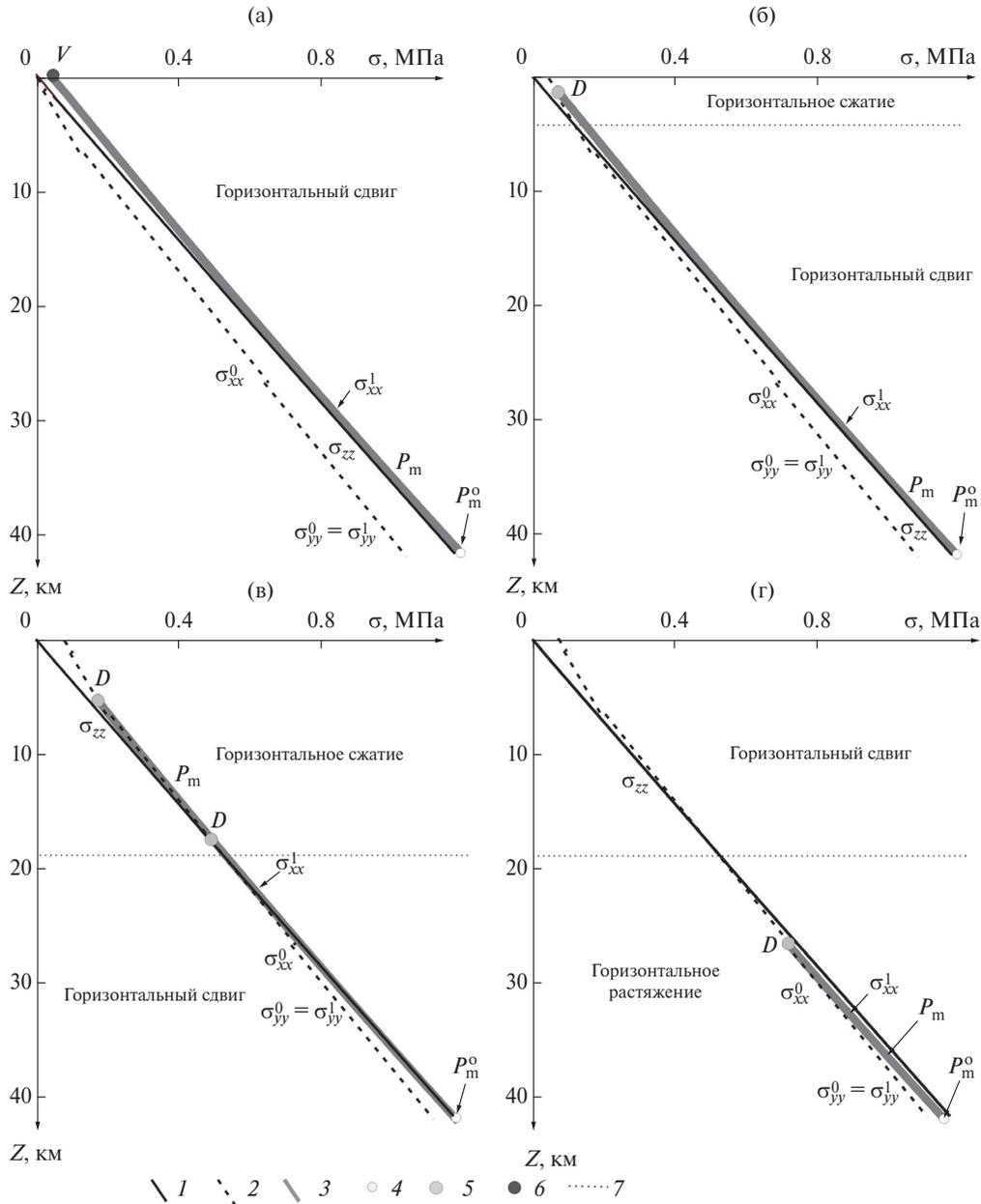
Полагаем, что для Норильско-Хараелахского прогиба, как и для других типичных рифтогенных структур, наблюдается сравнительно небольшое поднятие подошвы коры [12, 13, 51, 52] относительно восточного крыла Иманджинско-Летнинского разлома, т.е. Тунгуской синеклизы.

Результаты расчетов для участков коры Норильско-Хараелахского прогиба и Хантайско-Рыбинского вала (рис. 5) отвечали третьей стадии изменения напряженного состояния коры исследуемого региона, в которых с запад–северо-запада на восток–юго-восток возрастал уровень напряжений горизонтального сжатия, повышался рельеф и при этом считалось, что давлением магмы в мантийном очаге на всем его протяжении одинаковое (см. рис. 2, в). Соответственно в этих расчетах кора представлена трехслойной моделью (эффузивный осадочный слой отсутствовал).

Первые два расчета отвечали коре Норильско-Хараелахского прогиба с начальным напряженным состоянием для более дальней и близкой зонами коры Хантайско-Рыбинского вала соответственно (см. рис. 5, а, б).

Для коры Норильско-Хараелахского прогиба уровень давления магмы в очаге – повышенный. Это связано с большим значением давления в магматическом очаге относительно веса вышележащего столба пород.

Два других расчета соответствовали коре переходной и центральной зон Хантайско-Рыбинского вала соответственно с давлением магмы в подкоро-



**Рис. 5.** Изменение напряжений в коре в процессе проникновения магмы по субвертикальному разлому.

(а)–(б) – Норильско-Хараелахский прогиб:

(а) – области с начальным напряженным состоянием растяжения всей коры данного прогиба,

(б) – области горизонтального сжатия для верхней части коры данного прогиба;

(в)–(г) – Хантайско-Рыбнинский вал:

(в) – области горизонтального сжатия при давлении магмы в подкоровом очаге, равном весу вышележащих пород,

(г) – области горизонтального сжатия при давлении магмы в подкоровом очаге, меньшим веса вышележащих пород.

На (а), (б) – давление магмы в мантийном магматическом очаге  $P_m^0 > p_{lt}(H_c)$  на 15 МПа (1.5% от литостатики);

на (в) –  $P_m^0 > p_{lt}(H_c)$ ,

на (г) –  $P_m^0 > p_{lt}(H_c)$  на 15 МПа.

1 – вертикальные напряжения (литостатическое давление)  $\sigma_{zz} = p_{lt}$ , неизменяющиеся в ходе ранних этапов магматизации коры; 2 – горизонтальные напряжения  $\sigma_{xx}^0$ , нормальные к простиранию разлома, и горизонтальные напряжения  $\sigma_{yy}^0 = \sigma_{yy}^1$ , параллельные его простиранию; 3 – давление  $P_m$  в магматическом канале (магмопроводящем разломе) после активизации промежуточного магматического очага и горизонтальное напряжение  $\sigma_{xx}^1$ ; 4 – давление в промежуточном магматическом очаге; 5 – глубина формирования промежуточных магматических очагов начальной стадии магматизма (D); 6 – магматические излияния в виде невысоких вулканических построек (V); 7 – глубина смены геодинамического типа напряженного состояния

ровом очаге, равным весу вышележащих пород и с несколько меньшим давлением (см. рис. 5, в, г).

Считалось, что стадия эволюции напряженно-состояния соответствует началу проникновения магмы из подкорового очага вверх по разломам (см. рис. 5, в).

Давление в магматическом очаге — меньше, чем литостатическое давление ( $p_{lit}$ ) в окружающих породах, что связывается с более высоким рельефом для центральной части Хантайско-Рыбнинского вала (см. рис. 5, г).

Верхние индексы для напряжений соответствуют стадиям (см. рис. 5):

<sup>0</sup> — до начала вулканизма в ранней перми;

<sup>1</sup> — после первой стадии корового магматизма (см. рис. 5, б, в, г) и вулканизма (см. рис. 5, а) в поздней перми.

Для коры Норильско-Хараелахского прогиба повышение в процессе продвижения магмы по разлому напряжений горизонтального сжатия, ортогонального простиранию разлома ( $\sigma_{xx}^1 > \sigma_{xx}^0$ ), приводит к тому, что в коре вокруг магмопроводящего разлома формируется режим горизонтального сдвига (для всей коры (см. рис. 5, а)) и большей части коры (см. рис. 5, б), т.к. напряжения горизонтального сжатия ( $\sigma_{yy}$ ), действующие в направлении простирания разлома, мало изменяют свою величину (в расчетах см. рис. 5  $\sigma_{yy}^0 \approx \sigma_{yy}^1 < \sigma_{xx}^1$ ) и поэтому промежуточное главное напряжение действует в вертикальном направлении ( $\sigma_{yy}^1 < \sigma_{zz} < \sigma_{xx}^1$ ).

Из приведенных прогнозов изменения напряженного состояния видно, что для коры Норильско-Хараелахского прогиба к западу от одноименного Норильско-Хараелахского разлома магма может изливаться на поверхность ареальным типом или с формированием вулканической постройки малой высотой до 1–1.5 км (рис. 5, а).

В случае закупорки вулканической постройки и при невозможности излияния магмы до поверхности, в верхней части коры могут формироваться горизонтальные интрузии [24].

При большем повышении уровня горизонтального сжатия, которое может иметь место в коре Норильско-Хараелахского прогиба ближе к Хантайско-Рыбнинскому валу, продвижение магмы до поверхности становится невозможным (см. рис. 5, б).

Здесь в верхней части осадочного чехла давление магмы в разломе сравнивается с напряжениями горизонтального сжатия.

В переходной зоне коры от Норильско-Хараелахского прогиба, расположенной к вос-

току от Норильско-Хараелахского разлома, на глубине от 5 до 17 км давление магмы очень близко к напряжениям горизонтального сжатия и при этом здесь оно выше литостатического давления пород (см. рис. 5, в).

Это означает, что в данном диапазоне глубин в коре также возможно формирование горизонтальных интрузий.

Отметим, что возможность формирования горизонтальных интрузий на глубинах 7–20 км согласуется с выводами работы [10, 11] об определяющей роли промежуточных магматических камер в средней коре в формировании медно-никелевых месторождений норильского типа с аномально высоким отношением сульфидной массы к силикатной в Норильском и Талнахском интрузивах.

Это подтверждают результаты 3D моделирования, выполненного в работе [43], по данным аэромагнитной съемки. Моделирование показало магнитные аномалии, отождествляемые с промежуточными очагами рудоносной магмы, которые могли быть расположены на глубинах до 12–15 км. Эти очаги образуют две субмеридиональных цепочки, отчетливо прослеживаемые по Хараелахскому и Имангдинско-Летнинскому разломам — главным магмоконтролирующим структурам Норильского рудного района.

В коре Хантайско-Рыбнинского вала давление магмы в разломе способно ее поднимать только до глубин средней коры (см. рис. 5, г).

При этом давление магмы остается ниже литостатического давления пород. Здесь магмоподводящий разлом закрывается и становится неспособным создать горизонтальные интрузии. На этой глубине возможно возникновение магматических структур типа лаколитов.

Для двух последних расчетов повышение напряжений горизонтального сжатия на участках проникновения магмы по разлому также происходит, но это не приводит к смене геодинамического режима (см. рис. 5, в, г). Исключением здесь является небольшой участок средней коры ниже точки D там, где утолщенная серая линия (давление магмы) расположена левее черной линии (литостатическое давление) (см. рис. 4). Здесь в интервале глубин 17–25 км возникает режим горизонтального сдвига.

Предлагаемую нами интерпретацию эволюции напряжений и транспорта магмы по разлому для Норильско-Хараелахского прогиба можно также применить и к коре Тунгусской синеклизы с той

разницей, что увеличивающийся с востока на запад уровень горизонтального сжатия в коре этой структуры имеет меньшую величину. Таким образом, в коре переходной зоны вместо состояния, показанного на рисунке 5 (в), будет формироваться состояние, близкое к состоянию, показанному на рисунке 5 (б).

Проведенное нами моделирование напряженного состояния коры исследуемого региона относится к ранней стадии вулканизма, когда на поверхности еще не возникла мощная эффузивная покровка.

***Изменение напряженного состояния коры зоны перехода Норильско-Хараелахского прогиба на завершающем этапе магматизма в триасовый период***

Проведем анализ возможных изменений напряженного состояния коры для Норильско-Хараелахского прогиба в области Норильского и Талнахского месторождений, где согласно нашим оценкам в начальной стадии магматизма происходила смена напряженного состояния (см. рис. 5, в).

На глубине 5–17 км давление магмы, превышающее литостатику, формирует горизонтальные интрузии, которые можно рассматривать как внутрикоровые магматические очаги.

В это же время с соседних к западу, востоку и, возможно, — к северу от Хантайско-Рыбнинского вала в геологических объектах происходило излияние вулканических лав на поверхность, т.к. здесь в коре по всей ее мощности существовал режим горизонтального растяжения (см. рис. 5, а). Результатом этого процесса стало изменение рельефа поверхности как в сопряженных с Хантайско-Рыбнинским валом областях, так и для самого вала (см. рис. 2, г).

Такое изменение рельефа прежде всего привело к появлению поверхностного вулканогенного слоя, в котором действует режим горизонтального растяжения, вызванный действием только массовых сил. В свою очередь, появление такого дополнительного слоя приводит к дополнительному вертикальному нагружению пород на глубине, которое в большей степени сказалось на увеличении литостатического давления (прямо пропорционально весу столба вновь возникших вулканогенных осадков).

Горизонтальные напряжения сжатия также увеличились, но рост горизонтального сжатия был меньшим. Диаграмма распределения напряжений в глубине верхней коры Хантайско-Рыбнинского

вала для трех вариантов давления магмы в промежуточном коровом очаге показана на рисунке 6.

Здесь дополнительный слой вулканогенных осадков имел мощность 3 км, что привело к увеличению на 81 МПа литостатического давления по всей глубине. В случае чисто упругого деформирования увеличение горизонтального сжатия могло составить 27 МПа, а учет влияния закритического поведения повышает горизонтальное сжатие до 50–60 МПа.

Индексы (верхние) для напряжений соответствуют стадиям (см. рис. 6):

<sup>0</sup> — ранней перми до начала пермско-триасового вулканизма (начальное напряженное состояние — см. рис. 5, в);

<sup>1</sup> — формирования промежуточного магматического очага (поздняя пермь—ранний триас);

<sup>2</sup> — после создания на поверхности эффузивной покровки мощностью 3 км;

<sup>3</sup> — после активизации промежуточного очага (конечное напряженное состояние).

Таким образом, в коре исследуемого региона происходило многократное изменение напряженного состояния по отношению к тому, которое здесь состоялось после возникновения вулканической деятельности в начале пермского периода (рис. 5, в).

Горизонтальные напряжения  $\sigma_{xx}$  показаны для трех этапов (см. рис. 6):

— начальный  $\sigma_{xx}^0$ ;

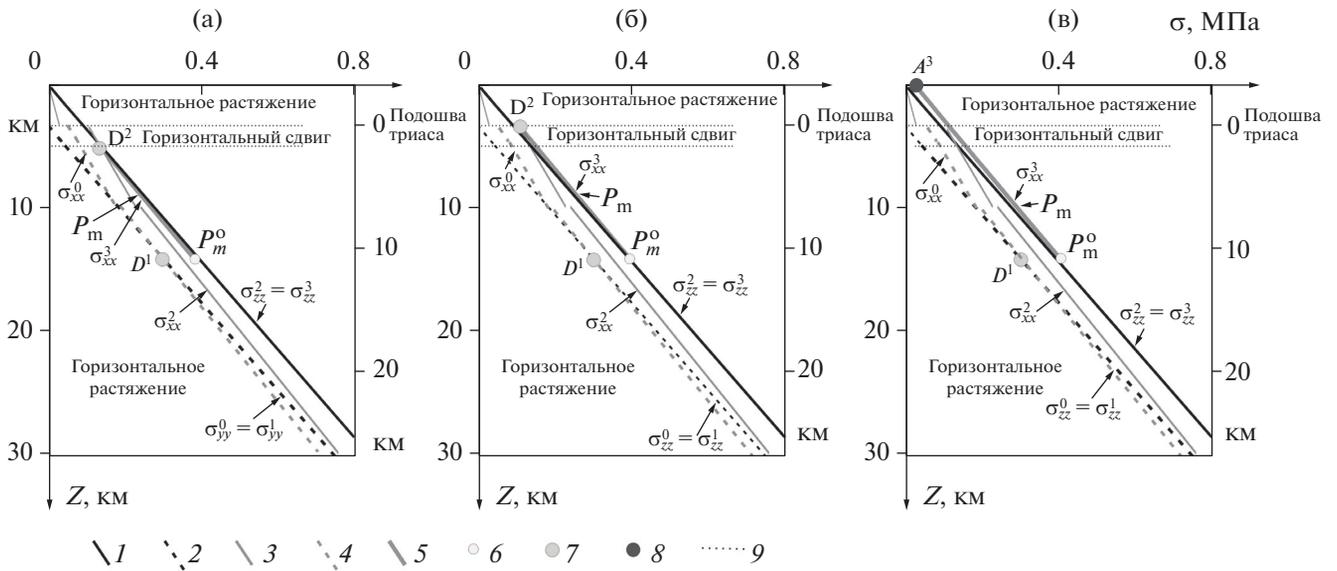
— в результате возникновения эффузивной покровки в 3 км  $\sigma_{xx}^2$ ;

— активизация промежуточного внутрикорового магматического очага  $\sigma_{xx}^3$ .

Напряжения, отвечающие начальной стадии магматизма, при которой возник промежуточный внутрикоровый магматический очаг ( $\sigma_{xx}^1$ ) и ниже уровня остановки фронта продвижения магмы по разлому, совпадают с давлением магмы в разломе (см. рис. 5, в).

Если давление магмы во внутрикоровом очаге ниже литостатического давления, то в этом случае магма продвигается по субвертикальному разлому, но только до глубины около 5 км, т.к. на этих глубинах горизонтальное сжатие  $\sigma_{xx}^2$  больше по величине давления магмы в колонне (см. рис. 6, а).

Поскольку давление магмы при этом ниже литостатики, то здесь не формируются горизонтальные интрузии. При равенстве давления магмы в очаге литостатическому давлению субвертикальный разлом становится проводящим до глубины около 3 км (подошва туфолавовой толщи триасового возраста) (см. рис. 6, б).



**Рис. 6.** Схемы изменения напряжений в верхней части коры переходной зоны Норильско-Хараелахского погиба в процессе проникновения магмы из внутрикорового очага по субвертикальному разлому при трех вариантах уровня магматического давления  $P_m^o$  в мантийном очаге.

(а) –  $P_m^o < P_{лt}$ ; (б) –  $P_m^o = P_{лt}$ ; (в) –  $P_m^o > P_{лt}$  ( $P_{лt}$  – литостатическое давление пород). Глубины до формирования эффузивной толщи триасовых пород на поверхности.

1–4 – напряжения: 1 – вертикальное (литостатическое давление)  $\sigma_{zz}^2 = \sigma_{zz}^3$ ; 2 – вертикальное  $\sigma_{zz}^0 = \sigma_{zz}^1$ ; 3 – горизонтальное  $\sigma_{xx}^2$ , нормальное к простиранию разлома и  $\sigma_{yy}^2 = \sigma_{yy}^3$ , параллельное простиранию разлома; 4 – горизонтальное и  $\sigma_{xx}^0 = \sigma_{yy}^0 = \sigma_{yy}^1$ ;

5–6 – давление: 5 –  $P_m$  в магматическом канале (магмопроводящем разломе) после активизации промежуточного магматического очага и горизонтальное напряжение  $\sigma_{xx}^3$ ;

6 – в промежуточном магматическом очаге; 7 – глубина формирования промежуточных магматических очагов начальной стадии магматизма ( $D^1$ ) и после образования эффузивной покрывки  $D^2$ ; 8 – магматические излияния на поверхность ареального типа после активизации промежуточного магматического очага  $A^3$ ; 9 – глубина смены геодинамического типа напряженного состояния, возникшего после формирования эффузивной покрывки мощностью 3 км (до начала активизации внутрикорового магматического очага – напряжения с верхним индексом <sup>2</sup>)

На этой глубине вертикальное перемещение магмы становится невозможным, но возможно формирование горизонтальных интрузий.

Третий расчет отвечает более высокому давлению магмы в коровом очаге и приводит к излиянию магмы на поверхность (см. рис. 6, в).

Таким образом, мы считаем, что внутрикоровый магматический очаг после формирования поверхностного эффузивного комплекса более 2.5 км способен создать широкий спектр вариантов магматизма в осадочном чехле.

Важно также отметить, что здесь после формирования горизонтальной интрузии в породах древнее триасового возраста повышается уровень напряжений горизонтального сжатия, в направлении, ортогональном разлому (см. рис. 5, а, б).

Это повышение приводит к смене геодинамического режима напряженного состояния горизонтального растяжения на горизонтальный сдвиг, т.к. в новом состоянии промежуточное главное

напряжение действует в вертикальном направлении ( $\sigma_{yy}^2 < \sigma_{zz} < \sigma_{xx}^2$ ) (см. рис. 6, б, в).

В таком состоянии создание горизонтальных интрузий происходит не за счет вертикального расклинивания слоистой породы и формирования плоских, широких по площади силлов, а за счет горизонтального раздвигания породы внутри слоя пониженной прочности в направлении, ортогональном магмоподводящему разлому и действию напряжений наименьшего горизонтального сжатия ( $\sigma_{yy}^2$ ). Возникает возможность формирования карандашеподобных, лентоподобных силлов (хонолитов).

Созданные тектонофизические модельные схемы формирования внутрикоровых промежуточных магматических очагов в зоне перехода от Рыбинского вала к Норильско-Хараелахскому прогибу и Тунгусской синеклизе хорошо соответствуют выделяемым здесь мульдам проседания.

Можно полагать, что магматические очаги будущих мульд проседания располагались на глубинах 10–15 км. Соответственно, Норильско-Хараелахский разлом можно рассматривать как магмоподводящий разлом, обеспечивавший прохождение магмы до глубин средней коры. Дальнейшие излияния магмы на стадии вторичной активизации магматизма за счет излияний из внутрикоровых магматических очагов могло быть уже не связано с этим разломом, а осуществляться по локальным разрывам в верхнем осадочном слое земной коры.

В работе [43] показано, что магнитные аномалии Норильского района могут быть связаны с промежуточными очагами рудоносной магмы, которые на основании геофизических данных предполагаются на глубинах до 12–15 км. Мощность интрузивных тел может достигать 5 км [50]. Предполагаемые магматические очаги образуют две субмеридиональных цепочки вдоль трасс Норильско-Хараелахского прогиба и Имангдино-Летнинского разлома. В работах [10, 11, 43] мощные интрузивы, залегающие на большой глубине, рассматриваются как необходимое условие формирования медно-никелевых месторождений норильского типа.

Таким образом, тектонофизические оценки эволюции напряженного состояния коры Норильского района и интерпретация его влияния на изменение внутренней структуры верхней части коры в процессе магматизма пермского и триасового периодов согласуется с данными геофизических наблюдений.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные исследования позволили проиллюстрировать хорошо известные представления о благоприятном режиме горизонтального растяжения земной коры для процессов эффузивного и интрузивного магматизма. Подтверждено, что в случае формирования вулканических очагов на поверхности и при трещинном – ареальном излиянии магмы в земной коре по всей ее мощности повышается уровень напряжения горизонтального сжатия в направлении, нормальном к разлому, что может в верхней части коры привести к смене режима напряженного состояния от горизонтального растяжения к горизонтальному сдвигу, в некоторых случаях – к сжатию.

Установлено, что если до начала магматизма существовал высокий уровень горизонтального сжатия в средней и верхней коре, то продвижение магмы по субвертикальным разломам непосред-

ственно до поверхности становится невозможным. При закрытии разлома для продвижения магмы вверх они могут (i) становиться магматически не проявляющимися, но могут (ii) формировать внутрикоровые очаги или горизонтальные интрузии. Здесь все зависит от соотношения между уровнем магматического давления в мантийном очаге и уровнем литостатического давления в окружающих промежуточный очаг толщах.

Для случая (i) таких разломов в коре также повышается уровень напряжения горизонтального сжатия, но при этом смены типа напряженного состояния не происходит. При формировании внутрикоровых магматических очагов (ii) в их окрестности происходит смена геодинамического типа напряженного состояния горизонтального растяжения на горизонтальный сдвиг.

В рамках расширения фундаментальных представлений на явление магматизма следует заключить, что этапы магматизма коры следует рассматривать как периоды повышения уровня напряжений горизонтального сжатия. В случае наличия в коре региона субпараллельных магмоподводящих разломов, как это имеет место при субдукции океанической литосферы под континентальную, в ней будет формироваться режим горизонтального сдвига или сжатия с ориентацией оси напряжения наибольшего сжатия, ортогональную простиранию границы столкновения литосферных плит. При площадном излиянии магмы на поверхность по множеству разноориентированных разломов и трещин (например, сибирские траппы) уровень напряжений горизонтального сжатия в разных направлениях должен быть близок к изотропному (режим горизонтального сжатия).

Поскольку для большинства внутриконтинентальных орогенов и орогенов зон активных континентальных окраин процессы магматизма присутствовали на этапах их формирования [40–42], можно считать, что процессы вулканизма и магматизации коры следует рассматривать, как один из факторов возникновения повышенного уровня напряжений горизонтального сжатия.

## ВЫВОДЫ

В результате выполненных исследований можно сформулировать следующие основные положения тектонофизической модели процесса формирования рудоносных дифференцированных интрузий Норильского района.

1. Установлено, что главным фактором, определившим возможности формирования месторождений магматического генезиса в Норильском регионе, является неоднородность напряженного состояния, которая связана не столько структурными особенностями и с вещественным составом пород коры, сколько с рельефообразованием и экзогенными процессами. Именно эти процессы на момент пермского времени, т.е. еще до начала магматизма, сформировали глубинную и латеральную зональность напряженного состояния коры в окрестности Хантайско-Рыбнинского вала, которая затем эволюционировала в ходе вулканического процесса.

2. В исследуемом Норильском районе к началу пермского периода существовали два основных режима напряженного состояния коры в виде горизонтального растяжения и горизонтального сжатия. Режим напряженного состояния горизонтального сдвига также действовал в коре, но он был связан с локальными изменениями напряжений двух выше названных основных режимов, которые интенсифицировались в период магматизма. Латеральная и глубинная неоднородность напряженного состояния, выражающаяся в смене геодинамических режимов вкост Хантайско-Рыбнинского мегавала, Норильско-Хараелахского прогиба и Тунгусской синеклизы, предопределяет и разный режим формирования интрузивного 3D поля.

3. Продвижение магмы по субвертикальному разлому происходит только в условиях, когда ее давление выше уровня напряжений горизонтального сжатия. Поэтому наиболее благоприятным для формирования излияния лав из субвертикальных магмопроводящих разломов на поверхность или формирования горизонтальных интрузий в осадочном чехле является режим корового напряженного состояния в виде горизонтального растяжения.

4. В результате поднятия магмы по вертикальным разломам всегда происходит повышение уровня напряжений горизонтального сжатия, нормальных к разлому. При этом уровень сжимающих горизонтальных напряжений, действовавших параллельно таким разломам, повышается незначительно.

5. Когда давление магмы в мантийном очаге, расположенном у подошвы коры, близко или выше литостатического давления вышележащих пород, в коре возникает режим коагматического горизонтального сдвига (магмоподводящие разломы субпараллельны) или сжатия (магмоподводя-

щие разломы субортогональны). Эти изменения напряженного состояния сопровождаются формированием вблизи магмоподводящих разломов разрывов и трещин соответственно сдвигового или взбросового типов.

6. Показано, что для консолидированной коры, в средней части которой существует режим напряженного состояния горизонтального сжатия, магмоподводящие субвертикальные разломы не могут поднять магму на поверхность. На определенных глубинах кристаллической коры уровень напряжений горизонтального сжатия оказывается выше уровня давления магмы в разломе. Таким образом, дальнейшее продвижение магмы по субвертикальному разлому невозможно, здесь происходит блокирование разлома.

7. Установлено, что для напряженного состояния западной части Норильско-Хараелахской впадины и для восточной части Тунгусской синеклизы режим напряженного состояния горизонтального растяжения коры создал возможность подъема магмы по субвертикальным разломам до поверхности.

8. Напряженное состояние горизонтального сжатия, действовавшее в коре сопряженных с Хантайско-Рыбнинским валом областях Норильско-Хараелахского прогиба и в западном сегменте Тунгусской синеклизы, приводило к блокированию поднятия магмы по разлому в средней коре. В связи с чем, на данных глубинах могли образовываться крупные субгоризонтальные интрузии (режим горизонтального сжатия), которые следует рассматривать как промежуточные внутрикоровые магматические очаги.

9. Для коры центральной части Хантайско-Рыбнинского вала, где до глубин средней коры был режим горизонтального сжатия, блокирование разлома происходило в нижней коре в условиях напряженного состояния горизонтального растяжения, при котором не могли образовываться горизонтальные интрузии.

10. Установлено, что в условиях напряженного состояния коры Норильского региона вблизи Норильско-Хараелахского, Микчангдинского и Имангдино-Летнинского магмоподводящих разломов возникновение внутрикоровых промежуточных магматических камер не является завершающим этапом процесса. Возможность выдавливания магмы в осадочный чехол обусловлена изменениями напряженного состояния, которые постепенно (1–2 млн лет) происходят в коре за счет появления дополнительной вертикальной нагрузки из-за

поверхностных излияний лав и формирования эффузивной толщи мощностью 2–4 км.

11. Эти изменения напряжений приводят к тому, что равновесное состояние на вертикальных трещинах сменится неравновесным, т.к. давление магмы в промежуточном очаге становится выше уровня напряжений горизонтального сжатия. Магма снова начинает подниматься по разломам и вертикальным трещинам. Важно отметить, что в этот раз движение магмы по разломам и трещинам имеет не такой быстрый и импульсный характер, как в начальный период магматизма. Движение магмы развивается постепенно по мере увеличения мощности эффузивных покровов.

12. Характер напряженного состояния коры вблизи Норильско-Хараелахского прогиба, Микчангдинского и Имангдино-Летнинского разломов приводит к тому, что в осадочном чехле на глубинах 2–6 км может происходить повторное блокирование магноподводящих разломов и вертикальных трещин, т.к. давление магмы сравнивается с уровнем напряжений горизонтального сжатия, нормального к разлому. Малые вариации давления магмы во внутрикоровом очаге приводят к формированию горизонтальных интрузий или к излиянию лавы на поверхность.

13. Напряженное состояние коагматического горизонтального сдвига, возникающее в малопрочных породах осадочного чехла на стадии создания горизонтальных интрузий, приводит к формированию хонолитообразных интрузивных структур и их возникновение играет контролируемую роль в финальной дифференциации интрузий и формировании месторождений.

**Благодарности.** Авторы признательны рецензенту А.С. Якубчуку (ГИН РАН, г. Москва, Россия) и анонимному рецензенту за полезные комментарии а также редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

**Финансирование.** Работа выполнена в рамках Госзадания ИФЗ РАН.

**Конфликт интересов.** Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. Геохимия серы в процессах эволюции основных магм. — М.: Наука, 1982. 146 с.
2. Андерсон Д.Л. Горячие точки, базальты и эволюция мантии. — В кн.: *Современные проблемы геодинамики*. М.: Мир, 1984. С. 197–217.
3. *Геологическая карта Норильского региона*. — М-б 1:200 000. — Под ред. М.Л. Шермана — СПб.: ВСЕГЕИ, 1991. 4 л.
4. *Годлевский М.Н.* Условия зарождения и кристаллизации рудоносных магм, формирующих медно-никелевые месторождения. — Т.1. — *Основные параметры процессов эндогенного рудообразования*. — Под ред. В.А. Кузнецова — Новосибирск: Наука, 1979. С. 109–118.
5. *Годлевский М.Н., Лихачев А.П.* Экспериментальные и физико-химические данные о формировании медно-никелевых месторождений. — В кн.: *Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием*. М.: Наука, 1981. С. 138–147.
6. *Гольдберг И.С.* Проблема источников металлов в месторождениях и ее решение на примерах формирования Cu–Ni месторождений России, Канады и Австралии в единых геохимических системах от региональных до локальных рангов. — В сб.: *Проблема минералогии, экономической геологии и минеральной геологии*. — Под. Ред. В.И. Старостина — М.: Макс-Пресс, 2021. С. 11–46.
7. *Гудман Р.* Механика скальных пород. — М.: Стройиздат, 1987. 232 с.
8. *Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М.* Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51. № 9. С. 1159–1187.
9. *Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Кавардин Г.И., Голубков В.С., Служеникян С.Ф., Лурье А.М.* Геологическая позиция, глубинное строение и рудомагматические системы Норильского района. — В кн.: *Глубинные условия эндогенного рудообразования*. — Под ред. В.И. Казанского — М.: Наука. 1986. 204 с.
10. *Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М., Мкртычян А.К., Шерман М.Л., Служеникин С.Ф., Лурье А.М.* Геология и рудоносность Норильского района. — Под ред. В.И. Казанского — М.: Наука. 1988. 279 с.
11. *Дюжиков О.А., Золотухин В.В., Кавардин Г.И.* Мезозойская металлогения Таймыро-Норильского района. — В кн.: *Закономерности размещения полезных ископаемых*. — Т.ХV. — *Металлогения Сибири*. — М.: Наука. 1988. С. 203–214.
12. *Егоркин А.В., Зюганов С.К., Чернышев Н.М.* Верхняя мантия Сибири. — Мат-лы 27-й МГК “Геофизика” (Докл. советских геологов). — М.: Наука, 1984. Т.8. С. 27–42.
13. *Егоркин А.В., Зюганов С.К., Павленкова Н.А., Чернышев Н.М.* Результаты исследования структуры литосферы на профилях в Сибири // *Геология и геофизика*. 1988. № 5. С.120–128.
14. *Журавлев Е.Г.* Тектоника фундамента Западно-Сибирской плиты // *Геотектоника*. 1986. №3. С.107–115.
15. *Золотухин В. В.* Обобщенная модель сульфидного медно-никелевого рудообразования как процесс сульфуризации. — В кн.: *Рудообразование и генети-*

- ческие модели эндогенных рудных формаций. — Под ред. А.А. Оболенского — Новосибирск: Наука. 1988. С. 172—181
16. Золотухин В.В., Лагута О.Н. О фракционировании магнезиальных базитовых расплавов и многообразии траппов на Сибирской платформе // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 4. С. 967—972.
  17. Золотухин В.В. Проблема генезиса сульфидного медно-никелевого оруденения в базит-гипербазитовых комплексах. — В кн.: *Генезис оруденения в базитах и гипербазитах*. — Свердловск: Политех, 1979. С. 48—57.
  18. Золотухин В.В., Альмухамедов А.И. Фракционирование и щелочность в эволюции исходных магм платформенных базитов (на примере северо-запада Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 1990. № 10. С. 15—21.
  19. Золотухин В.В., Васильев Ю.Р. Проблемы платформенного магматизма. — Ст.1. — Глубинность магматических очагов в верхней мантии и ее роль в разнообразии проявлений магмы // Геология и геофизика. 1975. № 2. С. 3—10.
  20. Золотухин В.В., Васильев Ю.Р. Проблемы платформенного магматизма. — Ст.2. — Дифференциация как причина многообразия магм // Геология и геофизика. 1976. № 4. С. 58—67.
  21. Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р., Шатков В.А. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. — Под ред. В.С. Соболева — Новосибирск: Наука, 1975. 434 с.
  22. Коровяков И.А., Нелюбин А.Е., Райкова З.А., Хортова Л.К. Происхождение норильских трапповых интрузий, несущих сульфидные медно-никелевые руды. — М.: Госгеолтехиздат, 1963. 101 с.
  23. Криволицкая Н. А., Плечова А. А., Костицын Ю. А., Беляцкий Б. В., Рощина И. А., Сви́рская Н.М., Кононкова Н. Н. Геохимические аспекты ассимиляции базальтовыми расплавами вмещающих пород при образовании норильских медно-никелевых руд // Петрология. 2014. Т. 22. № 2. С. 147—170.
  24. Криволицкая Н.А. Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. — Под ред. А.В. Соболева — М.: КМК, 2013. 306 с.
  25. Куно Г. Платобазальты. — В кн.: *Земная кора и верхняя мантия*. — М.: Мир, 1972. (англ. перевод) 140 с.
  26. Лихачев А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. — М.: Эслан, 2006. 496 с.
  27. Лихачев А.П. Возможность самообогащения рудным веществом и тяжёлым изотопом серы ( $^{34}\text{S}$ ) мантийных магм, формирующих  $\text{P}^{\wedge}\text{M}$  месторождения и перспективное место для локализации руд в Норильском районе // Отечественная геология. 2019. № 3. С. 32—49.
  28. Лихачев А.П. Опоискованность Норильского района и возможности открытия в нём новых Pt-Cu-Ni месторождений // Отечественная геология. 2020. № 2. С. 3—16.
  29. Лихачев А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения: механизмы накопления, новые источники и методы получения рудных веществ // Руды и металлы. 2002. № 5. С. 9—22.
  30. Лихачев А.П. Специфические особенности норильских рудоносных интрузий, их природа и определяющее значение в открытии Pt-Cu-Ni месторождений // Отечественная геология. 2019. № 5. С. 36—52. Doi: 10.24411/0869-7175-2019-10037
  31. Люлько В. А. и др. Опорная легенда геологической карты — М-6 1:50 000. — Серия Норильская. — Норильск: НКГРЭ, 1993.
  32. Малич Н. С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. — М.: Недра, 1975. 216 с.
  33. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Корчагин А.У., Грошев Н.Ю., Малич К.Н., Жиров Д.В., Митрофанов А.Ф. Восточно-Скандинавская и Норильская плюмовые базитовые обширные изверженные провинции pt/pd руд: геологическое и металлогеническое сопоставление // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 5. С. 357—373.
  34. Олейников Б.В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. — Новосибирск: Наука, 1979. 263 с.
  35. Радько В. А. Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1991. № 11. С. 19—27.
  36. Радько В. А. Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. — СПб.: ВСЕГЕИ. 2016. 226 с.
  37. Рамберг И., Морган П. Физическая характеристика и направление эволюции континентальных рифтов. — М.: Наука, 1984. С. 78—109.
  38. Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации остаточных напряжений и больших горизонтальных сжимающих напряжений в земной коре внутриплитовых орогенов. — В кн.: *Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН*. — М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 431—466.
  39. Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений // Физическая мезомеханика. 2008. Т 11. № 1. С. 66—73.
  40. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Козырев А.А. О возможном механизме генерации избыточного горизонтального сжатия рудных узлов Кольского полуострова (Хибинь, Ловозеро, Ковдор) // Геол. рудных месторождений. 2017. Т 59. № 4. С. 263—280.
  41. Ребецкий Ю.Л. О механизмах генерации избыточного горизонтального сжатия в континентальной коре // Физика Земли. 2023. № 3. С. 63—77.
  42. Ребецкий Ю.Л., Стефанов Ю.П. О механизме взаимодействия сильных землетрясений и вулканизма в зонах субдукции // Вестн. КРАУНЦ. 2022. Т. 56. № 4. С. 41—58. Doi:10.31431/1816-5524-2022-4-56-41-58
  43. Ремпель Г.Г., Паршуков Н.П., Вайвод Е.А. Объемное моделирование туфогенно-эффузивной толщи Норильского района по данным аэромагнитной съемки и прогноз медно-никелевого оруденения // Геология и геофизика. 1990. № 10. С. 87—98.

44. Рудакова А.В. Особенности строения и состава трапповой формации обрамления Хантайско-Рыбинского вала (Норильский район). – Автореф. дис. ... к.г.-м.н. – М.: МГУ, 2012. 24 с.
45. Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические образования Норильского района. – Т.1. – Петрология траппов. – Новосибирск: Нонпарель, 2001. 408 с.
46. Рябов В.В., Симонов О.Н., Снисар С.Г., Боровиков А.А. Источник серы сульфидных месторождений в траппах Сибирской платформы по изотопным данным // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 8. С. 1176–119.
47. Соболев В.С. Петрология траппов Сибирской платформы. – Л.: Главсевморпуть 1936. 222 с.
48. Соболев В.С. Петрология траппов: Избранные труды. – Новосибирск: Наука, 1986. 209 с.
49. Струнин Б.М. Курейско-Горбиачинская вулканоплутоническая структура // Трапповый магматизм Сибирской платформы в связи с тектоникой и поисками полезных ископаемых. – Красноярск: Книжн. изд-во, 1983. С.68–69.
50. Струнин Б.М., Дюжиков О.А., Бармина О.А., Комаров В.В. Геологическая карта Норильского рудного района масштаба 1:200 000. – Объяснительная записка. – М.: Теоинформмарк, 1994. 118 с.
51. Сурков В.С., Жеро О.Г., Смирнов Л.В. Западно-Сибирская плита. – В кн.: *Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР*. – М.: Наука, 1977. С.133–141.
52. Сурков В.С., Смирнов Л.В., Жеро О.Г. Эволюция триасовой рифтовой системы Западной Сибири. – В сб.: *Тектонические процессы*. – Докл. сов. геологов на XXVIII сессии Междунар. геол. конгресса, Вашингтон, 1989. – М.: Наука, 1989. С. 164–172.
53. Шерман М.Л., Фейзин Е.Б. и др. Отчет о проведении глубинных сейсмологических исследований в Норильском горно-рудном районе за 1976 г. – М.–Л.: Севморгео, Красноярское територ. геол. упр., 1977.
54. Arndt N.T. Insights into the geological setting and origin of Ni-Cu-PGE sulfide deposits of the Norilsk-Talnakh region, Siberia // *Reviews in Economic Geology*. 2011. Vol. 17. P. 199–215.
55. Arndt N.T. Ultrabasic magmas and high-degree melting of the mantle // *Contrib. Miner. Petrol.* 1977, Vol. 64. No. 2. P. 205–221.
56. Arndt N.T., Czamanske G.K., Walker R.J., Chauvel C., Fedorenko V.A. Geochemistry and origin of the intrusive hosts of the Noril'sk-Talnakh Cu–Ni-PGE sulfide deposits // *Rec. Econom. Geol.* 2003. Vol. 98. P. 495–515.
57. Burgess S.D., Bowring S.A. High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction // *Sci. Adv.* 2015. Vol. 1. No 7. Art. E1500470. Doi: 10.1126/sciadv.1500470
58. Campbell I.H. Large igneous provinces and the mantle plume hypothesis // *Elements*. 2005. Vol. 1. P. 265–269.
59. Cox K.G. A model for the flood basalts vulcanism // *J. Petrol.* 1980. Vol. 21, No. 4. P. 629–650.
60. Czamanske G.K., Gurevich A.B., Fedorenko V., Simonov O. Demise of the Siberian plume: paleogeographic and paleotectonic reconstruction from the prevolcanic and volcanic records, North-Central Siberia // *Int. Geol. Rev.* 1998. Vol. 40. P. 95–115.
61. Duran C.J., Barnes S.-J., Plese P., Prasek M.K., Zientek M.L., Page P. Fractional crystallization-induced variations in sulphides from the Noril'sk–Talnakh mining district (Polar Siberia, Russia) // *Ore Geol. Rev.* 2017. Vol. 90. P. 326–351.
62. Elkins-Tanton L.T. Continental magmatism caused by lithospheric delamination. – In: *Plates, Plumes and Paradigms*. – (Princeton, Geol. Soc. Am. Spec. Pap. No.388. 2005), P. 449–462.
63. Gudmundsson A. Deflection of dykes into sills at discontinuities and magma-chamber formation // *Tectonophysics*. 2011. Vol. 500. P. 50–64.
64. Gudmundsson A. Emplacement and arrest of sheets and dykes in central volcanoes // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2002. Vol. 116. P. 279–298.
65. Gudmundsson A. How local stresses control magma-chamber ruptures, dyke injections, and eruptions in composite volcanoes // *Earth-Sci. Rev.* 2006. Vol. 79. P. 1–31.
66. Ivanov A.V. Evaluation of different models for the origin of the Siberian Traps. – In: *Plates, Plumes and Planetary Processes*. – Ed.by G.R. Foulger, D.M. Jurdy – (Geol. Soc. Am. Spec. Pap. No.430. 2007), P. 669–691.
67. Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Yu., Fedorenko V.A., Davis D.W., Trofimov V.R. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian–Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. Vol. 214. P. 75–91.
68. Kavanagh J.L., Menand T., Sparks R.S.J. An experimental investigation of sill formation and propagation in layered elastic media // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2006. Vol. 245. P. 799–813.
69. King S.D., Anderson D.L. Edge-driven convection // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 160. P. 289–296. Doi: 10.1016/S0012-821X(98)00089-2
70. Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L., Martin L., Badanina I.Yu., Sluzhenikin S.F. Oxygen-hafnium-neodymium isotope constraints on the origin of the Talnakh ultramafic-mafic intrusion (Norilsk Province, Russia) // *Economic Geol.* 2020. Vol. 115. No. 6. P. 1195–1212.
71. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // *Science*. 1975. Vol. 189. P. 419–426.
72. Naldrett A.J. A model for the Ni-Cu-PGE ores of the Noril'sk region and its application to other areas of flood basalts // *Economic Geol.* 1992. Vol. 87. P. 1945–1962.
73. Pollard D.D., Muller O.H., Dockstader D.R. The form and growth of fingered sheet intrusions // *GSA Bull.* 1975. Vol. 86. No 3. P. 351.
74. Rivalta E., Taisne B., Bungler A.P., Katz R.F. A review of mechanical models of dike propagation: Schools of thought, results and future directions // *Tectonophysics*. 2015. Vol. 638. P. 1–42.
75. Rubin A.M. Propagation of magma-filled cracks // *Ann. Rev. Earth Planet.* 1995. Vol. 23. P. 287–336.
76. Soboлев S.V., Soboлев A.V., Kuzmin D.V., Krivolutskaya N.A., Petrunin A.G., Arndt N.T., Radko V.A., Vasiliev Y.R. Linking

- mantle plumes, large igneous provinces, and environmental catastrophes // *Nature*. 2011. Vol. 477 (7364). P. 312–326. Doi: 10.1038/nature10385
77. Voight B., St Pierre B.H.P. Stress history and rock stress. — In: *Rock Mechanics*. — Proc. 3rd Congr. Int. Soc. (Denver, USA, 1974. Vol. 2), P. 580–582.
78. Yakubchuk A., Nikishin A. Noril'sk–Talnakh Cu–Ni–PGE deposits: A revised tectonic model // *Mineralium Deposita*. 2004. Vol. 39. P. 125–142. Doi: 10.1007/s00126-003-0373-0
79. *Space image*, [http://www.mmtk.ginras.ru/pdf/strunin\\_etal1994\\_norilsk\\_map.pdf](http://www.mmtk.ginras.ru/pdf/strunin_etal1994_norilsk_map.pdf) (Accessed July, 2023).

## Magmatism and Tectonophysical Characteristics of Formation of Ore-Bearing Intrusions in Norilsk Region (Eastern Siberia, Russia)

Yu. L. Rebetsky<sup>a, \*</sup>, V. N. Voitenko<sup>b</sup>

<sup>a</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS, bld. 10, str. B. Gruzinskaya, 123995 Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Norilsk Nickel Technical Services LLC, bld. 11, Grazhdansky Ave., 195220 St. Petersburg, Russia*

\*e-mail: reb@ifz.ru

In our research features of the field of deep intrusions and tectonics of the Norilsk region are studied. It is shown that the formation of copper-nickel deposits in the study area in the Early Triassic period is associated with the evolution of the stress field in the crust over 50–100 Ma. It is established that the features of the formation of the intrusive field at the initial stage are associated with the heterogeneity of the stress state that arose before the onset of magmatism in the Early Permian period in the crust of the Khantai-Rybninsky swell (uplift) and adjacent structures. The emergence of this heterogeneity, which had an inherited long-term nature, is due to the formation of uplifts in the region and the processes of denudation of these uplifts on the surface (amplitudes of 1.5–2.5 km). Since the processes of surface denudation lead to the release of rocks that have experienced a supercritical flow at great depths, in the upper layer and, partially, in the middle layer of the crystalline crust of the Khantai-Rybninsky swell and adjacent territories there were prerequisites for the emergence of a stress state of horizontal compression. In the lower layer of the crust of the Khantai-Rybninsky swell, as well as in the crust of the Norilsk-Kharaelakh trough and the Tunguska syncline, the horizontal extension regime was preserved. This difference in the stress state of extension and compression of the crust determined the features of the spatial heterogeneity of the development of volcanism and intracrustal magmatism of the Norilsk-Kharaelakh trough and the Tunguska syncline.

*Keywords:* tectonophysics, magmatism, stress regime, horizontal compression, magma pressure, magma-conducting faults, magmatic intrusions, Norilsk-Kharaelakh trough, Khantay-Rybninsky swell, Tunguska syncline

УДК 550.34

## СЕЙСМОТЕКТОНИКА И СЕЙМИЧЕСКАЯ ОПАСНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЮЖНОГО УЗБЕКИСТАНА

© 2024 г. Р. С. Ибрагимов<sup>1</sup>, \*, Т. Л. Ибрагимова<sup>1</sup>, У. А. Нурматов<sup>1</sup>, Ю. М. Садыков<sup>1</sup>,  
М. А. Мирзаев<sup>1</sup>, С. Х. Ашуров<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт сейсмологии им. Г. Мавлянова, Академия наук Республики Узбекистан,  
д. 3, ул. Зулфияханум, 100028 Ташкент, Узбекистан

\*e-mail: [ibrroma@yandex.ru](mailto:ibrroma@yandex.ru)

Поступила в редакцию 12.02.2024 г.

После доработки 20.03.2024 г.

После повторной доработки 06.08.2024 г.

Принята в печать 11.09.2024 г.

Проведен анализ сейсмотектонической позиции территории Центрального и Южного Узбекистана. Показано, что территория характеризуется слоисто-блоковым строением. Выделено четыре крупных блока земной коры. Два блока относятся к Туранской микроплите, остальные блоки относятся к Западно-Тянь-Шаньской и Афгано-Гаджикской микроплитам. Проведено описание положительных и отрицательных морфоструктур каждого геодинамического блока. Выделены активные разломы земной коры трех различных направлений. В Центральной части Узбекистана наиболее активными являются разломы северо-западного простирания. Эти разломы характеризуются длительной историей развития, сложным внутренним строением, высокими значениями амплитуды неотектонических движений. К таким разломам приурочены приразломные прогибы. Вновь возникшие разломы северо-восточного направления усложнили строение крупных региональных структур. Если в пределах Центрального Узбекистана эти разломы имели второстепенное значение при формировании современной деформационной структуры земной коры региона исследования, то на территории Южного Узбекистана разломы этого направления являются основными и контролируют современную сейсмичность. Проведен вероятностный анализ сейсмической опасности территории Центрального и Южного Узбекистана. Рассмотрено три типа расчетных моделей источников сейсмических колебаний: квази-однородные сейсмологические провинции, активные разломы земной коры и сейсмогенные зоны. Проведена параметризация моделей сейсмических источников, включающая определение сейсмического потенциала, параметров повторяемости землетрясений различных магнитуд, преобладающего кинематического типа подвижки в очагах землетрясений каждого источника.

Расчет сейсмических воздействий проведен с использованием нескольких зависимостей затухания, разработанных для Центрально-Азиатского региона. Вес к зависимостям затухания подобран на основе процедуры ранжирования по степени применимости к исследуемой территории. Проведена оценка сейсмической опасности в инженерных параметрах сейсмических колебаний. С учетом периодов повторения сейсмических воздействий разработаны вероятностные карты детального сейсмического районирования территории Центрального и Южного Узбекистана.

*Ключевые слова:* активные разломы, сейсмотектоника, сейсмическая опасность, макросейсмическая интенсивность, кинематика подвижек, слоисто-блоковая структура, сейсмическое районирование

DOI: 10.31857/S0016853X24060059, EDN: RWGFUM

### ВВЕДЕНИЕ

На территории Центрального и Южного Узбекистана расположены Сырдарьинская, Самаркандская, Джизакская, Сурхандарьинская и Кашкадарьинская области, в которых проживает более 12 миллионов жителей [19]. Здесь сосредоточено большое количество сельскохозяйственных и промышленных предприятий, объектов топливно-энергетического комплекса, ведется интенсивное освоение полезных ископаемых. Огромную ценность представляют расположен-

ные на данной территории многочисленные памятники древней архитектуры, составляющие историческое и культурное наследие Республики Узбекистан.

За исторический и инструментальный период наблюдений на территории Центрального и Южного Узбекистана произошло множество разрушительных землетрясений:

- Уратюбинские в 1897 г.;
- Каратагские в 1907 г.;
- Байсунские в 1935, 1968, 2022 гг.;

- Камашинские 1999, 2000, 2001 гг.;
- Марджанбулакское в 2013 г.

Отдельные землетрясения данной территории имели магнитуду  $M \geq 7.0$  и интенсивность сотрясений в эпицентре  $I_0 \geq 9$  баллов по шкале MSK-64. Весьма ощутимыми здесь являются сейсмические воздействия от землетрясений, эпицентры которых расположены в соседних с Узбекистаном странах (Афганистане, Туркменистане, Казахстане и Таджикистане). Поэтому проблема обеспечения сейсмической безопасности для данной территории весьма актуальна.

Территория Центрального и Южного Узбекистана имеет неравномерное по площади распределение сейсмической активности [1, 2, 4, 13, 15, 26, 54, 60, 61].

Были приведены оценки опасности Центрального и Южного Узбекистана, полученные в рамках детерминистического и вероятностно-детерминистического подходов, без учета эпистемических и алеаторных неопределенностей в параметрах сейсмического процесса и сейсмических воздействий [1, 2, 4, 13, 15, 26, 34].

Было показано, что это может приводить к существенной недооценке сейсмической опасности исследуемой территории [44].

Сейсмическое районирование проводилось с использованием классического вероятностного подхода [42, 50, 54, 60]. Однако, учитывая, что сейсмическая опасность в этих исследованиях оценивалась для всего Центрально-Азиатского региона, площадная детальность этих построений недостаточно высока.

Целью настоящей статьи является разработка карт детального сейсмического районирования территории Центрального и Южного Узбекистана, выражающих на вероятностной основе сейсмическую опасность исследуемой территории в показателях макросейсмической интенсивности и физических характеристиках сейсмических воздействий.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Для получения количественных характеристик сейсмической опасности Центрального и Южного Узбекистана исследовалась территория, ограниченная географическими координатами  $37^{\circ}.00' - 41^{\circ}.30'$  с.ш. и  $64^{\circ}.00' - 69^{\circ}.30'$  в.д.. Показано положение региона исследования в общей структуре Высокой Азии показано (рис. 1).

Современная структура Центрального и Южного Узбекистана сформировалась в результате внутриконтинентального коллизионного горообразования в условиях взаимодействия Евразийской, Индийской и Аравийской плит.

В пределах исследуемой территории выделяются западное погружение постплатформенной орогенной области Южного Тянь-Шаня и прилегающие к нему прибортовые части Амударьинской и Сырдарьинской депрессий Туранской плиты, которые формировались в течение неотектонического периода кайнозойской истории геологического развития [6, 10, 12].

### *Слоисто-блоковая структура земной коры Центрального и Южного Узбекистана*

Геолого-геофизическими исследованиями установлено, что земная кора Центрального и Южного Узбекистана имеет слоисто-блоковую структуру, в которую входят следующие структуры [6, 14, 15] (рис. 2):

- Амударьинский и Нуратинский новейшие блоки Туранской микроплиты;
- Южно-Тянь-Шаньский блок Западно-Тянь-Шаньской микроплиты;
- блок, включающего в себя юго-западные отроги Гиссара Афгано-Таджикской микроплиты.

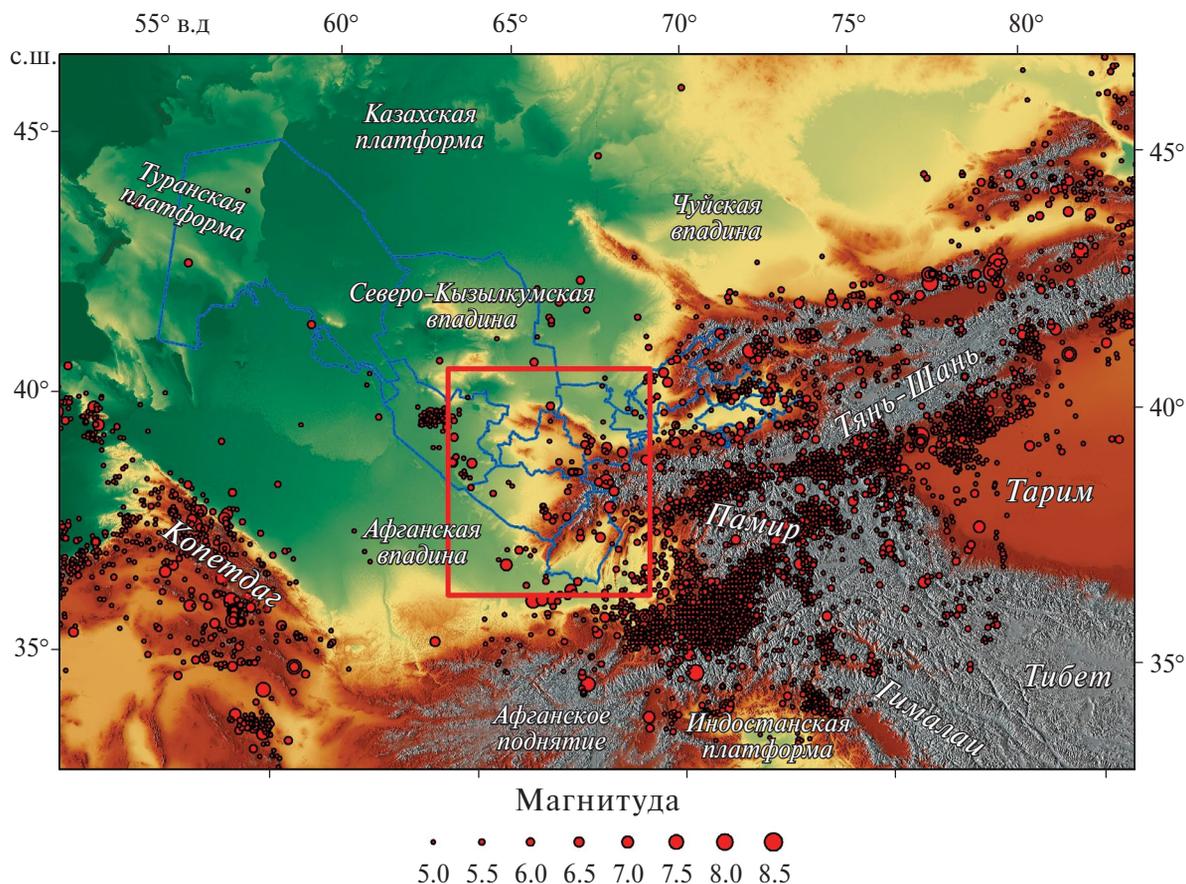
**Амударьинский блок.** В пределах исследуемой территории располагается только восточная часть Амударьинского блока, представленная Бухарской и Чарджоуской тектоническими ступенями, которые ограничены Амударьинской, Учбаш-Каршинской, Караиль-Лянгарской флексурно-разрывными зонами (ФРЗ) и Южно-Тянь-Шаньским разломом (см. рис. 2).

С Южно-Тянь-Шаньским разломом связаны Газлийские землетрясения 1976 и 1984 гг. с магнитудой  $M \geq 7.0$ .

Отмеченные флексурно-разрывные зоны представляют собой уступы в рельефе фундамента и обеспечивают ступенчато-наступательное развитие восточного блока на восток. С Учбаш-Каршинской флексурно-разрывной зоной связаны исторические Бухарские землетрясения 1390 г. и 1821 г. с магнитудой  $M \geq 6.0$ .

**Нуратинский блок.** В пределах Нуратинского блока с севера на юг выделяются Северо-Нуратинское, Южно-Нуратинское, Зирабулакское, Каратепинское поднятия (см. рис. 2).

Поднятия разделены активными разломами земной коры и следующими межгорными впадинами и прогибами (см. рис. 2):



**Рис. 1.** Расположение района исследований в общей структуре района Высокой Азии (по данным [17], с дополнениями).

Обозначено: регион исследования (контур красным); государственная граница Республики Узбекистан (линия бирюзовым)

- Рават-Галляаральский прогиб;
- Санзарский прогиб;
- Каттакурганская впадина;
- Самаркандская впадина;
- Пянджикентский прогиб.

**Южно-Тянь-Шаньский блок.** Этот блок Западно-Тянь-Шанской микроплиты образуют Туркестанское, Зарафшанское и Гиссарское поднятия субширотного простирания (см. рис. 2).

Данные поднятия являются орогенными структурами, современная активность которых подтверждается множеством произошедших землетрясений с интенсивностью  $I = 8-9$  баллов [6,10].

**Юго-западные отроги Гиссара.** Афгано-Таджикская микроплита на анализируемой территории представлена неотектоническими структурами юго-западных отрогов Гиссара и Сурхандарьинской впадиной (см. рис. 2).

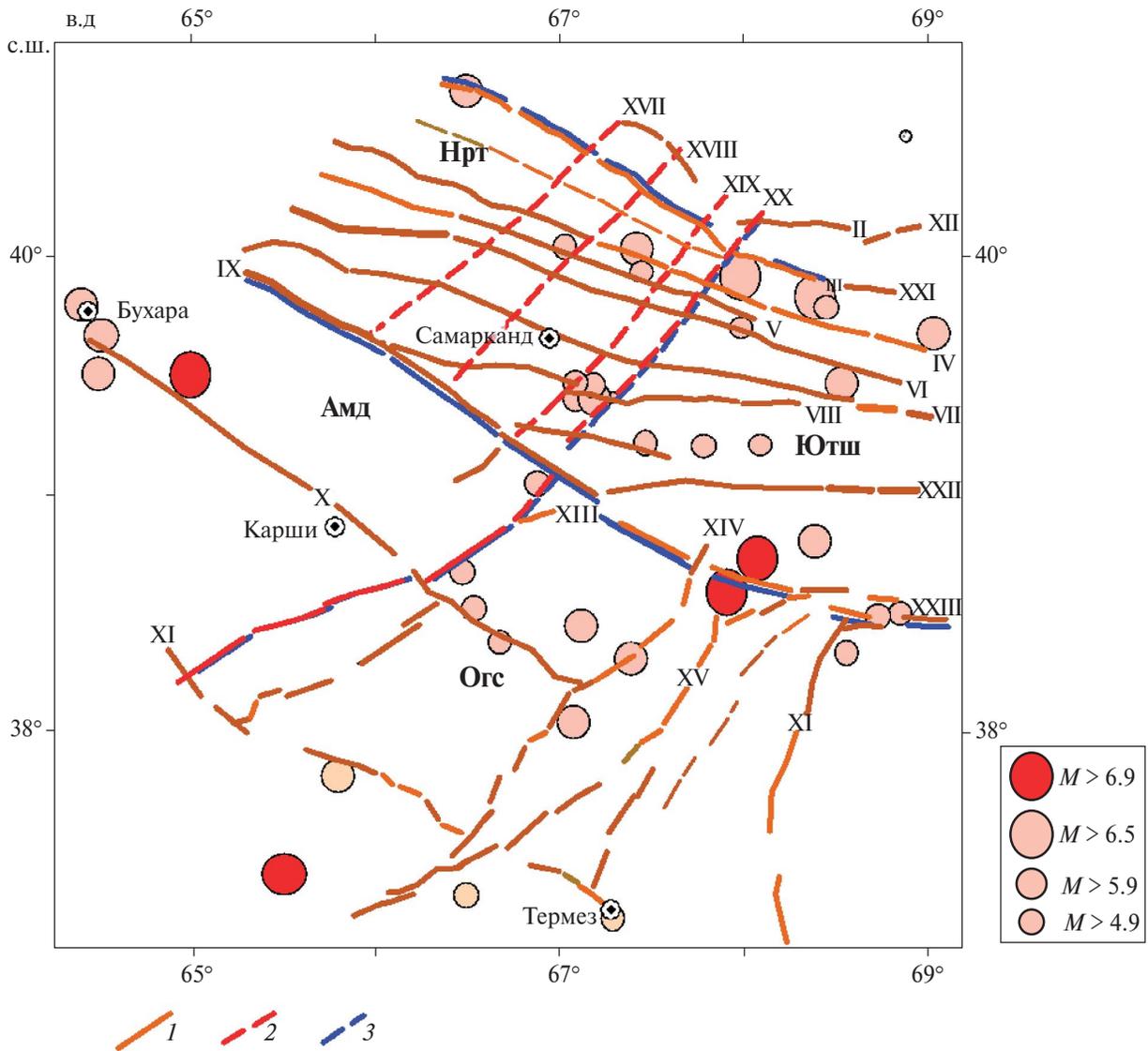
Юго-западные отроги Гиссара образованы виргацией и погружением палеозойских структур Гиссара под мощные отложения мезозой-кайно-

зой (MZ–KZ). Сетью разломов северо-восточного простирания фундамент разбит на сравнительно узкие фрагменты. Сурхандарьинская впадина образована системой узких линейных антиклинальных зон с широкими и плоскими прогибами [8].

На западе впадина ограничена Кугитанг-Караатагской флексурно-разрывной зоной. Структуры мезозойско-кайнозойских отложений и фундамента имеют отчетливое северо-восточное простирание.

Кроме геодинамических блоков, мы приводим схему активных разломов земной коры северо-западного, северо-восточного и субширотного простирания, выделенных по геофизическим и сейсмологическим данным, а также по материалам геологической съемки территории Центрального и Южного Узбекистана [5, 8, 14, 15, 23, 25, 30] (см. рис. 2).

**Северо-восточная система разломов.** Разломы северо-восточного простирания уверенно выделяются в пределах юго-западных отрогов Гиссара



**Рис. 2.** Активные разломы Центрального и Южного Узбекистана и эпицентры сильных землетрясений с магнитудой  $M \geq 4.9$ .

*Блоки:* Амд – Амударьинский; Нрт – Нуратинский; Ютш – Южно-Тянь-Шанский; Огс – отроги Гиссара (юго-западные).

*Разломы северо-западного простирания (I–XI):* I – Писталитауский; II – Северо-Мехнаткашский; III – Северо-Нуратинский; IV – Нуратау-Катранский; V – Северо-Актау–Южно-Карачатау–Северо-Гобдунтау–Южно-Молгузарский; VI – Южно-Актау–Южно-Гобдунтау–Северо-Туркестанский; VII – Южно-Каратау–Южно-Туркестанский; VIII – Северо-Зерабулак–Северо-Зарафшанский; IX – Южно-Тянь-Шанский, X – Учбаш-Каршинский; XI – Амударьинский.

*Разломы северо-восточного простирания (XII–XXI):* XII – Северо-Ферганский; XIII – Лянгар-Караильская флексуно-разрывная зона; XIV – Байсун-Кугитангский; XV – Сурхантау-Шерабад-Келифский; XVI – Бабатагский; XVII – Санганак-Ханбандытауский; XVIII – Западно-Каратепе-Койташ-Писталитауский; XIX–XXI – Поперечно-Западно-Тянь-Шанские.

*Субширотная система разломов (XXII–XXIV):* XXII – Южно-Ферганский; XXIII – Главный Гиссарский; XXIV – Гиссаро-Кокшаальский.

*1–2 – простирание разломов: 1 – северо-западное, 2 – северо-восточное; 3 – границы блоков*

и в большинстве случаев представлены флексуно-разрывной зоной (см. рис. 2).

В пределах Нуратинского блока разломы носят сравнительно скрытый характер и выделя-

ются в основном по комплексу геофизических материалов. Но отдельные их отрезки четко дешифрируются на материалах аэрокосмической съемки.

**Северо-западная система разломов.** Она морфологически выражена и уверенно трассируется на материалах топографической и аэрокосмической съемок [7, 13]. Сочленение положительных и отрицательных структур в зоне разломов северо-восточной ориентации. Смещения неотектонических структур, относительно друг друга, резкое погружение шарниров положительных структур в их периклинальных частях также происходит в зоне этих разломов.

Проведенный нами сеймотектонический анализ показал, что эти факторы, хотя косвенно, могут свидетельствовать об их значимости при проявлении современной сейсмичности региона исследования.

Современная активность системы разломов северо-западной ориентации подтверждается морфологической выраженностью и уверенным дешифрированием на материалах топографической и аэрокосмических съемок. Большинство эпицентров землетрясений концентрируются в зонах разломов.

В Нуратинском блоке выделенные нами разломы являются природными границами положительно и отрицательно развивающихся неотектонических структур. Почти все разломы имеют северо-западное простирание, они являются прямым продолжением краевых и внутренних разломов Южного Тянь-Шаня, в который входят Туркестанское, Зеравшанское и Гиссарское поднятия более высокого ранга. Этот регион рассматривается как область устойчивых новейших и современных поднятий, сейсмический потенциал которых подтвержден современными сильными землетрясениями и деформациями горного рельефа в результате сильнейших доисторических землетрясений (см. рис.2).

**Субширотная система разломов.** Эта система развита на Южно-Тянь-Шаньском блоке Западно-Тянь-Шаньской микроплиты, в которую входят наиболее протяженные и сейсмически активные разломы. В пределах субширотной системы разломов произошли в 1897, 1907, 1924, 2011 годах сильные с магнитудой  $M \geq 6.0$  землетрясения, большая часть которых возникла в зоне Южно-Ферганского разлома [10, 15].

**Основные сейсмогенные зоны.** Нами выделены основные сейсмогенные зоны изучаемой территории, которые при оценке сейсмической опасности приняты нами в качестве источников сейсмических колебаний (см. рис. 2).

Интенсивные, контрастные движения, сформировавшие современный структурный план реги-

она, начались с этапа новейшей эпиплатформенной активизации. Этими движениями обусловлено формирование морфоструктур, возникновение молодых и возобновление древних разломов, по которым происходили перемещения. Наиболее активными в Западном Узбекистане являются разломы северо-западного простирания. К ним часто приурочены приразломные прогибы и высокие значения амплитуд неотектонических движений.

Неотектонические структуры региона исследования, как положительные, так и отрицательные единообразно сплющены по оси, которая имеет северо-западную ориентацию. Можно предположить, что наиболее вероятным направлением стрессовых напряжений, сформировавших неотектонические структуры, является северо-восточное. Для субширотных неотектонических структур Южно-Тянь-Шаньского постплатформенного орогена, стрессовые напряжения имеют субмеридиональное направление.

В пределах территории Центрального Узбекистана разломы северо-восточного направления имели второстепенное значение при формировании современной деформационной структуры земной коры региона. В регионе Южного Узбекистана разломы этого направления являются сейсмоактивными.

## СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

При изучении сейсмичности региона мы использовали параметры исторических и инструментальных землетрясений Каталога землетрясений территории Узбекистана и прилегающих территорий [1, 64], составленного в Институте сейсмологии АН РУз (Ташкент, Узбекистан). Для классификации землетрясений, произошедших в период от 1955 г. до 2003 г., по величине в данном Каталоге приведен энергетический класс землетрясений  $K$ , определяемый по сумме амплитуд объемных  $P$ - и  $S$ -волн, зарегистрированных короткопериодной аппаратурой [21, 55].

Для Средней Азии энергетический класс  $K$  связан с локальной магнитудой  $M_L$  соотношением [21, 55]:

$$K = 1.8 M_L + 4. \quad (1)$$

Начиная с 2003 г. и по настоящее время для всех землетрясений, происходящих на территории Узбекистана, определяются магнитуды  $M_L$  и  $M_b$ . Для расчета сейсмической опасности исследуе-

мой территории в инженерных характеристиках сейсмических воздействий локальная магнитуда  $M_L$  пересчитывалась в магнитуду  $M_w$ , поскольку в уравнениях прогнозируемого движения грунта (GMPE, [65, 66]) используется моментная магнитуда.

Перевод магнитуды  $M_L$  в магнитуду  $M_w$  проводился по зависимости [18]:

$$\ln(M_w) = 0.642 \ln(M_L) + 0.649. \quad (2)$$

Приведена карта эпицентров землетрясений, произошедших на территории Центрального и Южного Узбекистана, начиная с исторического периода времени по 2023 год, построенная по региональному каталогу [1, 64] (рис. 3, а). Самое ранее историческое землетрясение в региональном каталоге датировано 1208 годом.

Показаны гистограммы распределения сейсмических событий различных магнитуд по глубинам и графики повторяемости землетрясений Регионального каталога [1, 64] (см. рис. 3, б-г). Рассчитанный нами угловой коэффициент графика повторяемости представительных землетрясений равен  $b=1.1174$ . Большая часть землетрясений с магнитудой  $M_w \geq 5.0$  расположена в сейсмоактивном слое от 11 до 20 км (см. рис. 3 в).

Учитывая, что этот диапазон магнитуд землетрясений создает наиболее значимые сейсмические воздействия, при расчете сейсмической опасности рассматривались три возможные глубины  $H_1=10$  км,  $H_2=15$  км и  $H_3=20$  км, которые вошли в логическое дерево с весом  $w_1=0.2$ ,  $w_2=0.6$ ,  $w_3=0.2$ .

При оценке представительности землетрясений регионального каталога мы опирались на исследование, в которых на основе данных о сети сейсмических станций, действовавшей в 1930, 1940, 1950, 1955, 1965, 1975, 1985 гг., и чувствительности приборов на каждой станции, была построена серия карт, показывающих изолинии нижнего энергетического уровня представительных землетрясений [31, 64]. Представительность землетрясений на этих картах дается для энергетического класса  $K$  и магнитуды  $M_L$ , которая, впоследствии через соотношения (1)–(2), переводилась в представительность каталога в магнитуде  $M_w$ .

После 1985 года нижний порог представительных землетрясений для всей территории Узбекистана практически не менялся. Во второй половине 2000-х годов, в связи с переходом на цифровую регистрацию землетрясений, началась реорганиза-

ция сети. В настоящее время на территории Узбекистана действуют 53 стационарные цифровые сейсмические станции.

Показаны временные интервалы представительной регистрации землетрясений различных магнитуд  $M_w$  (рис. 4).

Удаление групповых сейсмических событий из регионального каталога [1, 64] мы проводили с использованием пространственно-временных окон (размеры по [46]).

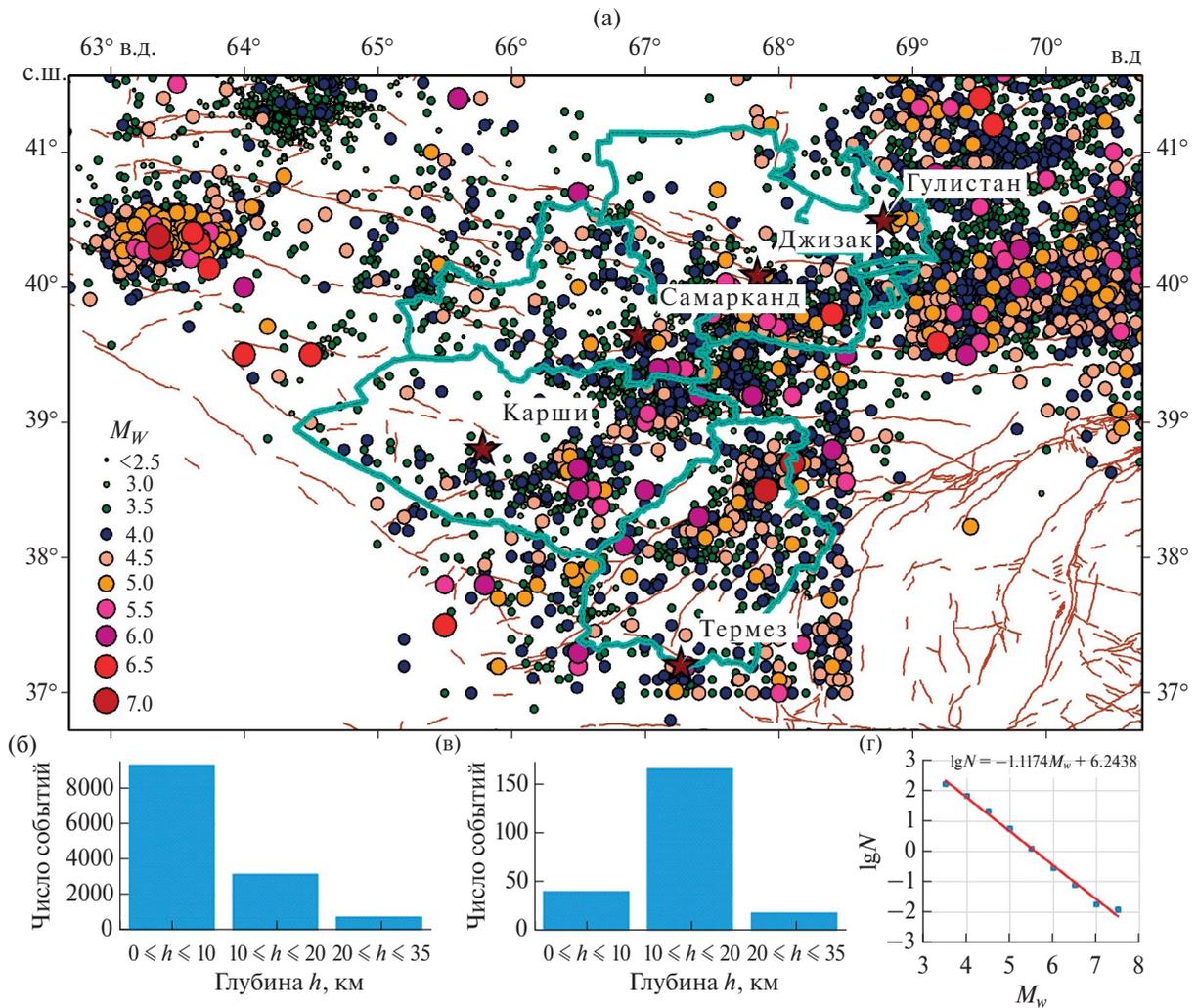
При оценке сейсмической опасности исследуемой территории для учета сейсмических воздействий от землетрясений, эпицентры которых расположены на территории государств Афганистан, Туркменистан, Казахстан и Таджикистан, граничащих с Узбекистаном, кроме регионального каталога [1, 64], мы использовали каталоги землетрясений Центральной Азии, в которых землетрясения характеризуются моментной магнитудой [51, 54].

## ВЕРОЯТНОСТНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЮЖНОГО УЗБЕКИСТАНА

Вероятностный анализ сейсмической опасности (ВАСО) является аналитическим методом, в котором для исследуемого пункта оценивается вероятность превышения каждого фиксированного уровня сейсмических воздействий в течение определенного промежутка времени. Обычно в практике ВАСО этот временной промежуток составляет либо один год, либо охватывает период, сопоставимый со средним сроком службы сооружений (50–100 лет).

Зависимость, связывающая вероятность превышения сейсмического воздействия с уровнем этого воздействия называется кривой опасности, и ее построение является конечной целью ВАСО. При этом, в качестве сейсмического воздействия может рассматриваться, как макросейсмическая интенсивность в исследуемом пункте, выраженная в баллах макросейсмической шкалы, так и физические параметры колебаний грунта при землетрясениях (значения амплитуд смещений, скоростей и ускорений сейсмических колебаний, а также их спектральные составляющие) [42, 50].

Теоретические основы вероятностного анализа сейсмической опасности приведены в [42, 50]. Реализация ВАСО предполагает построение двух взаимосвязанных расчетных моделей:



**Рис. 3.** (а) Карта эпицентров землетрясений изучаемой территории (по данным [1, 64]); (б)–(г) гистограммы распределения представительных землетрясений каталога по глубинам (б) – землетрясения с магнитудой  $M \leq 5.0$ ; (в) – землетрясения с магнитудой  $M \geq 5.0$ ; (г) – график повторяемости землетрясений различного энергетического уровня

– модель сейсмических источников, окружающих исследуемый пункт;

– модель сейсмического эффекта, предсказывающая величину сейсмического воздействия в исследуемом пункте от каждого сейсмического события, происходящего в пределах сейсмических источников.

Для расчета сейсмической опасности территории Центрального и Южного Узбекистана рассматривались расчетные модели сейсмических источников трех типов:

- активные разломы земной коры;
- сейсмогенные зоны, представляющие собой буферные зоны разломов;
- площадные источники землетрясений – квазиоднородные сейсмологические провинции.

Совокупность привлекаемых расчетных моделей сейсмических источников, как мы полагаем, достаточно полно характеризует реальный сейсмический процесс, в котором есть две важнейшие составляющие:

- рассеянная (фоновая) сейсмичность, которая проявляется в пределах площадных образований (блоки, микроплиты);
- сейсмичность, сосредоточенная в пределах линейных структур (активные разломы земной коры, сейсмогенные зоны).

#### *Параметризация моделей сейсмических источников*

Наряду с заданием геометрических характеристик каждого источника в плане и по глубине,

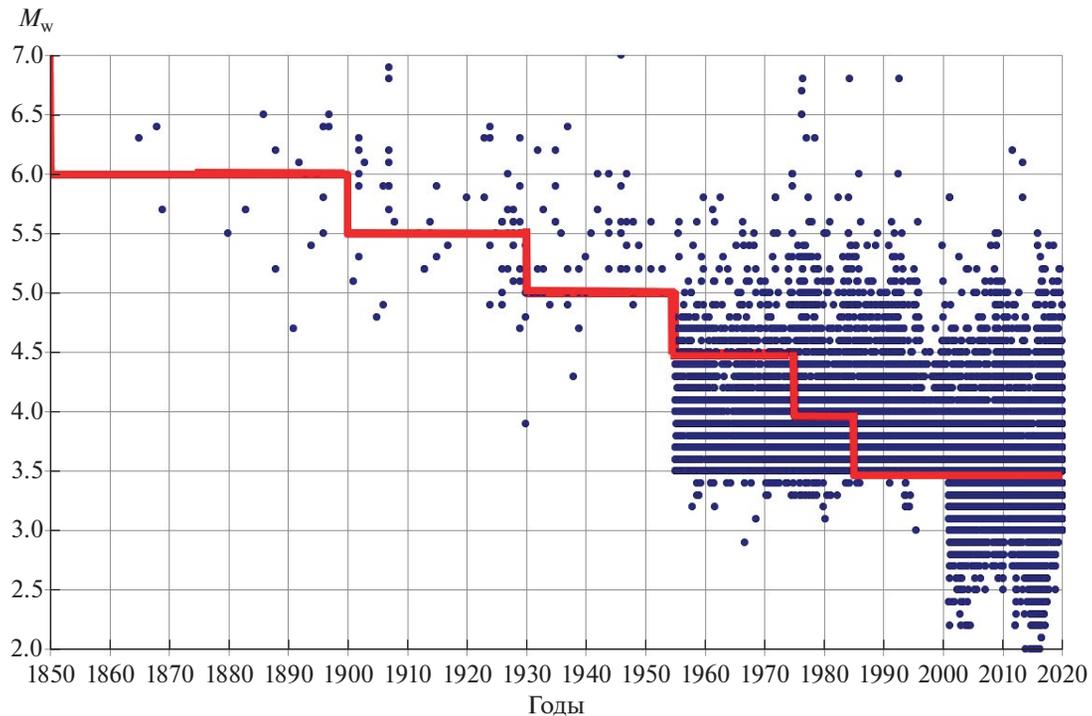


Рис. 4. Временной интервал представительности землетрясений различных магнитуд ( $M_w$ ) (по данным [31]).

формализованное описание расчетной модели сейсмических источников включает в себя определение сейсмического потенциала этих источников, частоты повторения землетрясений различных магнитуд, кинематического типа подвижек в очагах землетрясений, происходящих в пределах каждого источника.

#### *Расчетная модель активных разломов земной коры*

Совместно с региональной схемой активных разломов земной коры территории Центрального и Южного Узбекистана (см. рис. 2), мы использовали базу данных активных разломов Евразии (Active Fault Database of Eurasia - AFEAD) [7, 67] (рис. 5, а–в).

Для каждого активного разлома в базе данных AFEAD [7, 67] имеются сведения о его морфологии, кинематике с количественными показателями поздне-четвертичных смещений (атрибут RATE). По скорости движения разломы разделены на три ранга:

- 1 ранг – более 5 мм/год;
- 2 ранг – от 1 до 5 мм/год;
- 3 ранг – менее 1 мм/год.

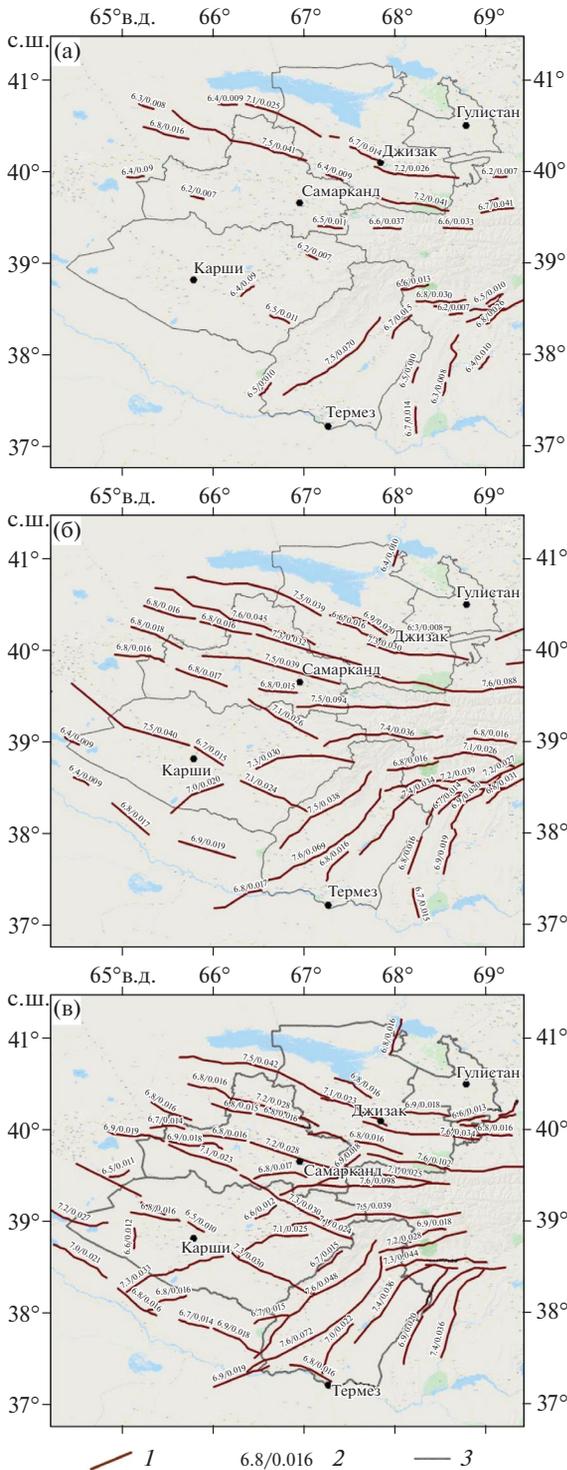
Разломы дифференцированы на четыре класса (А, В, С, D) по степени выраженности (достоверности) проявления современной геодинамической активности – атрибут CONF.

Для разломов, отнесенных к категории А в базе данных AFEAD, выявлены сразу несколько независимых явных признаков активности, установленные в поле или четко выраженные на детальных дистанционных материалах деформации молодых форм рельефа и датированные смещения позднеплейстоцен–голоценовых отложений, а также проявление в зоне разлома сильных землетрясений или палеоземлетрясений [7].

Разломы, включенные в категорию В, характеризуются проявлением одним из признаков активности, однако допускается их меньшая выраженность. Для разломов категории “С” перечисленные признаки активности или хотя бы один из них присутствуют, но все они выражены нечетко, тогда как плиоцен–четвертичные смещения по разлому несомненны.

К категории D в базе данных AFEAD отнесены разломы с проявлениями плиоцен–четвертичных движений, по которым признаки молодых смещений пока не найдены. Вместе с тем, косвенные признаки дают основание полагать, что следы такой активности могут быть обнаружены при более детальном целенаправленном изучении [7].

Для оценки сейсмического потенциала активных разломов, как правило, используются соотношения, основанные на корреляции величины  $M_{\max}$  с геометрическими характеристиками тек-



**Рис. 5.** Расчетные модели активных разломов земной коры (по данным [7, 67]).

(а)–(в) – активные разломы земной коры с классом достоверности проявления современной геодинамической активности: (а) – А–В, (б) – А–С, (в) – А–Д. 1 – активные разломы земной коры; 2 – сейсмический потенциал / среднегодовая частота возникновения землетрясения с магнитудой  $M \geq 5.0$ ; 3 – границы областей, расположенных на территории Центрального и Южного Узбекистана

тонического нарушения (длина разлома  $L$ , длина максимального возможного на данном разломе поверхностного разрыва  $l$ , отвечающая этой длине ширина разрыва  $W$ , площадь максимального поверхностного разрыва  $A = l \cdot W$ ).

В данном исследовании расчетное значение величины  $M_{max}$  для каждого активного разлома земной коры находилось путем усреднения с равным весом оценок сейсмического потенциала по пяти различным зависимостям, полученным в [43, 48, 49, 62], в которых величина  $M_{max}$  выражается через длину и площадь разрыва:

– Leonard [48, 49] –  $M_{max} = \lg(A) + 4.19$ , (3)

– Leonard [48, 49] –  $M_{max} = 1.67 \cdot \lg(l) + 4.32$ , (4)

– Hanks [43] –  $M_{max} = \frac{4}{3} \cdot \lg(A) + 3.07$ , (5)

– Wells и Coppersmith [62] –

$$M_{max} = 0.9 \cdot \lg(A) + 4.33, \quad (6)$$

– Wells и Coppersmith [62] –

$$M_{max} = 1.22 \cdot \lg(l) + 5. \quad (7)$$

Уточним, что в нашем исследовании полагалось, что ширина разрыва составляет половину от его длины ( $W = l/2$ ). Сама же длина разрыва  $l$ , который может образоваться в случае возникновения землетрясения с максимальной магнитудой  $M_{max}$  составляет только определенный процент от всей протяженности разлома  $L$ .

Было проведено исследование отношения  $l/L$  [29, 52].

На основании экспериментальных данных было показано, что для больших разломов (например, разлом Сан-Андреас в США) это отношение не превосходит значения  $l/L = 0.5$  [29].

Было предложено брать это отношение  $l/L$  различным для разломов с разной длиной  $L$  [52]. В логическое дерево были включены следующие соотношения между длиной разлома  $L$  и длиной максимального разрыва в очаге  $l$  для разломов с длиной [52]:

–  $L > 100$  км с весами  $w=0.6$  и  $w=0.4$  принимались значения  $l$ , составляющие 37% и 50% от длины разлома соответственно;

–  $50 < L < 100$  км с весами  $w = 0.5$  и  $w = 0.5$  принимались значения  $l$ , составляющие 37% и 50% от длины разлома;

–  $L < 25$  км длина разрыва бралась равной длине разлома.

В нашем исследовании соотношение  $l/L$  было принято таким же, как в [52].

Для оценки среднегодовой повторяемости землетрясений различных магнитуд  $N(M)$  в модели активных разломов земной коры нами применялись четыре соотношения, полученные в исследованиях [33, 63] и их программная реализация, описанная в [38]. Зависимости [33, 63] различаются между собой характером высвобождения сейсмического момента  $M_0$ , логарифм которого связан с магнитудой землетрясений линейной зависимостью:

$$\log(M_0) = c + dM. \quad (8)$$

Значения констант  $c$  и  $d$  по мировым данным [45] следующие:  $c = 16.05$ ,  $d = 1.5$ .

В работе [33] для средней частоты повторения землетрясений различных магнитуд  $N(M)$  получены три различных соотношения:

$$N_1(M) = \left(\frac{\bar{d} - \bar{b}}{\bar{d}}\right) \cdot \left(\frac{s}{\beta}\right) \cdot e^{\bar{b}(M_{\max} - M)} \cdot e^{-\left(\frac{\bar{d}}{2}M_{\max}\right)}, \quad (9)$$

$$N_2(M) = \left(\frac{\bar{d} - \bar{b}}{\bar{b}}\right) \cdot \left(\frac{s}{\beta}\right) \cdot \left[e^{\bar{b}(M_{\max} - M)} - 1\right] \cdot e^{-\left(\frac{\bar{d}}{2}M_{\max}\right)}, \quad (10)$$

$$N_3(M) = \frac{\bar{d}(\bar{d} - \bar{b})}{\bar{b}} \cdot \left(\frac{s}{\beta}\right) \cdot \left\{ \frac{1}{\bar{b}} \cdot \left[ e^{\bar{b}(M_{\max} - M)} - 1 \right] - (M_{\max} - M) \right\} \cdot e^{-\left(\frac{\bar{d}}{2}M_{\max}\right)}. \quad (11)$$

В формулах (9)–(11) приняты следующие обозначения:

$M$  – магнитуда землетрясения, для которого оценивается годичная частота возникновения;

$M_{\max}$  – величина максимального возможного землетрясения на разломе;

$b$  – угол наклона графика повторяемости землетрясений в зоне разлома;

$$\bar{b} = b \ln(10);$$

$$\bar{d} = d \ln(10);$$

$$\beta = \sqrt{\frac{\alpha M_0(0)}{\mu W}};$$

$D$  – смещение по разрыву;

$L$  – длина разрыва;

$$\alpha = \frac{D}{L};$$

$M_0(0)$  – сейсмический момент, отвечающий землетрясению с магнитудой  $M$

В более поздней работе [63] для средней частоты повторения землетрясений различных магнитуд  $N(M)$  получено соотношение:

$$N_4(M) = \frac{\mu A_f S(d - b) \left[ 1 - e^{-b \ln(10)(M_{\max} - M)} \right]}{b M_0 e^{-b \ln(10)(M_{\max} - M)}}, \quad (12)$$

где  $S$  – скорость смещения (Slip rate);  $A_f = l \cdot W$  – площадь разрыва.

Значение сейсмической активности  $N(M)$ , приведенное к магнитуде  $M=5.0$ , при расчете сейсмической опасности исследуемой территории находилось как среднее арифметическое по соотношениям (9)–(12).

Однако кинематическая модель разломов недостаточно полна, чтобы полностью представлять сейсмическую активность земной коры, особенно события с малой магнитудой. Поэтому, в расчетную модель разломов нами был добавлен фоновый слой сейсмичности. Магнитуда землетрясений фонового слоя была лимитирована значением  $M_{\max} = 5.5$ . Считалось, что для событий больших магнитуд плоскости разрыва должны быть классифицированы как разломы, и уже содержаться в базе данных AFEAD по разломам [7, 67].

По результатам анализа базы данных активных разломов земной коры, мы рассмотрели три различные расчетные модели сейсмических источников активных разломов, с учетом классов достоверности проявления современной геодинамической активности (атрибут CONF в базе данных AFEAD [67]) (см. рис. 5):

– 1-й вариант – разломы с классами достоверности А и В;

– 2-й вариант – учтены, кроме классов достоверности А и В, разломы класса С;

– 3-й вариант – разломы с классами достоверности А, В, С и D.

Показаны три рассмотренные модели разломов региона (см. рис. 5, а–в).

Для каждого разлома приведено соотношение:

$M_{\max}$  (значение сейсмического потенциала – в числителе) / (среднегодовая частота возникновения землетрясения с магнитудой  $M \geq 5.0$  – в знаменателе).

Параметр  $b$  – угловой коэффициент графика повторяемости землетрясений принимался, равным 1

в каждой из трех рассмотренных моделей разломов, что близко к его региональному значению.

### *Расчетная модель источников в виде сейсмогенных зон*

Сейсмогенная зона является областью активного динамического влияния крупного разлома, или системы близко расположенных и одинаково направленных разрывов земной коры, которые на стадии тектонической активизации региона генерируют сильные землетрясения [15]. В плане сейсмогенные зоны представляют собой перекрывающуюся по простиранию совокупность плейстоценовых областей от землетрясений, которые могут происходить в пределах этих зон.

Контур сейсмогенных зон определяются пространственным положением активных разломов. При этом учитываются геометрические и морфологические особенности тектонических нарушений, а также возраст их заложения.

На территории Центрального и Южного Узбекистана выделено 20 сейсмически активных зон, способных генерировать землетрясения с магнитудой  $M_{max} \geq 5.5$  [15] (рис. 6).

Мы провели расчет величины максимального возможного землетрясения сейсмогенных зон  $M_{max}$  на основе полученных сейсмологических и сеймотектонических данных.

Ведущим фактором, определяющим величину  $M_{max}$  сейсмогенерирующих зон при оценке сейсмического потенциала сеймотектоническими методами, является масштабный уровень процессов, характеризующих деформирование и разрушение горных пород, который обладает такими параметрами, как длина разрыва, глубина его заложения, размеры и степень консолидации блоков, подвергающихся смещению как единое целое [15].

Смещение по разрыву зависит от амплитуды и скорости тектонических движений, состава и прочностных свойств пород. Величина максимального возможного землетрясения определялась как верхний предел магнитуд землетрясений, зарегистрированных в различных сейсмогенерирующих зонах со схожими сеймотектоническими параметрами. В качестве основных характеристик при сопоставлении структур принимались [14]:

- история геологического развития;
- интенсивность и направленность новейших и современных движений;
- масштабная сопоставимость тектонических структур и их целостность с позиций протекания сеймотектонических процессов.

Для сейсмологической оценки величины  $M_{max}$  были использованы следующие методы, основанные на:

- корреляция сейсмической активности сейсмоактивных зон с величиной максимального возможного землетрясения, возникающего в их пределах [1, 24];
- оценка толщины и линейной протяженности сейсмоактивного слоя [28];
- оценка величины  $M_{max}$ , базирующийся на статистике максимального правдоподобия при анализе правых частей графиков повторяемости землетрясений [20];
- статистика экстремальных значений [11].

Были использованы другие статистические методы [1].

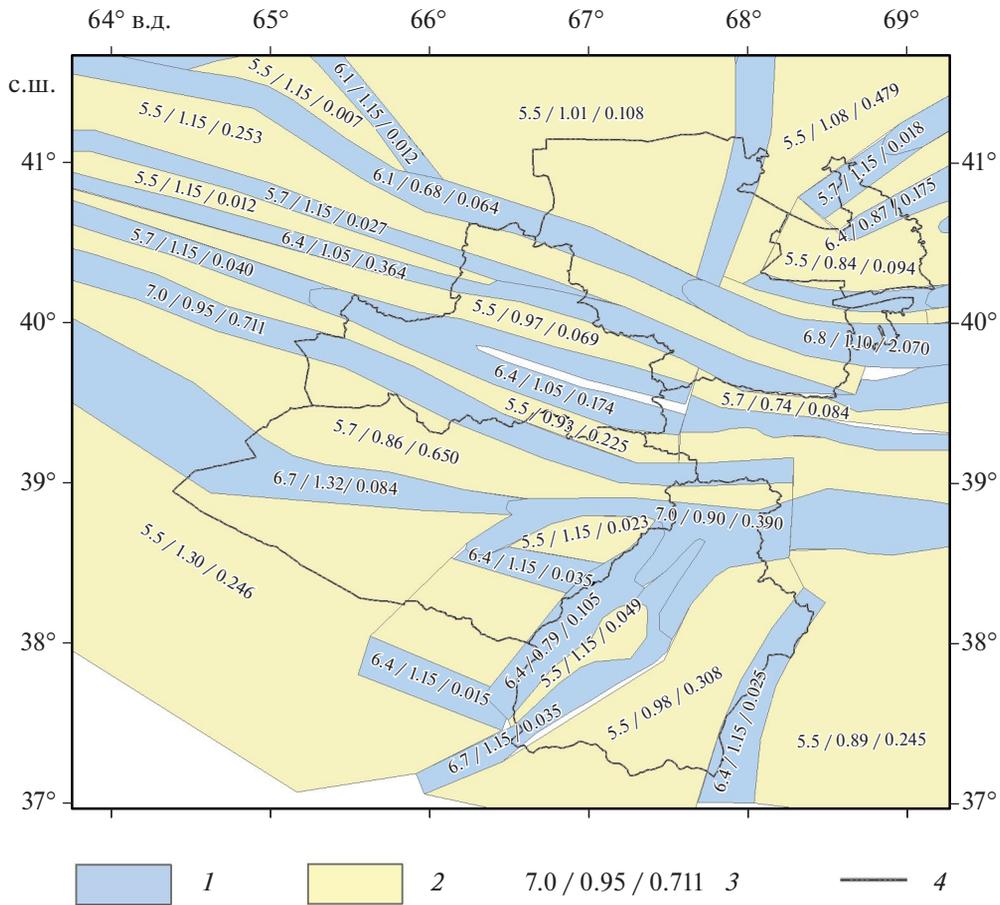
Среднеквадратическое уклонение в оценках величины  $M_{max}$  при его определении перечисленными методами составляло  $\sigma = \pm 0.25M$  магнитудных единиц для каждой сейсмоактивной зоны.

Для большей части сейсмоактивных зон территории Центрального и Южного Узбекистана определение величины максимального возможного землетрясения на основе сейсмологических данных удовлетворительно (в пределах  $\sigma=0.5M$  магнитудных единиц) согласуется со значением  $M_{max}$ , рассчитанным на основе сеймотектонических методов. Расчет сейсмической опасности исследуемой территории проводился при наибольшем значении величины  $M_{max}$  при сейсмологическом и сеймотектоническом его определении для каждой сейсмогенной зоны.

Нахождение параметров повторяемости для расчетной модели источников в виде сейсмогенных зон проводилось следующим образом.

Для источников, в пределы которых попадало достаточное количество сейсмических событий для надежного построения графика повторяемости, сейсмическая активность, отнесенная к магнитуде  $M = 4$  и угловой коэффициент прямой (параметр  $b$ ) снимались непосредственно с этого графика.

Для сейсмогенерирующих зон с малым числом сейсмических событий принималось региональное значение параметра  $b$ , сейсмическая активность при данном значении угла наклона графика повторяемости, рассчитывалась по выборке землетрясений, попадающих в пределы сейсмического источника. При этом использовались традиционные методы распределения и суммирования определения сейсмической активности [9, 24]. Приведены полученные значения сейсмического



**Рис. 6.** Расчетная модель источников в виде сейсмогенных зон для территории Центрального и Южного Узбекистана.

1 – сейсмогенные зоны; 2 – источники, расположенные вне сейсмогенных зон; 3 – оценка сейсмического потенциала  $M_{\max}$ , параметра  $b$  и сейсмической активности, приведенной к магнитуде  $M=4$ ; 4 – административные границы областей, расположенных на территории Центрального и Южного Узбекистана

потенциала и параметров повторяемости землетрясений для каждого сейсмического источника в модели сейсмогенных зон (см. рис. 6).

Хотя расчетные модели сейсмогенных зон и активных разломов земной коры отражают локализованное в пределах линейных структур проявление сильных землетрясений, параметризация этих моделей существенно различается между собой, что позволяет рассматривать эти как модели, независимые друг от друга.

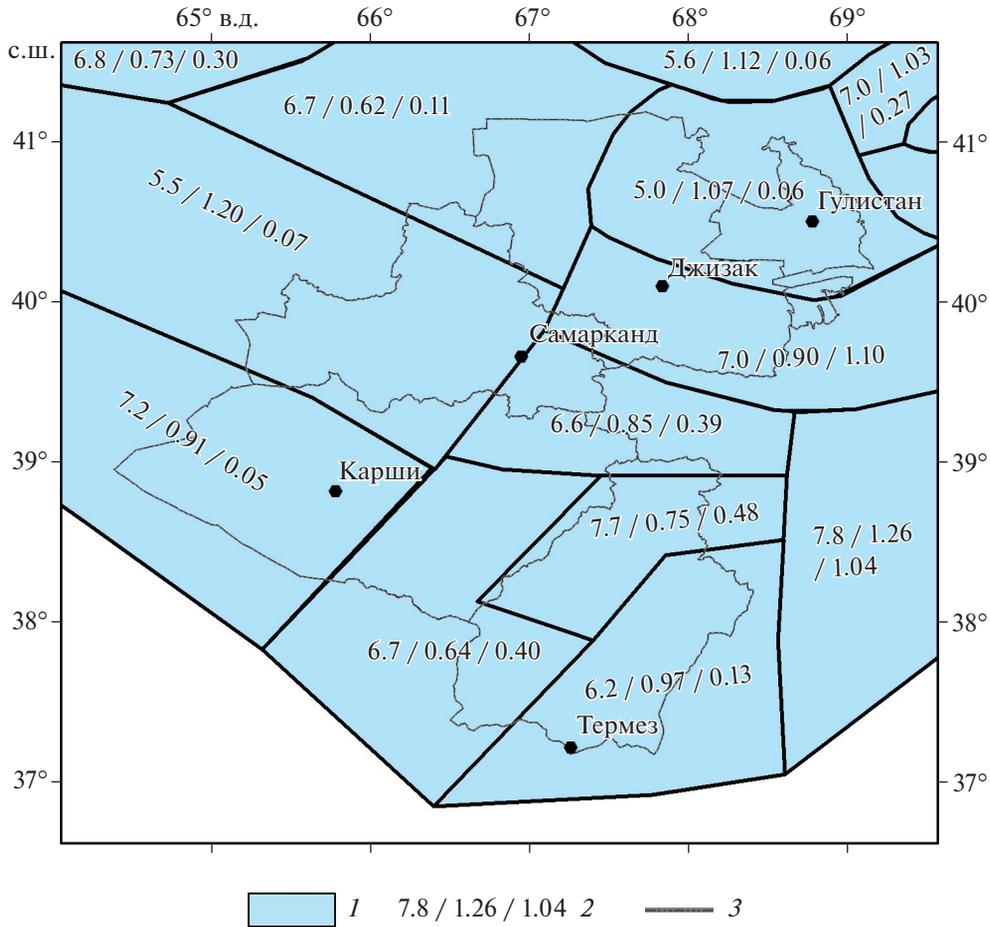
**Расчетная модель площадных источников**

Контуры расчетной модели площадных источников были сформированы нами ранее при разработке карт общего сейсмического районирования территории Узбекистана ОСР-2017 [35]. Данная модель достаточно отчетливо отражает блоковое строение земной коры и особенности распределения сейсмичности в пределах оро-

генической и платформенной части региона, разграниченных Западно-Тянь-Шаньским линейamentом. В этой модели рассматриваются Южно-Узбекистанская и Западно-Узбекистанская мегазоны, к которым на северо-востоке примыкают западные окончания Приташкентской и Ферганской мегазон (рис. 7).

Каждая мегазона поделена на подзоны – участки с различной сейсмической активностью. Для оценки сейсмической опасности приграничных районов мы включили в рассмотрение дополнительные площадные зоны, расположенные полностью или частично на территории соседних государств.

В качестве оценки сейсмического потенциала площадных источников использовалось значение, полученное добавлением к магнитуде максимального наблюдаемого землетрясения в этом источнике значения  $0.3-0.5M$  магнитудных единиц.



**Рис. 7.** Расчетная модель площадных источников.

1 – контур площадного источника; 2 – оценки сейсмического потенциала  $M_{max}$ , параметра  $b$  и сейсмической активности, приведенной к магнитуде  $M=4.0$ ; 3 – границы областей, расположенных на территории Центрального и Южного Узбекистана

Правило нахождения параметров повторяемости для модели источников площадных зон было такое же, как и для модели сейсмогенных зон.

Преобладающим кинематическим типом подвижки в очагах землетрясений исследуемой территории является взброс [17, 56]. Поэтому, именно этот тип использовался нами в уравнениях прогнозируемого движения грунта (GMPE) [65, 66].

### ЗАТУХАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ РАССТОЯНИЯ

Для оценки сейсмической опасности территории Центрального и Южного Узбекистана в значениях макросейсмической интенсивности было отобрано несколько уравнений затухания интенсивности сейсмических воздействий с расстояни-

ем. Наряду с зависимостью Шебалина [27, 59], полученной по мировым данным:

$$I = 1.5M - 3.5 \lg R + 3, \quad (13)$$

рассматривались три зависимости, установленные нами на основе анализа схем изосейст сильных землетрясений, произошедших на территории Центральной Азии [3].

Зависимость типа Блейка–Шебалина [27, 59]:

$$I = 1.32M - 3.01 \lg R + 3.55, \quad (14)$$

где  $\sigma = 0.7$ .

Зависимость типа Ковеслигети [47]:

$$I = 1.33M - 2.37 \lg R - 0.00205 R + 2.24, \quad (15)$$

где  $\sigma=0.73$ .

Зависимость, в которой коэффициент затухания зависит от глубины очага землетрясения [3]:

$$I = 1.475M - 2.646\lg H + 1.905 - 0.498M\lg(R/H) + 1.159\lg H\lg(R/H) - 1.401\lg(R/H), \quad (16)$$

где  $\sigma = 0.6$ .

К анализу также была привлечена полученная несколько ранее для этого сейсмоактивного региона зависимость Бинди [37]:

$$I = 0.898M + 1.215 - 1.809\lg(R/H) - 0.0034(R-H), \quad (17)$$

где  $\sigma = 0.73$ .

В приведенных зависимостях затухания в формулах (13)–(17), относящихся к макросейсмической интенсивности используется в качестве расстояния  $R$  – гипоцентральное расстояние  $R_{\text{hyp}}$ , в качестве магнитуды  $M$  – магнитуда  $M_S$ .

Увеличение числа привлекаемых уравнений, как правило, не уменьшает эпистемическую неопределенность в прогнозе сейсмических воздействий. Наиболее эффективным инструментом в решении данной задачи является процедура ранжирования уравнений движения грунта, состоящая в придании веса уравнению, в зависимости от степени соответствия прогнозируемых на его основе сейсмических воздействий экспериментальным данным, имеющимся для исследуемого региона.

Нами было проведено ранжирование приведенных моделей затухания [16]. Использовались методы ЛН [57] и ЛЛН [58]. Результатом ранжирования моделей методом ЛН является отнесение ее к одному из четырех классов А, В, С и D по степени соответствия прогнозируемого на ее основе сейсмического эффекта реальным экспериментальным данным, имеющимся для исследуемого региона. В отличие от метода ЛН, который характеризует модели затухания качественно, метод ЛЛН позволяет придать количественный вес  $w_i$  каждой из рассматриваемых моделей затухания.

Результаты ранжирования следующие:

- зависимость (13) – класс А,  $w_1 = 0.200$ ;
- зависимость (14) – класс В,  $w_2 = 0.200$ ;
- зависимость (15) – класс А,  $w_3 = 0.213$ ;
- зависимость (16) – класс А,  $w_4 = 0.221$ ;
- зависимость (17) – класс D,  $w_5 = 0.116$ .

В обобщенную зависимость затухания, по которой проводились оценки сейсмической опасности, зависимости (13)–(17) вошли с весом, полученным по результатам ранжирования.

Для оценки сейсмической опасности региона в инженерных показателях сейсмических воздействий, в качестве законов затухания использовались уравнения прогнозируемого движений грунта (GMPE), встроенные в программный комплекс CRISIS [53].

На основе геологических, геофизических и сейсмологических данных была проведена типизация земной коры [40]. На территории Центрального и Южного Узбекистана присутствуют в основном два типа коры [40]:

– неглубокая активная кора, которая распространена в восточной и центральной частях исследуемого региона;

– стабильная кора не кратонового типа, которая расположена на западе региона, в пределах Туранской платформы.

Для территорий, относящихся к активной неглубокой коре, с равным весом  $w_i = 1/3$  использовались зависимости [32, 39, 41].

Для территорий, расположенных на Туранской платформе, вес каждой из зависимостей [32, 39, 41] составлял  $w_i = 1/6$  (суммарный вес  $w = 0.5$ ).

С таким же весом  $w=0.5$  для этих территорий вошла зависимость [34], разработанная на основе мировых данных для платформенных территорий – стабильная неглубокая кора [65, 66].

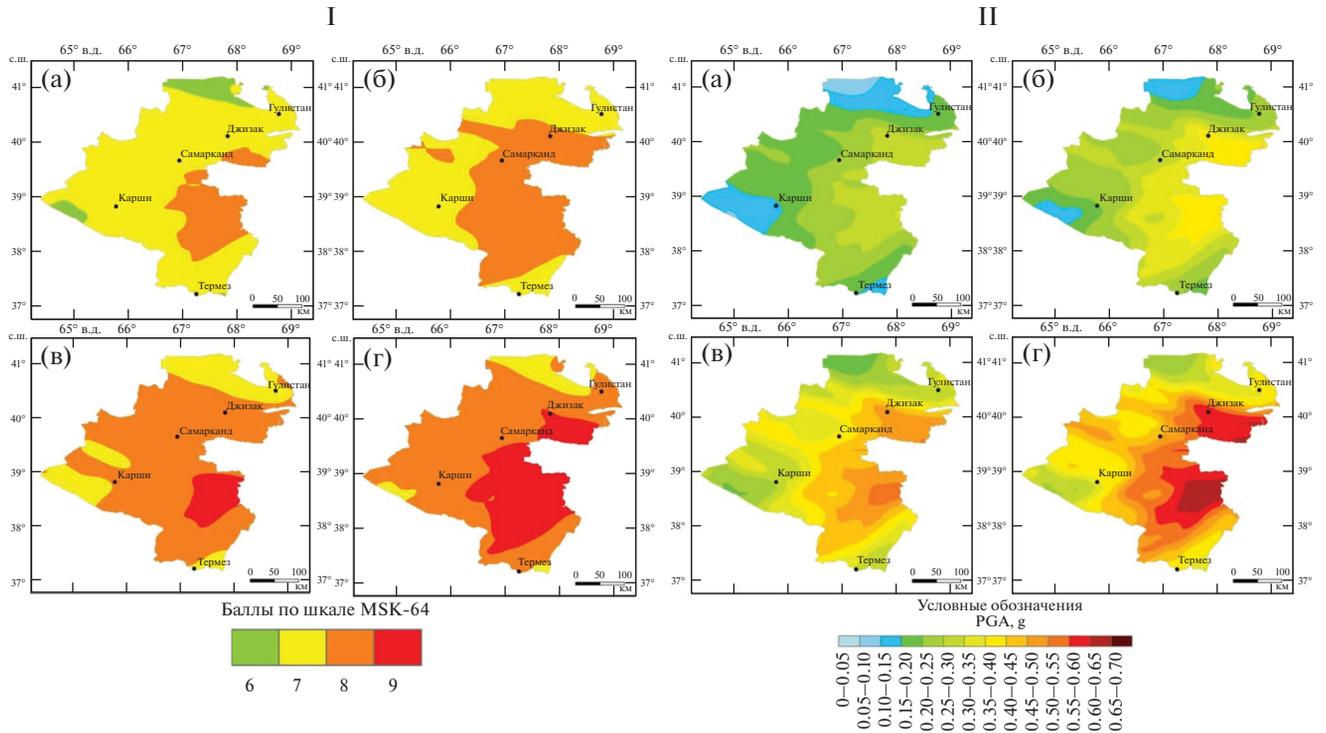
Сочетание зависимостей [32, 39, 41] и [36] позволило обеспечить плавность перехода оценок опасности при продвижении от орогенной к платформенной части региона исследования.

## РАСЧЕТ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЮЖНОГО УЗБЕКИСТАНА

Расчеты сейсмической опасности проводились с использованием программного комплекса CRISIS [53]. Шаг сетки, по которой производился расчет, составлял  $0.1^0 \times 0.1^0$ .

Эпистемические неопределенности в выборе сейсмических источников учитывались с использованием логического дерева. Веса к моделям ( $w$ ) были приняты следующими:

- расчетная модель площадных источников:
  - $w = 1/3$ ;
- расчетная модель сейсмогенных зон:
  - $w = 1/3$ ;



**Рис. 8.** Карты-схемы детального сейсмического районирования территории Центрального и Южного Узбекистана в баллах макросейсмической шкалы MSK-64 для различных вероятностей не превышения уровня сейсмических воздействий в течение 50 лет

I – в баллах макросейсмической шкалы MSK-64;

II – в значениях максимальных ускорений колебаний грунта (PGA, g).

(а) –  $P=0.90$ ; (б) –  $P=0.95$ ; (в) –  $P=0.98$ ; (г) –  $P=0.99$

- расчетные модели активных разломов с различным классом достоверности проявления современной геодинамической активности:

- $w = 1/12$  (А, В);

- $w = 1/6$  (А–С);

- $w = 1/12$  (А–D).

Таким образом, суммарный вес всех пяти моделей сейсмических источников составлял  $w_{\Sigma}=1$ .

При этом общий вес моделей активных разломов земной коры с различной группой достоверности составил  $w_{\text{разл.}} = 1/3$ , т.е. являлся таким же, как и для моделей площадных источников и сейсмогенных зон. Центральной модели активных разломов с классом достоверности А, В и С был придан больший вес, как средней по степени консервативности, по сравнению с двумя другими моделями.

Нами составлены карты сейсмического районирования территории Центрального и Южного Узбекистана в баллах макросейсмической шкалы и в значениях максимальных ускорений колебаний грунта (PGA, g) (рис. 8).

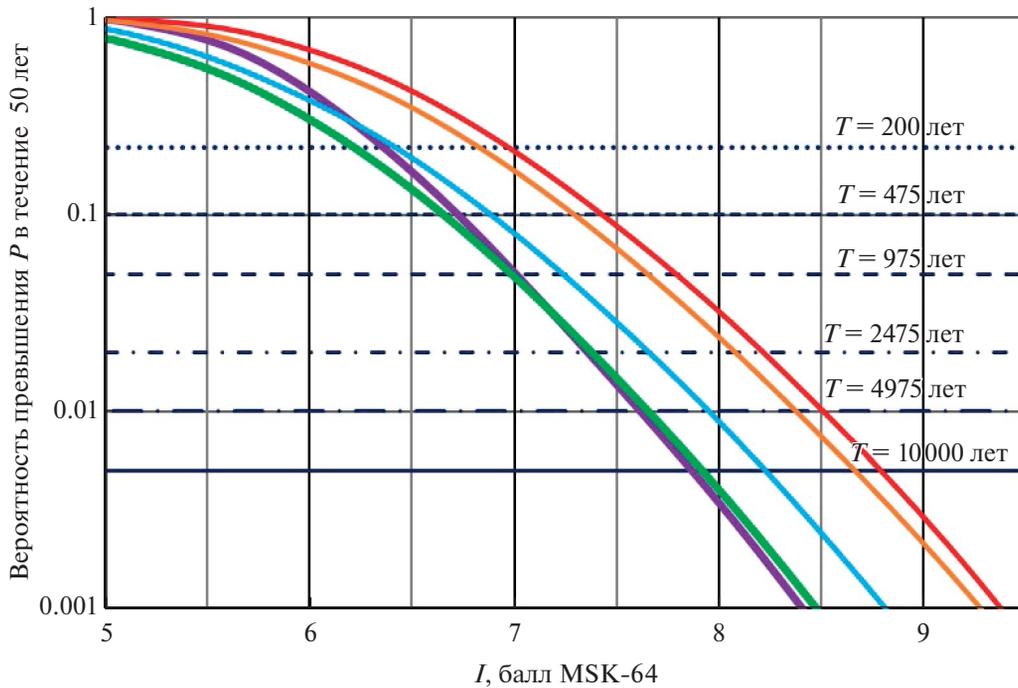
Построения сделаны для вероятностей  $P = 0.90$ ,  $P = 0.95$ ,  $P = 0.98$  и  $P = 0.99$

непревышения уровня сейсмических воздействий в течение 50 лет. Этим вероятностям отвечают периоды повторения сейсмических воздействий один раз в 500, 1000, 2500 и 5000 лет, соответственно.

Сейсмический эффект на дневной поверхности определяется не только глубинными тектоническими условиями (близость к активным разломам, величина их сейсмического потенциала, кинематический тип подвижек в очагах землетрясений), но и инженерно-геологическим строением верхней грунтовой толщи, которая в зависимости от своих физико-механических свойств может увеличивать или уменьшать амплитуду сейсмических колебаний.

Карты детального сейсмического районирования территории Центрального и Южного Узбекистана, на которых сейсмическая опасность выражается в баллах макросейсмической шкалы, относятся к средним грунтовым условиям территории Узбекистана (см. рис. 8, I).

По действующим в республике строительным нормам – это грунты II категории по сейсмическим свойствам,



**Рис. 9.** Кривые сейсмической опасности в показателях макросейсмической интенсивности для городов Гулистан, Джизак, Самарканд, Карши, Термез в Центральном и Южном Узбекистане. Обозначена (линии) сейсмическая опасность территорий городов и их окрестностей: Гулистан (фиолетовым); Джизак (красным); Самарканд (оранжевым); Карши (бирюзовым); Термез (зеленым)

Карты сейсмического районирования в значениях максимальных ускорений построены для различных типов грунтов, распространенных на исследуемой территории (см. рис. 8, II).

Дифференциация грунтовых условий в данном исследовании проводилась через параметр  $V_{S30}$ , характеризующий скорость прохождения поперечных сейсмических волн в верхней 30-метровой грунтовой толще.

Приведены кривые опасности в значениях макросейсмической интенсивности и в значениях максимальных ускорений для столиц областей, расположенных на исследуемой территории городов Гулистан, Джизак, Самарканд, Карши и Термез (рис. 9, рис. 10).

По оси абсцисс отложена величина сейсмического воздействия, а по оси ординат – вероятность его превышения в течение 50 лет. Горизонтальным линиям соответствуют различные периоды повторения сейсмических воздействий (см. рис. 9).

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

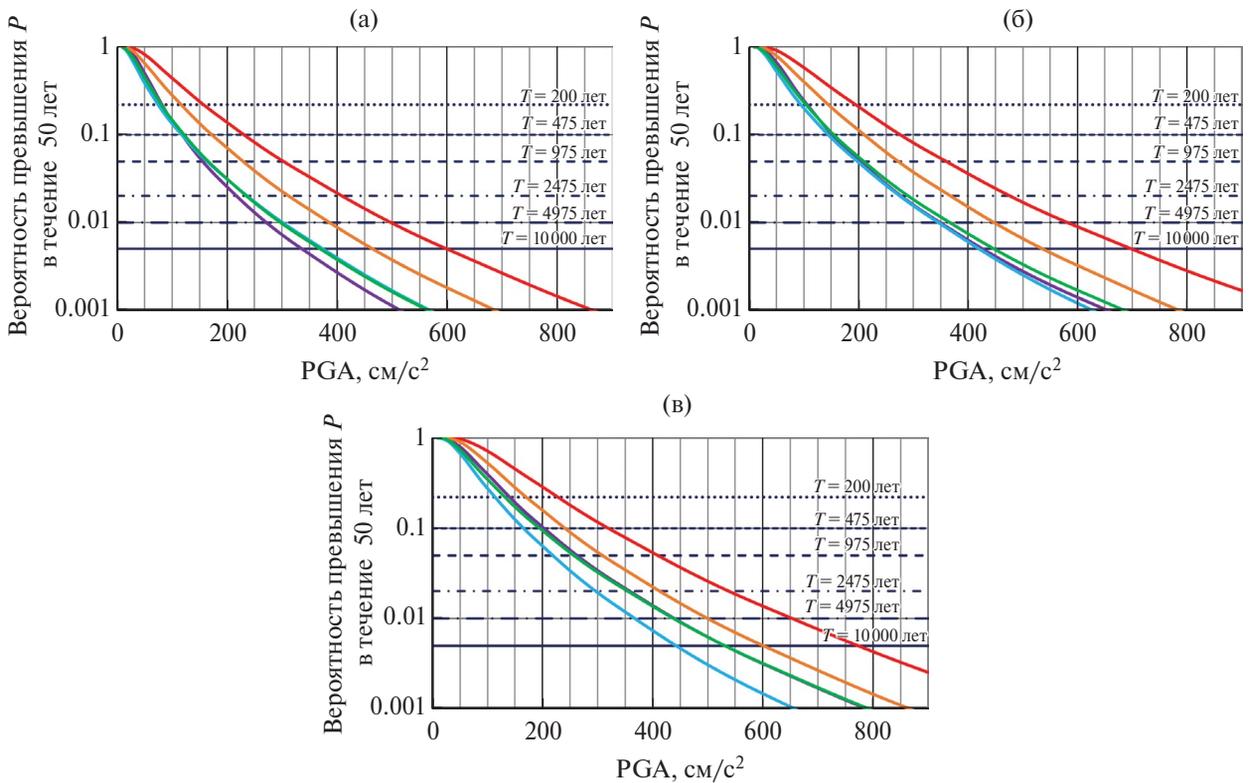
Результаты исследования показали, что условия формирования современного структурного плана Центрального и Южного Узбекистана значимо от-

личаются между собой. В Центральном Узбекистане наиболее активными являются разломы северо-западного простирания и вероятным направлением стрессовых напряжений, сформировавших неотектонические структуры, является северо-восточное.

В пределах Южного Узбекистана в формировании современного структурного плана и напряженного состояния сейсмогенных участков земной коры более активно участвуют разломы северо-восточного и субширотного направления. Стрессовые напряжения здесь имеет северо-западное и близмеридиональное простирание.

Установленные различия в направлении стрессовых напряжений, сформировавших неотектонические структуры Центрального и Южного Узбекистана, подтверждаются результатами реконструкций современного напряженного состояния земной коры методами катакластического анализа разрывных смещений по механизмам очагов землетрясений [22]. По результатам проведенных реконструкций для исследуемого района установлено пространственное положение азимутов и углов погружения осей главных напряжений [56].

При общей для Центрального и Южного Узбекистана близ вертикальной направленности оси минимального сжатия  $\sigma_1$  (главного девиаторного



**Рис. 10.** Кривые сейсмической опасности городов Центрального и Южного Узбекистана в значениях величин максимальных ускорений колебаний грунта по сейсмическим свойствам.

Категории грунта: (а) – I; (б) – II; (в) – III.

Обозначена (линии) сейсмическая опасность территорий городов и их окрестностей: Гулистан (фиолетовым); Джизак (красным); Самарканд (оранжевым); Карши (бирюзовым); Термез (зеленым)

растяжения), азимут простираения оси максимального сжатия  $\sigma_3$  в Центральном Узбекистане имеет близ меридиональное, а в Южном Узбекистане – близширотное направление.

В обоих случаях угол погружения оси максимального сжатия не превышает 10–20°. По классификации геодинамических типов напряженного состояния земной коры [22], такое пространственное положение осей главных напряжений соответствует тому, что исследуемая территория находится в режиме горизонтального сжатия.

Помимо разломов, ориентированных вдоль простираения основных структурных элементов Центрального и Южного Узбекистана в данном исследовании выделены разломы более низкого ранга, развивающиеся в поперечном направлении. До настоящего времени их роль в формировании современного структурного плана и проявлении современной сейсмичности изучаемой территории не оценивались. Приуроченность очаговых зон сильных землетрясений к местам пересечения зон

активных разломов различных направлений свидетельствует о необходимости их учета при оценке сейсмической опасности.

## ВЫВОДЫ

По результатам проведенного исследования авторы пришли к следующим выводам.

1. Интенсивные, контрастные движения, сформировавшие современный структурный план региона Центрального и Южного Узбекистана, начались с этапа новейшей эпиплатформенной активизации. Ими обусловлено формирование морфоструктур, возникновение молодых и возобновление древних разломов, по которым происходили перемещения. Наиболее активными на территории Центрального Узбекистана являются разломы северо-западного простираения. Наиболее вероятным направлением стрессовых напряжений, сформировавших неотектонические структуры данной территории, является северо-восточное направление. На территории Южного Узбекистана

активные разломы в основном ориентированы на северо-восток и наиболее вероятным направлением стрессовых напряжений является северо-западное направление.

2. Для субширотных неотектонических структур Южно-Тянь-Шаньского постплатформенного орогенеза, стрессовые напряжения имеют субмеридиональное направление. Разломы, ориентированные в северо-восточном направлении, усложняют строение крупных региональных структур. Эти разломы в пределах Центрального Узбекистана имеют второстепенное значение при формировании современной деформационной структуры земной коры региона.

Построена схема активных разломов земной коры и уточнены границы сейсмогенерирующих зон территории Центрального и Южного Узбекистана.

3. На основе полученных сейсмотектонических и сейсмологических данных построено пять альтернативных расчетных моделей сейсмических источников для оценки сейсмической опасности территории Центрального и Южного Узбекистана:

- модель площадных источников;
- модель сейсмогенных зон;

– три модели активных разломов земной коры с различной степенью достоверности проявления современной геодинамической активности в новейший период.

4. Проведена сейсмологическая параметризация построенных моделей сейсмических источников, включающая определение сейсмического потенциала, параметров повторяемости землетрясений различных магнитуд, преобладающего кинематического типа подвижки в очагах для каждого источника.

5. Разработаны вероятностные карты детального сейсмического районирования территории Центрального и Южного Узбекистана, выражающие сейсмическую опасность в баллах макросейсмической шкалы и в физических параметрах сейсмических колебаний.

**Благодарности.** Авторы благодарны рецензенту А.И. Маневичу (ГЦ РАН, г. Москва, Россия) и анонимному рецензенту за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

**Финансирование.** Исследования выполнены в рамках бюджетного финансирования фундаментальных и прикладных исследований Академии наук Республики Узбекистан, при поддержке Фонда сейсмологии, обеспечения сейсмостойко-

сти сооружений и сейсмической безопасности при Кабинете Министров Республики Узбекистан.

**Конфликт интересов.** Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Зияудинов Ф.Ф. Сейсмическая опасность территории Узбекистана. – Отв. ред. К.Н. Абдуллабеков – Ташкент: Фан, 2012. 254 с.
2. Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Ибрагимова Т.Л., Кучкаров К.И., Мирзаев М.А. Количественные характеристики сейсмической опасности территории Узбекистана в максимальных значениях скоростей колебаний грунта и в их спектральных амплитудах // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 4. С. 1173–1188. Doi: <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-4-0389>
3. Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Ибрагимова Т.Л., Мирзаев М.А. Модели макросейсмического поля землетрясений Центральной Азии и их влияние на результирующие оценки сейсмической опасности // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 3. С. 606–623. Doi: <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0494>
4. Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Фадинова Р.П. Оценка сейсмической опасности территории Узбекистана. – В сб.: *Сейсмическое районирование и прогноз землетрясений в Узбекистане*. – Отв. ред. К.Н. Абдуллабеков – Ташкент: ГП “Институт ГИДРОИНГЕО”, 2002. С. 37–58.
5. Бабаев А.Г., Надыршин Р.И. Мезо-Кайнозойский этап. – В сб.: *Геология СССР*. – Т. XX111 – Кн. 2 – *Узбекская ССР*. – Под ред. А.В. Сидоренко – М.: Наука, 1972. С. 325–346.
6. Бабаев А.М., Мирзабоев К.М. Сейсмогенные зоны Таджикистана. – В сб.: *Сейсмотектоника некоторых районов юга СССР*. – Отв. ред. И.Е. Губин – М.: Наука, 1976. С. 105–118.
7. Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 711–736. Doi: [10.5800/GT-2017-8-4-0314](https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0314)
8. Бутовская Е.М., Фленова М.Г., Атабаев Х.А. Региональные сейсмологические исследования. – В сб.: *Земная кора Узбекистана*. – Отв. ред. И.Х. Хамрабаев – Ташкент: Фан, 1974. С. 21–37.
9. Горбунова И.В. Построение карт активности с постоянной точностью. – В сб.: *Экспериментальная сейсмока*. – Под ред. Ю.В. Ризниченко – М.: АН СССР, 1964. С. 138–147.
10. Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. – Отв. ред. Е.Ф. Саваренский, Д.А. Туголесов – М.: АН СССР, 1960. 464 с.
11. Гумбель З. Статистика экстремальных значений. – Под ред. Д. М. Чибисова (перевод с английского) – М.: Мир, 1965. 451 с.
12. Давлатов Ш. Д. Тектоника нефтегазоносных районов Западного Узбекистана. – Под ред. А.М. Акрамходжаева – Ташкент: Фан, 1971. 176 с.

13. Зияудинов Ф.Ф., Садыков Ю.М. Количественная оценка сейсмической опасности Западного Узбекистана по геолого-геофизическим данным. — Отв. ред. Р.Н. Ибрагимов — Ташкент: Фан, 1987. 152 с.
14. Зуннунов Ф.Х. Литосфера Средней Азии по сейсмическим данным. — Под ред. Н.И. Павленковой — Ташкент: Фан, 1985. 106 с.
15. Ибрагимов Р.Н., Нурматов У.О., Ибрагимов О.Р. Сейсмотектонический метод оценки сейсмической опасности и вопросы сейсмического районирования. — В сб.: *Сейсмическое районирование и прогноз землетрясений в Узбекистане*. — Отв. ред. К.Н. Абдуллабеков — Ташкент: ГП “Институт ГИДРОИНГЕО”, 2002. С. 59–74.
16. Ибрагимов Р.С., Ибрагимова Т.Л., Мирзаев М.А., Аиуоров С.Х. Вероятностные оценки сейсмической опасности территории Узбекистана в показателях макросейсмической интенсивности, основанные на ранжировании законов затухания сейсмических воздействий с расстоянием // *Проблемы сейсмологии*. 2023. Т. 5. № 1. С. 5–17.
17. Ибрагимова Т.Л., Ибрагимов Р.С., Мирзаев М.А., Ребецкий Ю.Л. Современное напряженное состояние земной коры территории Узбекистана по данным сборного каталога механизмов очагов землетрясений // *Геодинамика и тектонофизика*. 2021. Т. 12. № 3. С. 435–454. Doi: <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-3-0532>
18. Мокрушина М.Г., Вакарчук Р.Н., Татевосян Р.Э. О некоторых сильных землетрясениях Средней Азии во второй половине XIX в. // *Вопросы инженерной сейсмологии*. 2020. Т. 47. № 2. С. 45–63. <https://static.ifz.ru/10.21455/VIS2020.2-3>
19. *Национальный атлас Узбекистана. Охрана природных условий и ресурсов, экологии и окружающей среды Республики Узбекистан*. — Под ред. А.А. Абдухаитов — Ташкент: Кадастровое агентство при Государственном налоговом комитете Республики Узбекистан, 2020. Т. 1. 192 с.
20. Писаренко В.Ф. Статистическое оценивание максимально возможных землетрясений // *Физика Земли*. 1991. № 9. С. 38–47.
21. Раутиан Т.Г. Энергия землетрясений. — В сб.: *Методы детального изучения сейсмичности*. — Под ред. Ю.В. Ризниченко — М.: АН СССР, 1960. С. 75–114.
22. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. — Под ред. М.В. Грачева — М.: Академкнига, 2007. 406 с.
23. Резвой Д.П., Алексеенко А. В. Развитие глубинных разломов в течение мезозоя–палеогена и неогена-антропогена. — В сб.: *Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня*. — Под ред. Д.П. Резвого — Львов: ЛьвовскГУ, 1973. С. 78–90.
24. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. — Отв. ред. С.Л. Соловьев — М.: АН СССР, 1985. 407 с.
25. Таль-Вирский Б.Б. Геофизическая поля и тектоника Средней Азии. — Под ред. В.Н. Никитиной — М.: Недра, 1982. 271 с.
26. Фленова М.Г., Иванова Е.Г. Сейсмический режим Западного и Южного Узбекистана — В сб.: *Сейсмичность территории Узбекистана*. — Отв. ред. К.Н. Абдуллабеков. — Ташкент: Фан, 1990. С. 130–141.
27. Шебалин Н.В. Методы использования инженерно-сейсмологических данных при сейсмическом районировании. — В сб.: *Сейсмическое районирование СССР*. — Под ред. С.В. Медведева — М.: Наука, 1968. С. 95–111.
28. Шебалин Н.В. О предельной магнитуде и предельной балльности землетрясений // *Физика Земли*. 1971. № 6. С. 12–20.
29. Штейнберг В.В., Пономарева О.Н. О размерах очагов сильных землетрясений // *Вопросы инженерной сейсмологии*. 1987. Вып.28. С. 63–72.
30. Якубов Д. Х., Ахмеджанов М.А., Борисов О.М. Региональные разломы Среднего Южного Тянь-Шаня. — Под ред. Г.А. Мавлянова — Ташкент: Фан, 1976. 146 с.
31. Якубов М.С., Соколов М.В. Анализ эффективности сети сейсмических станций Узбекистана на основных этапах ее развития. — В сб.: *Сейсмичность территории Узбекистана*. — Отв. ред. К.Н. Абдуллабеков — Ташкент: Фан, 1990. С. 19–28.
32. Abrahamson N.A., Silva W.J., Kamai R. Summary of the ASK14 ground motion relation for active crustal regions // *Earthquake Spectra*. 2014. Vol. 30. No. 3. P. 1025–1055.
33. Anderson, J.G., Luco, J.E. Consequences of slip rate constants on earthquake occurrence relations // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1983. Vol. 73. P. 471–496.
34. Artikov T.U., Ibragimov R.S., Ibragimova T.L., Mirzaev M.A. Study of modern seismic zoning maps’ accuracy (case for Eastern Uzbekistan) // *Geodes. Geodynam.* 2016. Vol. 7. No. 6. P. 416–424. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.geog.2016.04.015>
35. Artikov T.U., Ibragimov R.S., Ibragimova T.L., Mirzaev M.A. Complex of general seismic zoning maps OSR-2017 of Uzbekistan // *Geodes. Geodynam.* 2020. Vol. 11. Is. 4. P. 273–294. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.geog.2020.03.004>
36. Atkinson G.M., Boore D.M. Earthquake ground-motion prediction equations for Eastern North America // *Bull. Seism. Soc. Am.* 2006. Vol. 96. No. 6. P. 2181–2205. Doi: <https://doi.org/10.1785/0120050245>
37. Bindi D., Parolai S., Oth A., Abdrahmatov K., Muraliev A., Zschau J. Intensity prediction equations for Central Asia // *Geophys. J. Int.* 2011. Vol.187. P. 327–337. Doi: [10.1111/j.1365-246X.2011.05142.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05142.x).
38. Bungum H. Numerical modelling of fault activities // *Comp. Geosci.* 2007. Vol. 33. Is. 6. P. 808–820.
39. Campbell K.W., Bozorgnia Y. NGA-West2 Ground Motion Model for the average horizontal components of PGA, PGV, and 5 % damped linear acceleration response spectra // *Earthquake Spectra*. 2014. Vol. 30. No. 3. P. 1087–1115.
40. Chen Y-S., Weatherill G., Pagani M., Cotton F. A transparent and data-driven global tectonic regionalization model for seismic hazard assessment // *Geophys. J. Int.* 2018. Vol. 213. Is.2. P. 1263–1280. Doi: <https://doi.org/10.1093/gji/ggy005>
41. Chiou B. S., Youngs R. R. Update of the Chiou and Youngs NGA model for the average horizontal component of

- peak ground motion and response spectra // *Earthquake Spectra*. 2014. Vol. 30. No. 3. P. 1117–1153.
42. *Cornell C.A.* Engineering seismic risk analysis // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1968. Vol. 58. P. 1583–1606.
  43. *Hanks T. C., Bakun W. H.* M-logA observations for recent large earthquakes // *Bull. Seism. Soc. Am.* 2008. Vol. 98. No. 1. P. 490–494. Doi:10.1785/0120070174
  44. *Ibragimov R.S., Ibragimova T.L., Mirzaev M.A., Ashurov S.H.* Comparison of seismic hazard assessments obtained within the probabilistic and probabilistic-deterministic approaches for the territory of Uzbekistan // *Seism. Instruments*. 2022. Vol. 58. No. S1. P.21–35. Doi: 10.3103/S0747923922070040
  45. *Kanamori H., Anderson D.L.* Amplitude of the earth's free oscillations and long-period characteristics of the earthquake source // *J Geophys Res.* 1975. Vol. 80. No. 8. P. 1075–1078. Doi: 10.1029/JB080i008p01075
  46. *Knopoff L., Gardner J.* Is the sequence of earthquakes in Southern California with aftershocks removed poissonian? // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1974. Vol. 64. No. 5. P.1363–1367.
  47. *Kovesligethy R.* Seismischer Starkegrad und Intensität der Beben. // *Gerlands Beiträge zur Geophysik*. 1907. Vol. 8. P. 22–29.
  48. *Leonard M.* Earthquake Fault scaling: Self-consistent relating of rupture length, width, average displacement, and moment release // *Bull. Seism. Soc. Am.* 2010. Vol. 100. Is. 5A. P. 1971–1988. Doi:10.1785/0120090189
  49. *Leonard M.* Self-consistent earthquake fault-scaling relations: update and extension to stable continental strike-slip faults // *Bull. Seism. Soc. Am.* 2014. Vol. 104. Is. 6. P. 2953–2965.
  50. *McGuire, R. K.* *Seismic Hazard and Risk Analysis*. – Ed. by M.S. Agbabian, (EERI Publ., Earthquake Engineer. Res. Inst., Oakland, California, USA. 2004), 240 p.
  51. *Mikhailova N.N., Mukambayev A. S., Aristova I. L., Kulakova G., Ullah S, Pilz M., Bindi B.* Central Asia earthquake catalogue from ancient time to 2009 // *Ann. Geophys.* 2015. Vol. 58. No. 1. Art. S0102. Doi:10.4401/ag-6681
  52. *Nowroozi A.* Empirical relations between magnitude and fault parameters for earthquake in Iran // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1985. Vol. 75. No. 5. P. 1327–1338.
  53. *Ordaz M., Aguilar A., Arboleda J.* CRISIS2007. – Program for Computing Seismic Hazard. – (Institute of Engineering UNAM, Mexico, 2007), URL: [www.iingen.unam.mx](http://www.iingen.unam.mx) (Accessed March 2016).
  54. *Poggi V., Silacheva N., Ischuk A., Ibragimov R., Ismailov V., Abdrakhmatov K., Kobuliev Z., Karayev J., Parolai S., Bazzurro P.* Development of an improved PSHA model for Central Asia. – In: Proc. 3<sup>rd</sup> Europ. Conf. on Earthquake Engineering and Seismology (ECEES) Sept. 4-9 2022, Bucharest, Romania. P. 3900–3905.
  55. *Rautian T.G., Khalturin V.I., Fujita K., Mackey K.G., Kendall A.D.* Origins and methodology of the Russian energy K-class system and its relationship to magnitude scales // *Seism. Res. Lett.* 2007. Vol. 78. No. 6. P. 579–590.
  56. *Rebetsky Yu.L., Ibragimova T.L., Ibragimov R.S., Mirzaev M.A.* Stress state of Uzbekistan's seismically active areas // *Seism. Instruments*. 2020. Vol. 56. P. 679–700. Doi: <https://doi.org/10.3103/S0747923920060079>.
  57. *Scherbaum F., Cotton F., Smit P.* On the use of response spectral-reference data for the selection of ground-motion models for seismic hazard analysis: The case of rock motion // *Bull. Seism. Soc. Am.* 2004. Vol. 94. No. 6. P. 341–348.
  58. *Scherbaum F., Delavaud E., Riggelsen, C.* Model selection in seismic hazard analysis: An information-theoretic perspective // *Bull. Seism. Soc. Am.* 2009. Vol. 99. P. 3234–3247.
  59. *Shebalin N.V.* Macroseismic data as information on source parameters of large earthquakes // *Phys. Earth and Planet. Interiors*. 1972. Vol. 6. No. 4. P. 316–323. Doi: [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(72\)90016-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(72)90016-7).
  60. *Ullah Sh., Bindi D., Pilz M., Danciu L., Weatherill G., Zuccolo E., Ischuk A., Mikhailova N., Abdrakhmatov K., Parolai S.* Probabilistic seismic hazard assessment for Central Asia // *Ann. Geophys.* 2015. Vol.58. Spec. Is. 1. Art. S0103. Doi:10.4401/ag-6687.
  61. *Ulomov V.I.* Seismic hazard of Northern Eurasia // *Ann. Geophys.* 1999. Vol. 42. No. 6. P. 1023–1038. Doi: <https://doi.org/10.4401/ag-3785>
  62. *Wells D.L., Coppersmith K.J.* New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1994. Vol. 84. No. 4. P. 974–1002.
  63. *Youngs R.R., Coppersmith K.J.* Implications of fault slip rates and earthquake recurrence models to probabilistic seismic hazard estimates // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1985. Vol. 75. P. 939–964.
  64. *Catalog of Earthquakes in Uzbekistan and Adjacent Territories*, <http://smrm.uz/jamlanma> (Accessed May 1, 2024).
  65. *GMPE*, <https://docs.gempa.de/sigma/current/base/sigma-gmpes.html> (Accessed May 1, 2024).
  66. *GMPE*, <http://www.gmpe.org.uk/> (Accessed May 1, 2024).
  67. *AFEAD*, [http://neotec.ginras.ru/index/mapbox/database\\_map.html](http://neotec.ginras.ru/index/mapbox/database_map.html) (Accessed May 5, 2022).

## Seismotectonics of Central and Southern Uzbekistan and Assessment of Seismic Hazard of Its Territory

R. S. Ibragimov<sup>a, \*</sup>, T. L. Ibragimova<sup>a</sup>, U. A. Nurmatov<sup>a</sup>, Yu. M. Sadykov<sup>a</sup>, M. A. Mirzaev<sup>a</sup>,  
S. Kh. Ashurov<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Mavlyanov Institute of Seismology, Academy of Sciences of the Republic of Uzbekistan,  
bld. 3, st. Zulfiyakhanum, 100028 Tashkent, Uzbekistan*

*\*e-mail: ibrroma@yandex.ru*

The seismotectonic position of the territory of Central and Southern Uzbekistan is analyzed. It is shown that the territory is characterized by a layered-block structure. Four large blocks of the earth's crust are distinguished. Two blocks belong to the Turan microplate, the remaining blocks belong to the West Tian-Shan and Afghan–Tajik microplates. Positive and negative morphostructures of each geodynamic block are described. Active faults of the earth's crust in three different directions are distinguished. In the central part of Uzbekistan, the most active are faults of the north-west strike. These faults are characterized by a long history of development, complex internal structure, high values of the amplitudes of neotectonic movements. Fault troughs are confined to such faults. Newly emerged faults of the north-east direction complicated the structure of large regional structures. If within Central Uzbekistan these faults were of secondary importance in the formation of the modern deformation structure of the earth's crust in the study region, then in the territory of Southern Uzbekistan faults of this direction are the main ones and control modern seismicity. A probabilistic analysis of the seismic hazard of the territory of Central and Southern Uzbekistan is carried out. Three types of calculation models of seismic vibrations sources are considered: quasi-homogeneous seismological provinces, active faults of the earth's crust and seismogenic zones. Parameterization of seismic source models is carried out, including the determination of seismic potential, recurrence parameters of earthquakes of various magnitudes, the predominant kinematic type of slip in the foci of earthquakes of each source.

The calculation of seismic impacts is carried out using several attenuation dependencies developed for the Central Asian region. The weights for the attenuation dependencies are selected based on the ranking procedure according to the degree of applicability to the study area. An assessment of seismic hazard in engineering parameters of seismic vibrations was carried out. Taking into account the recurrence periods of seismic impacts, probabilistic maps of detailed seismic zoning of the territory of Central and Southern Uzbekistan were developed.

*Keywords:* active faults, seismotectonics, seismic hazard, macroseismic intensity, kinematics of movements, layered block structure, seismic zoning

## ПРАВИЛА ПРЕДСТАВЛЕНИЯ СТАТЕЙ В ЖУРНАЛ “ГЕОТЕКТОНИКА”

Выполнение авторами статьи изложенных ниже требований к рукописи обязательно. Рукопись, не соответствующую этим требованиям, редакция журнала вынуждена возвращать авторам.

### 1. Общие требования

1.1. Статья должна быть представлена на русском языке. Журнал публикует также статьи, полученные на английском языке.

1.2. Рукопись статьи должна быть представлена в электронном виде в Word файле, который содержит текст, список литературы, таблицы (если имеются), подписи к рисункам и пронумерованные рисунки JPEG. Необходимо сформировать дополнительную папку с рисунками в JPEG файлах (1 рисунок = 1 JPEG файл); рисунок, состоящий из фрагментов (а), (б) и т.д., следует разместить в одном JPEG файле и архивировать в ZIP, также необходимо сформировать дополнительную папку с таблицами в Word файлах (1 таблица = 1 Word файл) и архивировать в ZIP. Сформированный Word файл рукописи и дополнительные папки с рисунками и таблицами, архивированные в ZIP, автор-корреспондент направляет в редакцию.

1.3. Титульная страница статьи должна содержать элементы в следующей последовательности в Word файле: название статьи, инициалы и фамилии авторов, аффилиация авторов, адрес электронной почты автора-корреспондента. Статья должна содержать рубрики в следующей последовательности:

- \* Аннотация (не менее 150 и не более 300 слов).
- \* Ключевые слова: 8–12 слов и/или словосочетаний.
- \* Введение, в котором необходимо указать цель исследования. Во Введении уместны исторические сведения. В завершении рубрики необходимо привести описание цели статьи.
- \* Геологический очерк с описанием региона исследования.
- \* Методы и материалы – эта рубрика содержит описание метода исследования, если он нестандартен, и фактического материала.
- \* Основная часть статьи, в которой необходимо разбить описание на подробные рубрики и снабдить их подзаголовками.
- \* Результаты исследования.
- \* Обсуждение результатов.
- \* Заключение, или пронумерованные Выводы.
- \* Благодарности.
- \* Финансирование.
- \* Список литературы.
- \* Авторский перевод титула статьи, который включает название статьи, имена авторов, аффилиацию авторов, аннотацию, ключевые слова.
- \* Таблицы.
- \* Подписи к рисункам, составленные от общего названия рисунка и далее – описания фрагментов рисунка, например, (а), (б), к обозначениям в виде сокращений и аббревиатур, раскрытие условных обозначений к рисунку завершает подпись.
- \* Пронумерованные рисунки.

1.4. В статье должны быть мелкомасштабная географическая карта с обозначенными объектами (например,

Каспийское море, п-ов Камчатка, и т.п.), на которой показано положение района исследований, и обзорная карта района исследований, на которой показаны исследуемые геологические объекты, структуры. На всех рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны линейный масштаб (масштабную линейку поставить под рисунком) и ориентировка; на картах обязательно указать градусную сетку, широту и долготу. Знаки условных обозначений взять в прямоугольники, цифры обозначений (курсивом) поставить за прямоугольниками – прямоугольники разместить под рисунком в линию, если знаков более 10-ти, то разместить в две линии.

1.5. На картах и рисунках необходимо обозначить упоминаемые в тексте географические и геологические объекты, тектонические структуры, зоны, пункты. Не следует перегружать рисунки ненужными названиями.

1.6. При использовании стратиграфических подразделений, которые не находятся в международной стратиграфической шкале (свит, серий, горизонтов и др.), необходимо указывать их возраст (абсолютный или относительно подразделений международной шкалы) при первом упоминании в тексте или таблице, стратиграфической колонке.

### 2. Требования к рукописи

2.1. Размер представляемой статьи не должен превышать 36 страниц, которые включают текст, список литературы, подписи к рисункам.

2.2. Текст рукописи должен быть отпечатан через 2 интервала шрифтом Times New Roman размером 12 pt; форматирование по левому полю. Список литературы и подписи к рисункам печатать через 2 интервала с новой страницы. Авторский перевод титула статьи разместить после списка литературы, затем разместить таблицы. Все страницы должны быть пронумерованы.

2.3. Первая (титульная) страница статьи должна быть оформлена по следующему образцу: индекс статьи по системе Универсальной десятичной классификации (УДК); название статьи; инициалы и фамилии авторов статьи; полное название учреждений, в которых проводилось исследование, их почтовый адрес с индексом; электронный адрес автора-корреспондента. Фамилии иностранных авторов даются в авторском написании на латинице, аффилиация иностранных авторов дается на латинице.

2.4. Названия зарубежных географических пунктов в тексте приводятся в русской транскрипции.

2.5. Все аббревиатуры и сокращения (за исключением общеупотребительных) должны быть раскрыты при первом их упоминании.

2.6. В статье должны использоваться физические единицы и обозначения, принятые в Международной системе единиц СИ.

2.7. Библиографические ссылки размещаются в тексте в формальном порядке следующим образом: в квадратных скобках указывается номер, который этот литературный источник имеет в алфавитном списке литературы, помещаемом после текста.

2.8. Размер иллюстраций в записи должен быть не менее 9×7 см и не более 18×24 см.

2.9. Рисунки предоставляются в файлах в формате JPEG с разрешением не менее 300 точек на дюйм, каждый рисунок – в отдельном файле.

2.10. Фотографии предоставляются также в файлах в формате JPEG.

2.11. Место размещения иллюстраций и таблиц указывается в тексте в круглых скобках: первое упоминание рисунка (рис. 1), таблицы (табл. 1), все последующие упоминания – (см. рис. 1) и (см. табл. 1). Первое упоминание рисунка, таблицы автор выделяет зеленым цветом. Статья может сопровождаться дополнительными материалами в Приложении к статье, в котором авторы могут разместить таблицы, карты, разрезы, 3D анимацию. Приложение упоминается в статье в круглых скобках.

2.12. Требование к оформлению списка литературы.

\* Литература, на которую имеются ссылки в тексте, таблицах, рисунках, приводится в конце статьи в рубрике СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

\* Список литературы составляется по алфавиту: сначала – русскому, затем – латинскому. Ссылки нумеруются сплошной нумерацией. Количество ссылок в статье должно быть не более 100. Под одним номером размещается ссылка на одну работу.

\* Все ссылки даются на языке оригинала. Названия на японском, китайском и других иностранных языках, использующих нелатинский шрифт, пишутся в латинской транслитерации.

\* Ссылки на статьи в журналах должны содержать следующую информацию: Фамилии и инициалы всех авторов (курсивом), Название статьи, Название журнала, год, том, номер журнала, страницы, *примеры*:

*Белов Б.Б.* Тектоника Кавказа // Геотектоника. 2001. № 2. С. 17–31.

или

*Smith S.S.* Tectonics of Japan // Tectonophysics. 1997. Vol. 276. No.2. P. 139–161.

\* Ссылки на статьи в сборниках (статей, докладов, тезисов и др.) должны содержать следующую информацию: Фамилии и инициалы авторов (курсивом), Название работы, Название сборника, Инициалы и фамилии редакторов, Издательство, год, том, номера страниц, *примеры*:

*Белов Б.Б.* Вулканизм Южного Урала — В сб.: *Вулканизм Урала.* — И.И. Иванов (ред.) — М.: Наука, 2002. С. 73–85.

или

*Smith S.S.* Ophiolites of Asia, In: *Ophiolites*, Ed. by A.A. Brown, (Cambridge, Camb. Press, UK, 2005), P. 599–614.

\* Ссылка на сборник целиком начинается с его названия, затем указываются ответственный редактор сборника и выходные данные, *пример*:

Вулканизм Урала. — Под ред. И.И. Иванова — СПб.: Наука, 2005. 711 с.

\* Ссылки на книги должны содержать следующую информацию: Фамилии и инициалы авторов (курсивом), Название книги, Город, Издательство, год, том, количество страниц, *пример*:

*Жеваго В.С.* Геотермия и термальные воды Казахстана. — М.: Наука, 1972. 253 с.

2.13. К рукописи необходимо приложить файл Word, который должен содержать:

\* Расшифровку аббревиатур, как русских, так и иностранных.

\* В латинской транскрипции: фамилии всех авторов статьи, адреса всех иностранных авторов, названия ино-

странных геологических объектов (разломов, террейнов, массивов и т.п.), малоизвестные иностранные географические названия.

\* Желательный автору статьи перевод терминов на английский язык.

\* На русском языке, в именительном падеже: географические названия, по которым названы местные стратиграфические объекты (*например*:

Тундровка — тундровская свита, Иваново — Ивановский разлом).

\* Сведения об авторе-корреспонденте статьи, с которым редакция будет поддерживать связь: фамилию, имя и отчество, почтовый адрес с индексом, номера телефонов и электронный адрес (e.mail).

### 3. Требования к форматированию файлов статьи

3.1. Файлы должны быть протестированы автором на отсутствие вирусов.

3.2. В состав электронной версии статьи должны входить:

3.2.1. Файл в формате программы Microsoft Word, сформированный в соответствии с п. 1.2.

3.2.2. Файлы таблиц в формате программы Microsoft Word (1 таблица = 1 файл) в ZIP-archive.

3.2.3. Файлы иллюстраций (1 рисунок = 1 файл) в ZIP-archive:

\* векторные рисунки должны быть в программах Corel Draw, Adobe Illustrator или в формате JPEG;

\* для растровых рисунков использовать формат JPEG или TIF с разрешением 300 dpi, 256 оттенков серого цвета;

3.2.4. Файл в формате Word, который создан из всех файлов, перечисленных в пунктах 1.2,

3.2.1., 3.2.2. и 3.2.3., и содержит: текст статьи, список литературы, авторский перевод на английский язык титула статьи, таблицы, подписи к рисункам, все иллюстрации, автор-корреспондент направляет в редакцию.

3.2.5. Файл “Readme” в формате программы Microsoft Word, содержащий:

а) название журнала, фамилии и инициалы авторов, название статьи,

б) опись всех файлов с их расширениями указанием версий использованных программ (*например*, A. Illustrator CS3).

### 4. Прохождение рукописи статьи в редакции журнала

Поступившая в редакцию статья проверяется на соответствие изложенным выше требованиям к рукописи и направляется на рецензии. После рецензирования редакция направляет автору-корреспонденту редакционный Word файл статьи для внесения исправлений в соответствии с комментариями рецензентов. Исправленная авторами статья повторно рецензируется и, затем, обсуждается Редакцией журнала, которая принимает статью к печати или отклоняет ее. Рукописи отклоненных статей редакция не возвращает. Принятые к публикации статьи проходят редактирование. Редакция высылает автору-корреспонденту отредактированный редакционный авторский оригинал статьи в Word файле на согласование. Дальнейшее воспроизведение редакционного авторского оригинала статьи контролируется редакцией. Файл PDF опубликованной статьи направляется на указанную в п.2.4 электронную почту автора-корреспондента.