

ISSN 0016-853X

Номер 1

Январь - Февраль 2023



ГЕОТЕКТОНИКА



www.sciencejournals.ru

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



СОДЕРЖАНИЕ

Номер 1, 2023

Реконструкция латеральных рядов структур активной континентальной окраины позднего кембрия и раннего ордовика в палеозоидах Северного Казахстана <i>К. Е. Дегтярев, А. А. Третьяков, Е. Б. Сальникова, А. Б. Котов, В. П. Ковач, Ю. В. Плоткина</i>	3
Соотношение магматических и тектонических процессов при формировании океанической коры к югу от разлома Чарли Гиббс (Северная Атлантика) <i>А. А. Пейве, С. Ю. Соколов, А. А. Разумовский, А. Н. Иваненко, И. С. Патина, В. А. Боголюбский, И. А. Веклич, А. П. Денисова</i>	48
Юго-Восточный фланг хребта Книповича (Северная Атлантика): структура фундамента и неотектоника по геофизическим данным и экспериментальному моделированию <i>С. Ю. Соколов, Г. Д. Агранов, С. И. Шкарубо, А. Л. Грохольский</i>	75
Новейшая структура северного обрамления Убсунурской впадины и ее соотношение с активными разломами (Республика Тыва, Россия) <i>С. А. Соколов, С. Т. Гарипова, К. И. Юшин, Ю. В. Бутанаев, Е. А. Зеленин, А. Н. Овсяченко, С. В. Мазнев</i>	93

Contents

Vol. 57, no. 1, 2023

Reconstruction of Lateral Rows of the Late Cambrian and Early Ordovician Active Continental Margin Structures in the Paleozooids of Northern Kazakhstan <i>K. E. Degtyarev, A. A. Tretyakov, E. B. Salnikova, A. B. Kotov, V. P. Kovach, Yu. V. Plotkina</i>	3
Relation between Magmatic and Tectonic Processes in the Formation of the Oceanic Crust to the South of the Charlie Gibbs Fracture Zone (North Atlantic) <i>A. A. Peyve, S. Yu. Sokolov, A. A. Razumovsky, A. N. Ivanenko, I. S. Patina, V. A. Bogolyubskiy, I. A. Veklich, A. P. Denisova</i>	48
Southeastern Flank of Knipovich Ridge (Northern Atlantic): Basement Structure and Neotectonics from Geophysical Data and Experimental Modeling <i>S. Yu. Sokolov, G. D. Agranov, S. I. Shkarubo, A. L. Grokholsky</i>	75
Neotectonic Structure of the Northern Framing of the Ubsunur Depression and Its Relation to Active Faults (Republic of Tuva, Russia) <i>S. A. Sokolov, S. T. Garipova, K. I. Yushin, Y. V. Butanaev, E. A. Zelenin, A. N. Ovsyuchenko, S. V. Maznev</i>	93

УДК 551.243(574.3)

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЛАТЕРАЛЬНЫХ РЯДОВ СТРУКТУР АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ПОЗДНЕГО КЕМБРИЯ И РАННЕГО ОРДОВИКА В ПАЛЕЗОИДАХ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА¹

© 2023 г. К. Е. Дегтярев¹, *, А. А. Третьяков¹, Е. Б. Сальникова²,
А. Б. Котов², В. П. Ковач², Ю. В. Плоткина²

¹Геологический институт РАН,

Пыжевский пер. д. 7, 119017 Москва, Россия

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,

наб. Макарова, д. 2, 199034 Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: degtkir@mail.ru

Поступила в редакцию 28.12.2022 г.

После доработки 12.01.2023 г.

Принята к публикации 20.01.2023 г.

Проведено комплексное изучение верхнекембрийских и нижнеордовикских образований Северного Казахстана, обоснован их возраст, изучены структурное положение, строение и особенности состава пород. Установлено, что верхнекембрийские образования представлены грубообломочными толщами, основными щелочными эффузивами и габбро, кислые вулканиды и граниты представлены только валунами в конгломератах. Для нижнего ордовика характерны базальт-риолитовые серии, кислые щелочные вулканиды и гранитоиды. Реконструированы латеральные ряды структур активной континентальной окраины для позднего кембрия и раннего ордовика. В позднем кембрии латеральный ряд включает только структуры области тылового растяжения, где происходило формирование комплексов с внутриплитными геохимическими характеристиками. В латеральном ряду структур раннего ордовика выявлены фронтальная вулканическая область, где распространены островодужные вулканиды, и область тылового растяжения с внутриплитными кислыми вулканидами и гранитами. Предполагается, что различия латеральных рядов структур могут быть связаны с изменением режима активной континентальной окраины на границе кембрия и ордовика, — когда трансформный режим, при котором отсутствует типичный надсубдукционный магматизм, сменился конвергентным магматизмом с широким распространением островодужных вулканидов.

Ключевые слова: активная континентальная окраина, латеральный ряд, верхний кембрий, нижний ордовик, кислые и основные эффузивы, габбро, гранитоиды

DOI: 10.31857/S0016853X23010046, EDN: EOCDGB

ВВЕДЕНИЕ

Формирование континентальной коры и большинства рудных месторождений связано с магматизмом в пределах современных и древних активных окраин, что определяет актуальность их изучения. Проведенные исследования современных активных окраин позволили выделить среди них несколько типов (андский, зондский, марианский, японский), различия между которыми обусловлены углом погружения и возрастом коры пододвигающейся плиты, а также — типом коры надвигающейся плиты. При этом возникали различные латеральные ряды структур, участвующих в строении активных окраин [65, 82, 88]. Для со-

временных активных окраин по периферии Тихого океана детально изучены их эволюция в кайнозой, структура коры взаимодействующих плит, созданы реконструкции латеральных рядов структур для нескольких временных срезов, рассмотрена эволюция магматизма в островных дугах и его зависимость от мощности и строения коры погружающейся плиты.

Реконструкция латеральных рядов древних активных окраин затруднена в связи с тем, что комплексы, формировавшиеся в их пределах, участвуют в строении покровно-складчатых сооружений. Для выделения таких комплексов применяются структурно-геологические, литологические и геохимические методы, которые позволяют сопоставлять изученные образования с современными обстановками в пределах различ-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X23010046 для авторизованных пользователей.

ных структур латеральных рядов активных окраин. Большое значение для реконструкции латеральных рядов древних активных окраин имеет установление точного возраста их комплексов. Сохранность комплексов активных окраин в покровно-складчатых сооружениях различна, лучше сохраняются образования, формировавшиеся в пределах структур с корой континентального типа, реже удается реконструировать полные латеральные ряды окраин, развивавшихся на океанической коре.

Центрально-Азиатский пояс является крупнейшим аккреционным орогенным поясом в мире, в строении которого большую роль играют комплексы древних активных окраин. В его восточной и центральной частях выявлены позднекембрийские и кембрийские образования энсиматических островных дуг и задуговых бассейнов с океанической корой, рассмотрена их эволюция, установлено время инициации субдукции, изучены особенности магмогенерации, выявлены этапы аккреции фрагментов островных дуг к континенту. Изучены особенности ордовикско-девонского магматизма, установлен его окраинно-континентальный характер, выявлены фрагменты вулкано-плутонических поясов и тыловых прогибов со щелочным вулканизмом [2, 3, 6, 15, 17, 18, 24, 25, 30, 32, 33, 67, 68, 80, 81, 91].

В западной части Центрально-Азиатского пояса комплексы, формирование которых происходило в пределах различных структур латерального ряда древних активных окраин, участвуют в строении покровно-складчатых сооружений Казахстана, Тянь-Шаня, Западной и Восточной Джунгарии. Для этого региона выявлены основные временные рубежи формирования островодужных и аккреционных комплексов, установлено преобладание энсиматических структур активной окраины в кембрии-ордовике и окраинно-континентальных – в среднем и позднем палеозое [10–12, 34].

Наиболее детально латеральные ряды структур активной окраины, эволюция которой происходила на океанической коре, реконструированы в восточной части рассматриваемого региона, охватывающей Бошекуль-Чингизскую и Джунгаро-Балхашскую области. В Бошекуль-Чингизской области латеральные ряды активной окраины кембрия-ордовика включают энсиматические вулканические дуги, аккреционные призмы, преддуговые и междугуовые бассейны [10, 11, 14]. В Джунгаро-Балхашской области установлены латеральные ряды, включающие юные энсиматические островные дуги, аккреционные призмы и преддуговые бассейны для кембрия-ордовика в Северо-Балхашской, а для ордовика в Тектурмаской зонах [52, 53]. В Западной Джунгарии уста-

новлено раннекембрийское время инициации субдукции и длительная – на протяжении кембрия-начала карбона эволюция структур активной окраины на океанической коре [71, 92–97].

Латеральный ряд активной окраины среднего-позднего ордовика, эволюция основных структур которой происходила на континентальной коре, реконструирована в пределах Кокчетав-Северотяньшаньской области. Наиболее полно комплексы этой окраины представлены в Степнякской и Селетинской зонах Северного Казахстана, где реконструирована энсиматическая вулканическая островная дуга, преддуговой и задуговой флишевые прогибы [10].

Реконструкция досреднеордовикской эволюции Северного Казахстана до настоящего времени являлась проблематичной ввиду почти полного отсутствия геологической информации о стратифицированных и плутонических комплексах этого возрастного диапозона.

Задачами настоящей работы является геологическое, геохронологическое и изотопно-геохимическое изучение досреднеордовикских вулкано-осадочных и плутонических комплексов Северного Казахстана, установление обстановок их формирования и реконструкция тектонической эволюции этого региона в конце кембрия-начале ордовика.

СТРОЕНИЕ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ДОСРЕДНЕОРДОВИКСКИХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ И ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Досреднеордовикские вулкано-осадочные и плутонические комплексы в Северном Казахстане распространены на ограниченных площадях в пределах Шатского и Кокчетавского массивов, северной и центральной частях Степнякской зоны (рис. 1).

Эти образования были выявлены лишь в последние годы в основном благодаря новым геохронологическим данным и редким находкам конodontов в кремнистых породах.

Шатский массив

Шатский массив располагается на самом севере палеозойского Казахстана, его северная часть перекрыта мезозойско-кайнозойскими осадочными толщами чехла Западно-Сибирской плиты. Большая часть Шатского массива сложена кварцитами и сланцами кокчетавской серии неопротерозойского возраста [8].

На северо-востоке массива значительные площади занимает толща метаморфизованных вулкано-осадочных пород основного и кислого

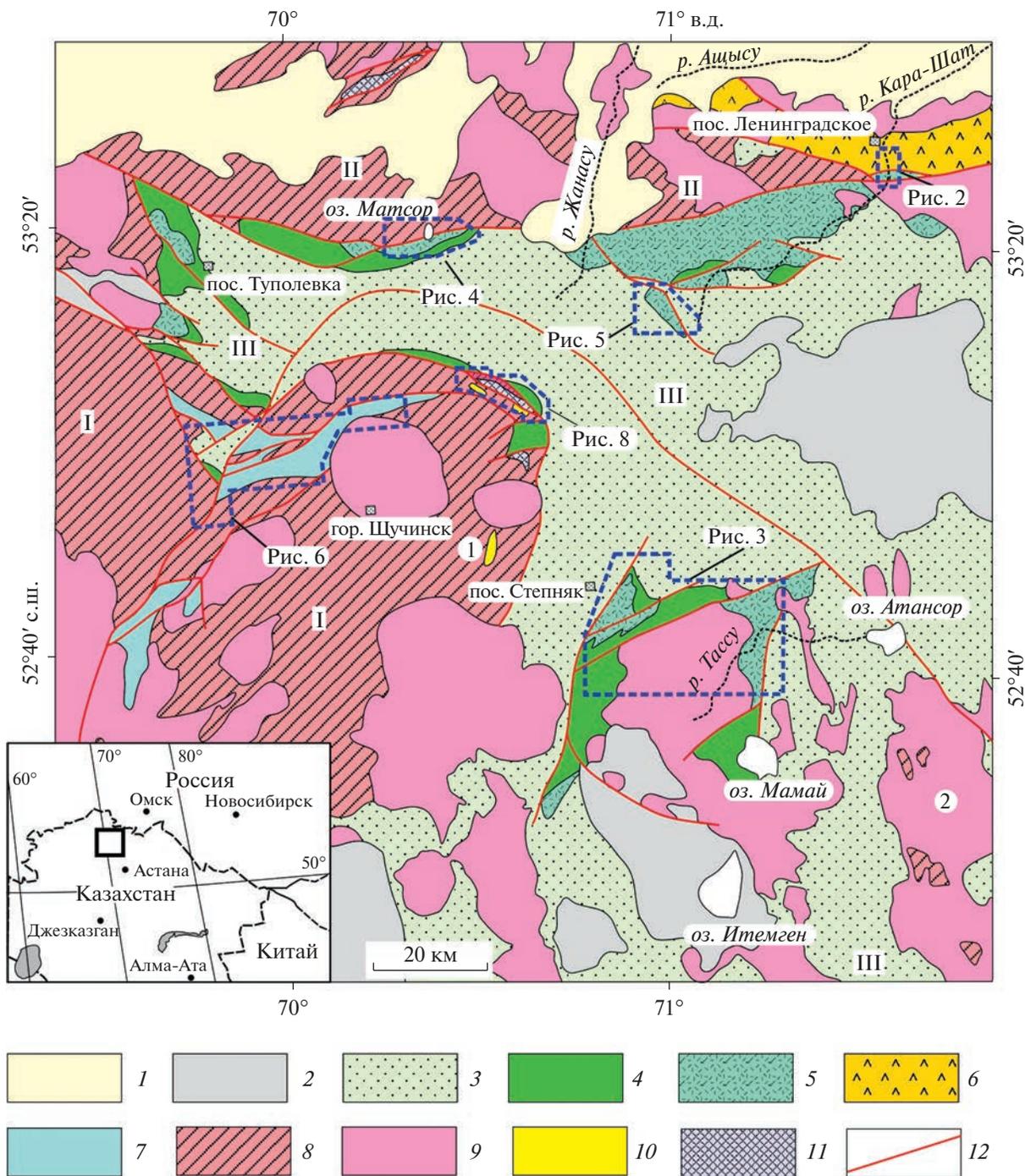


Рис. 1. Схема геологического строения Северного Казахстана (Шатский массив и восточная часть Кокчетавского массива, Степнякская зона).

На врезке: показан (квадрат) регион исследования.

Обозначено (римские цифры в квадратах): I – Кокчетавский массив; II – Шатский массив; III – Степнякская зона.

Обозначено (арабские цифры в кругах): 1 – Карловский плутон; 2 – Крыккудукский плутон.

1 – кайнозойские отложения; 2–3 – терригенные и вулканогенно-осадочные толщи: 2 – среднего и верхнего палеозоя, 3 – среднего и верхнего ордовика; 4 – кремнисто-терригенные толщи нижнего и среднего ордовика; 5 – вулканиты свиты тассу нижнего ордовика и гранитоиды тассуйского комплекса; 6 – вулканиты и туфы даутской свиты нижнего ордовика; 7 – вулканогенно-осадочные и терригенные толщи верхнего кембрия; 8 – докембрийские метаморфические комплексы; 9–11 – плутонические комплексы: 9 – гранитоидные позднего ордовика, силура и раннего девона, 10 – граниты раннего ордовика (карловский комплекс), 11 – габбро и ультрамафиты позднего кембрия (жанаталапский комплекс и его аналоги); 12 – разрывные нарушения

состава, выделяемая как даутская свита, которая традиционно относилась к верхнему докембрию [7, 8, 31, 51]. В разрезе этой свиты ранее отмечалось присутствие высокоглиноземистых базальтов, характерных для надсубдукционных комплексов, вулканитов и туфов кислого состава [7].

Даутская свита обнажена на северо-востоке Шатского массива по долинам рек Карашат, Шат и правому притоку р. Ащысу (см. рис. 1). Наиболее полный разрез свиты вскрывается в нижнем течении р. Карашат к югу от пос. Ленинградское (рис. 2).

Нижняя подсвита сложена рассланцованными плагиоклазовыми базальтами и кристаллокластическими туфами основного состава, среди которых встречаются редкие потоки риолитов и прослои кристаллокластических туфов кислого состава. Базальты сохраняют реликтовую порфиновую структуру с вкрапленниками плагиоклаза (лабрадор), которые погружены в мелкозернистый гранобластовый агрегат основной массы, сложенный плагиоклазом, клиноцоизитом, актинолитом, хлоритом.

В низах верхней подсвиты преобладают рассланцованные риолиты с реликтовой порфировой структурой. Вкрапленники в них представлены кварцем, плагиоклазом (альбит, альбит-олигоклаз) и щелочным полевым шпатом, содержания которых изменяются в широких пределах. Основная масса образована мелкозернистым лепидогранобластовым агрегатом кварца, полевого шпата, серицита, биотита и хлорита, циркона, апатита и сфена.

Выше по разрезу кислые эффузивы чередуются с лито-, кристалло- и витрокристаллокластическими туфами кислого состава, содержащими обломки кварца и каолинитизированного вулканического стекла, а также — с фельзитами. Разрез верхней подсвиты даутской свиты завершается пачкой тонко рассланцованных филлитов. Породы даутской свиты, особенно в верхней части ее разреза, неравномерно деформированы, поэтому ее мощность может быть оценена только приблизительно в 1000–1200 м.

Органические остатки в породах даутской свиты отсутствуют, поэтому для установления ее воз-

раста были проведены U–Pb геохронологические исследования акцессорного циркона из вулканитов и туфов кислого состава. Для циркона из рассланцованных кислых вулканитов нижней части верхней подсвиты была получена U–Pb оценка возраста их кристаллизации 486 ± 5 млн лет (ID-TIMS) (см. рис. 2 проба Z-12304).

Для циркона из туфов кислого состава верхней части верхней подсвиты получены U–Pb оценки возраста (см. рис. 2):

– 486 ± 7 млн лет (ID-TIMS), проба Z-1067;

– 477 ± 2 млн лет (SHRIMP II), проба Z-1807 (по [38]).

Оценки возраста кристаллизации акцессорного циркона из различных частей разреза верхней подсвиты даутской свиты, полученные разными методами, близки и, в целом, соответствуют тремадокскому ярусу нижнего ордовика [48].

Степнякская зона

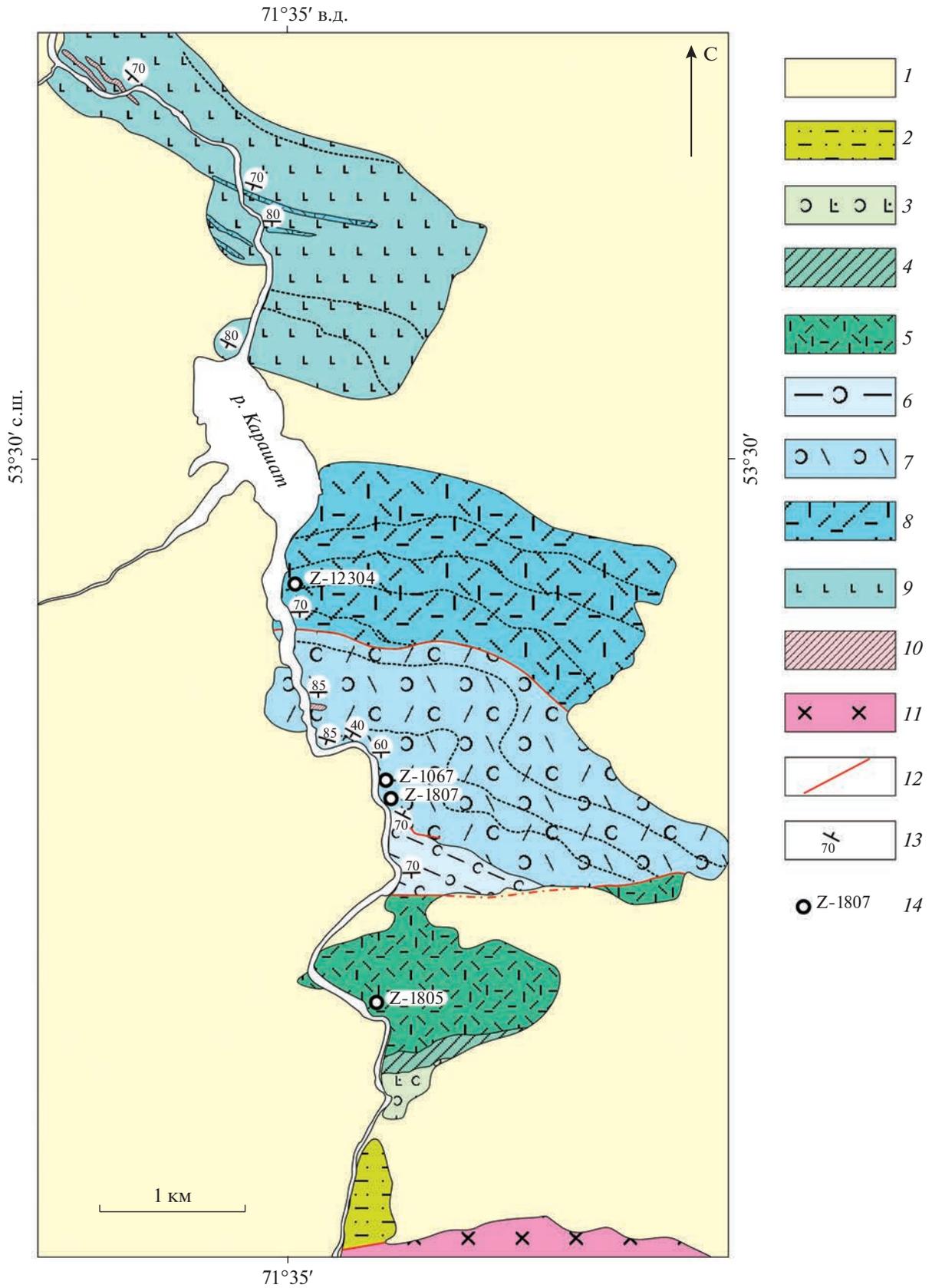
Степнякская зона располагается к югу от Шатского массива и протягивается в субмеридиональном направлении более чем на 250 км, на западе она ограничена Кокчетавским, а на востоке — Ишкеольмесским докембрийскими массивами (см. рис. 1). Степнякская зона в основном сложена средне-верхнеордовиковскими вулканогенно-осадочными и флишевыми толщами, более древние образования распространены на относительно небольших участках в ее западной части — окрестности горы Келиншек и нижнее течение руч. Тассу, а также на севере — вблизи границы с Шатским массивом — к северо-западу от пос. Туполевка, в районе оз. Матсор, месторождения Жаналык и по р. Кара-Шат (см. рис. 1).

Докембрийские комплексы в Степнякской зоне нашими исследованиями не установлены. Однако в результате предшествующих работ среди гранодиоритов позднеордовиковского Крыккудукского плутона в восточной части зоны были выявлены ксеноблоки, сложенные плагиогнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, кварцитами, кальцифирами альмандин-амфиболитовой фации и гранито-гнейсами (см. рис. 1). Эти породы сопоставляются с мезопротерозойскими комплексами Ишкеольмесского массива [1].

Рис. 2. Схема геологического строения нижнего течения р. Карашат к югу от пос. Ленинградское (северо-восток Шатского массива).

Положение см. на рис. 1.

1 — кайнозойские отложения; 2 — средне-верхнеордовиковские песчаники и алевролиты; 3–4 — нижне-среднеордовиковские толщи; 3 — туфы основного состава, 4 — кремни и фтаниты; 5 — нижнеордовиковская свита тассу: трахириолиты, туфы и туфопесчаники кислого состава; (6–9) нижнеордовиковская даутская свита: 6–8 — верхняя подсвита: 6 — филлиты и туффиты, 7 — туфы кислого состава с потоками риолитов, 8 — риолиты с прослоями туфов кислого состава, 9 — нижняя подсвита (базальты и их туфы с потоками риолитов и прослоями туфов кислого состава); 10–11 — позднеордовиковские интрузивные породы: 10 — габбро-диориты и гранодиориты, 11 — гранодиориты и граниты; 12 — разрывные нарушения; 13 — элементы залегания слоистости; 14 — места отбора проб для геохронологических исследований и их номера



Присутствие докембрийских образований в фундаменте Степнякской зоны также подтверждается находками ксеногенных цирконов в гранитоидах одноименного позднеордовикского интрузива, который находится в западной части зоны в окрестностях пос. Степняк и прорывает терригенные толщи среднего-верхнего ордовика (см. рис. 1). В гранодиоритах, наряду с зернами циркона раннепалеозойского возраста, обнаружены кристаллы циркона, имеющие $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст в интервале от 983 до 3888 млн лет. При этом встречено несколько зерен с возрастом 2300–2600 млн лет, а ядро наиболее древнего циркона имеет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 3888 ± 1 млн лет [66].

Таким образом, можно предполагать, что фундамент Степнякской зоны сложен различными докембрийскими, в том числе раннедокембрийскими, образованиями, почти не обнаженными на современном эрозионном срезе.

Комплексы, возраст которых охватывает интервал верхов кембрия–низов ордовика, в Степнякской зоне представлены толщей осадочных брекчий, а также вулканогенными и вулканогенно-обломочными породами кислого состава повышенной щелочности, которые объединяются в свиту тассу. К плутоническим образованиям этого возрастного диапазона также относятся кварцевые монодиориты и субщелочные граниты тассуйского комплекса.

Толща осадочных брекчий. Толща выделяется на небольшом участке к востоку от оз. Матсор (рис. 4). Здесь она сложена осадочными брекчиями и конглобрекчиями, состоящими из обломков кварцитов, кварцито-сланцев и мраморизованных известняков, последние также слагают глыбы размером до 10–15 м. Мощность толщи несколько сот метров. Породы толщи прорваны разного размера телами риолитов и дацитов, которые по составу близки к вулканитам свиты тассу, занимающей более высокое структурное положение.

Осадочные породы и прорывающие их тела подверглись значительным метасоматическим изменениям и выветриванию. Контакты толщи с породами свиты тассу и кремнистыми породами нижнего ордовика не обнажены. По аналогии с близкими по составу терригенными толщами восточной части Кокчетавского массива толща осадочных брекчий условно может быть отнесена к верхам кембрия.

Свита тассу. Свита тассу в стратотипической местности – окрестностях горы Келиншек и нижнем течение руч. Тассу слагает ядро крупной Котырколь-Мамайской антиклинали (см. рис. 3). В этом районе свита тассу сложена в основном крупногалечными и валунными туфоконгломе-

ратами и туфобрекчиями, состоящими из обломков (до 1 м) афировых и мелкопорфировых, часто флюидалных, эффузивов риолитового, трахириолитового и трахидацитового состава.

Реже отмечаются лавы и игнимбритоподобные породы трахириолитового и трахидацитового состава. Мощность вулканогенно-обломочного разреза достигает 1000–1500 м. Среди туфобрекчий встречаются различные по размеру субвулканические тела порфировых риолитов и трахидацитов. К северу от горы Келиншек свита тассу перекрыта красными кремнистыми алевролитами, яшмами, желтыми и серыми слоистыми кремнями общей мощностью не более 200 м, в которых собраны конодонты позднефлоско-раннедапинского возраста [10, 51].

На севере Степнякской зоны свита тассу распространена на нескольких участках вблизи границы с Шатским массивом.

К северо-западу от пос. Туполевка на небольшой площади обнажены мелкопорфировые трахиандезиты и трахидациты мощностью до 300 м, структурно выше вулканитов располагаются красные кремнистые алевролиты и яшмы с конодонтами позднефлоско-дапинского возраста (см. рис. 1).

Восточнее – в окрестностях оз. Матсор – в строении свиты тассу участвуют массивные и сферолитовые мелкопорфировые риолиты, риодациты и дациты мощностью несколько сот метров (см. рис. 1, см. рис. 4). Более низкое структурное положение в этом районе занимают толща осадочных брекчий, условно относимая к верхам кембрия, и слюдястые кварциты кокчетавской серии неопротерозоя. Толща осадочных брекчий и кислые эффузивы свиты тассу к югу от оз. Матсор перекрываются красными и желтыми яшмами, кремнистыми алевролитами и кремнями, содержащими конодонты, возраст которых охватывает интервал от низов флоского яруса нижнего ордовика до низов дарривильского яруса среднего ордовика.

Далее на восток – в верховьях рек Карашат и Жанасу и в районе месторождения Жаналык – свита тассу распространена на значительной площади, но обнажена только карьерах и небольших коренных выходах.

В верховьях рек Карашат и Жанасу свита тассу сложена флюидалными эффузивами и туфами риолитового и трахириолитового состава мощностью около 500 м, с которыми связаны субвулканические тела порфировых риолитов.

В окрестностях поселка и месторождения Жаналык нижняя часть разреза свиты тассу представлены измененными кислыми эффузивами, которые вверх сменяются чередованием лав, ту-

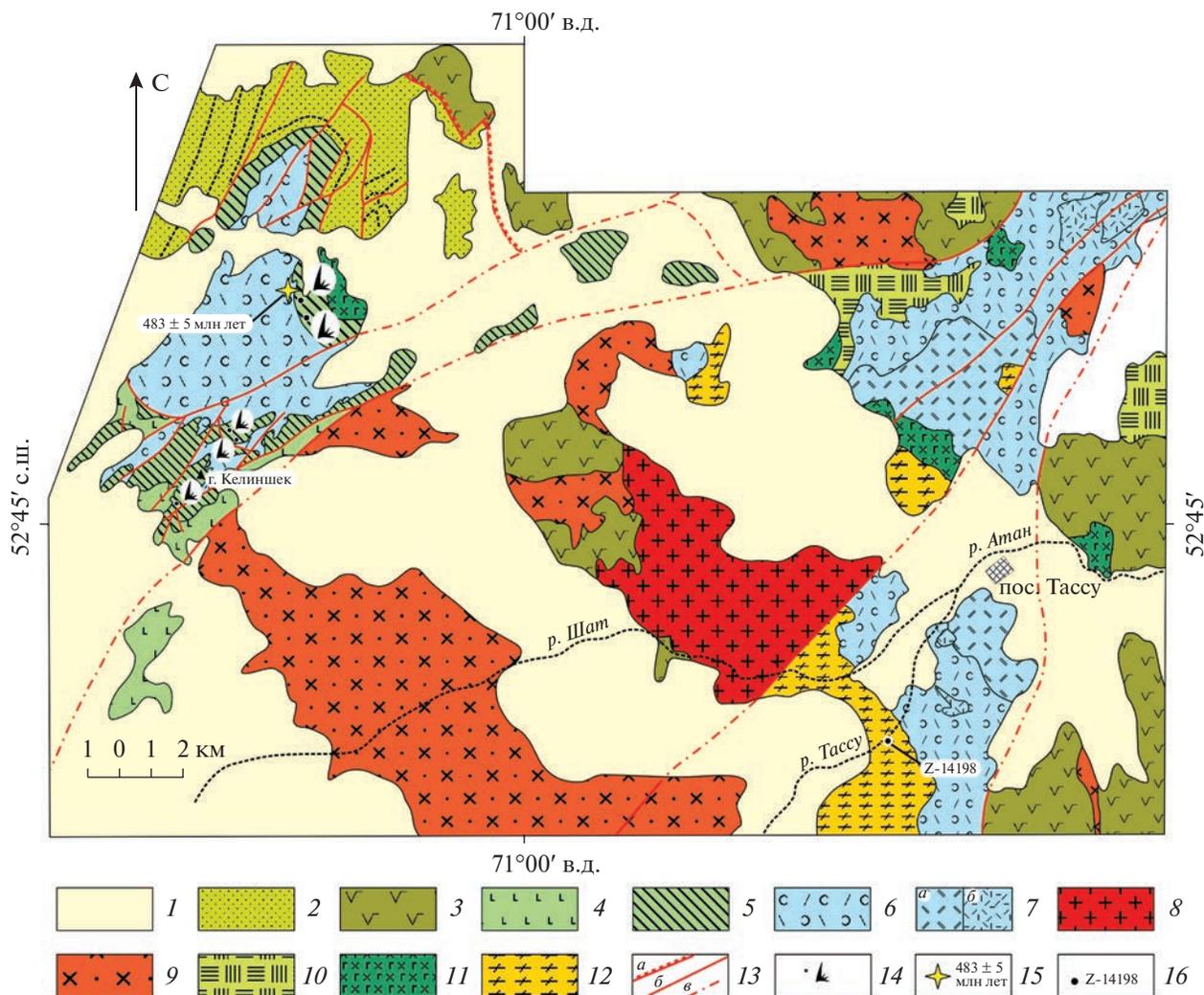


Рис. 3. Схема геологического строения низовьев р. Тассу и окрестностей горы Келиншек (западная часть Степнякской зоны).

Положение см. на рис. 1.

1 – кайнозойские отложения; 2 – средне-верхнеордовикские терригенные толщи; 3 – среднеордовикские эффузивы среднего состава; 4–5 – нижне-среднеордовикские толщи: 4 – афировые базальты, 5 – кремнистые алевролиты, кремни, яшмы; 6–8 – нижнеордовикская свита тассу: 6 – туфобрекчи, туфоконгломераты, риолиты, риодациты; 7 – раннеордовикские субвулканические тела: а – трахидациты, б – риолиты; 8 – силурийские (?) граниты; 9–10 – позднеордовикские: 9 – гранодиориты, 10 – субвулканические тела риолитов; 11 – среднеордовикские габбро-диориты; 12 – раннеордовикские граносиениты и щелочные граниты; 13 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – прочие прослеженные, в – предполагаемые (под кайнозойскими отложениями); 14 – местонахождения конодонтов; 15 – место отбора пробы для U–Pb геохронологических исследований и полученная оценка возраста риолитов свиты тассу (по [51]); 16 – место отбора пробы для геохронологических исследований и ее номер

фов и туфобрежий кислого состава, игнимбритов и флюидалных щелочных трахидацитов и трахириолитов (см. рис. 1, рис. 5).

Эти породы обладают слабопорфировой структурой, обусловленной редкими вкрапленниками ортоклаз-пертита, погруженными в кварц-полевошпатовую основную массу с фельзитовой микроструктурой. Общая мощность вулканитов здесь достигает 1000 м. К верхам разреза здесь приурочены кварц-барит-сульфидные рудные тела с золото-барит-полиметаллическим оруднением [4]. К югу

от месторождения Жаналык структурно выше флюидалных кислых эффузивов свиты тассу располагаются вулканиты и терригенные породы среднего-верхнего ордовика (см. рис. 5).

Восточные выходы свиты тассу на севере Степнякской зоны расположены вблизи границы с Шатским массивом – на правом берегу р. Карашат в 6.5 км южнее пос. Ленинградское (см. рис. 1, см. рис. 2). Ранее эти породы относились к шатской толще, возраст которой принимался либо позднекембрийским, либо средне-позднекем-

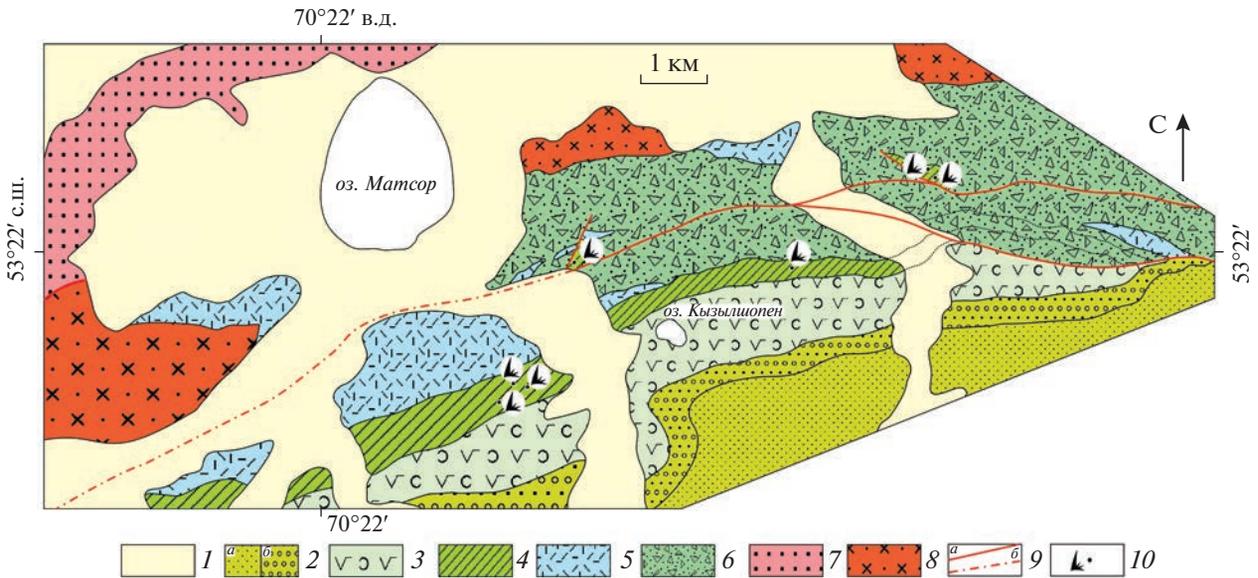


Рис. 4. Схема геологического строения окрестностей оз. Матсор (северная часть Степнякской зоны).

Положение см. на рис. 1.

1 – кайнозойские отложения; 2 – среднеордовикские терригенные породы: *а* – песчаники и алевролиты, *б* – конгломераты; 3 – среднеордовикские туфы и лавобрекчии средне-основного состава; 4 – нижне-среднеордовикские кремнистые породы; 5 – нижнеордовикские риолиты, трахириолиты свиты тассу, в том числе субвулканические тела; 6 – верхнекембрийские (?) осадочные брекчии и конгломераты с глыбами мраморизованных известняков; 7 – неопротерозойские кварциты кокчетавской серии; 8 – палеозойские гранодиориты; 9 – разрывные нарушения; 10 – местонахождения конодонтов

брийским [28, 51]. Здесь свита тассу сложена риолитами и трахириолитами с редкими прослоями литокластических туфов и туфопесчаников кислого состава общей мощностью 500–600 м. Трахириолиты обладают порфировой структурой и раскристаллизованной кварц-полевошпатовой основной массой. Среди вкрапленников преобладает кварц (до 50%), в меньшей степени ортоклаз-пертит и плагиоклаз (альбит-олигоклаз).

Контакт кислых вулканитов свиты тассу с филлитовыми сланцами и рассланцованными кислыми туфами даутской свиты, которые относятся к комплексам Шатского массива, рассматривается как тектонический, описанные ранее [28] базальные полимиктовые конгломераты, обнаружены не были. Структурно выше вулканитов залегают сильно окварцованные серые и черные кремни, чередующиеся с полосчатыми фтанитами мощностью около 100 м, которые вверх по разрезу сменяются туфами основного состава. В кремнях собраны конодонты плохой сохранности.

В породах свиты тассу отсутствуют органические остатки, из-за недостаточной обнаженности ее соотношения с ордовикскими комплексами исследователями трактовались по-разному и в различных публикациях вулканиты свиты тассу относились верхнему протерозою [7, 28], кембрию [1, 5], нижнему ордовику [8, 22] или к силуру–девону [23, 39].

Первые U–Pb оценки возраста пород свиты тассу были получены авторами несколько лет назад для субвулканических порфировых риолитов, прорывающих туфоконгломераты на участке к северу от горы Келиншек (см. рис. 3). U–Pb возраст кристаллизации этих пород составляет 483 ± 5 млн лет (ID-TIMS) и соответствует тремадокскому ярусу нижнего ордовика [10, 51]. В ходе дальнейших исследований были получены новые U–Pb данные о возрастах акцессорного циркона из кислых вулканитов свиты тассу в северной части Степнякской зоны (см. рис. 2, рис. 6).

Для циркона из флюидальных щелочных трахидацитов в верхней части разреза свиты тассу в районе месторождения Жаналык (см. рис. 5, проба D-11128) была получена оценка возраста 475 ± 4 млн лет (SHRIMP II), а для трахириолитов по р. Карашат (см. рис. 2, проба Z-1805) – 478 ± 2 млн лет (SHRIMP II), соответствующие верхам тремадокского-нижам флоского ярусов нижнего ордовика.

Таким образом, все полученные оценки возраста вулканических пород свиты тассу в пределах ошибок совпадают и охватывают интервал всего тремадокского яруса нижнего ордовика.

Тассуйский гранитоидный комплекс. Этот комплекс выделялся в Степнякской зоне как силурийский [1, 27] или позднедевонский [26], при этом в

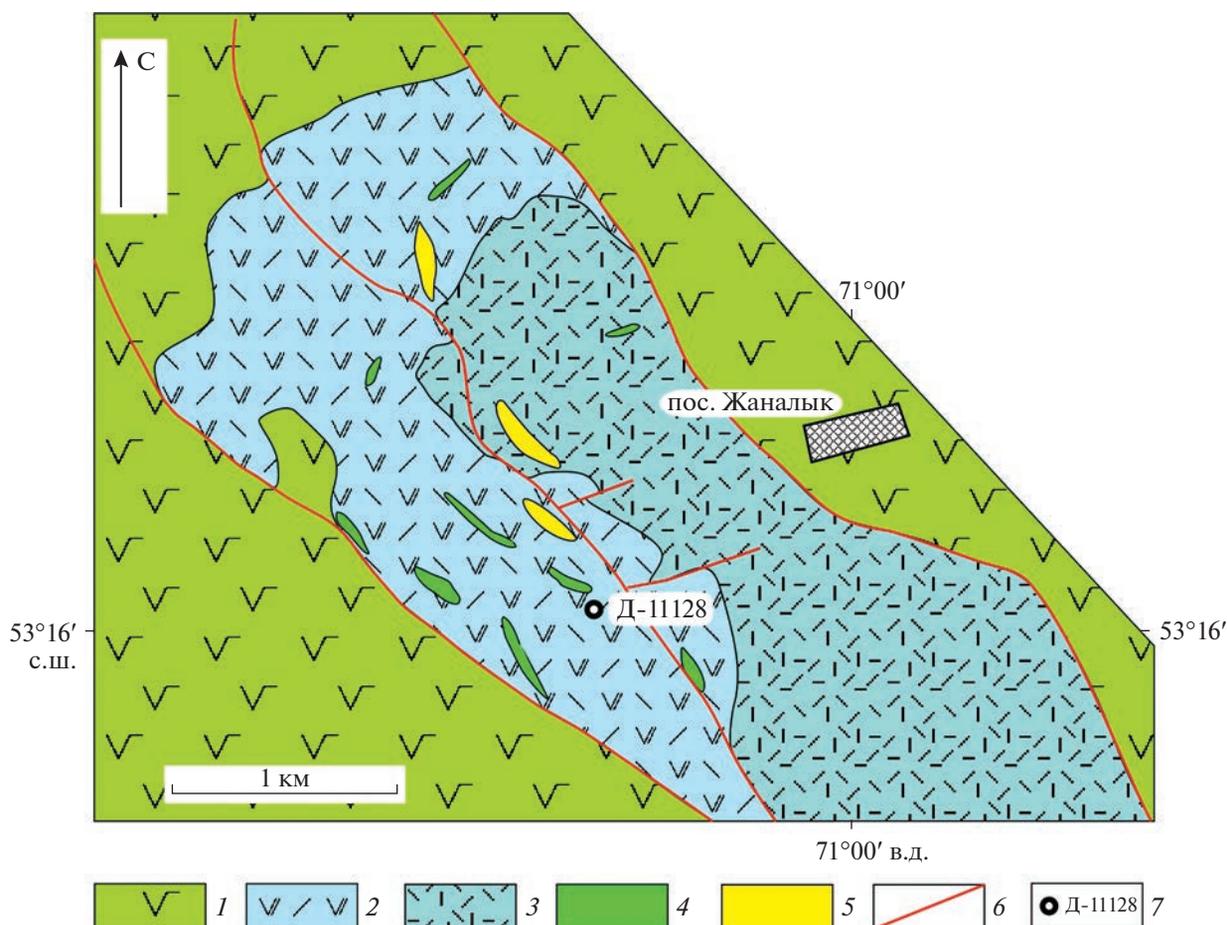


Рис. 5. Схема геологического строения окрестностей поселка и месторождения Жаналык (северная часть Степнякской зоны), (по данным [4], с изменениями и дополнениями). Положение см. на рис. 1.

1 – средне-верхнеордовикские эффузивы и туфы основного состава, туфопечаники; 2–3 – нижнеордовикская свита тассу; 2 – туфы и туфобреccии кислого состава, игнимбриты, и флюидальные щелочные трахидациты и трахириолиты, 3 – эффузивы кислого состава; 4 – субвулканические тела средне-основного состава; 5 – кварц-барит-сульфидные рудные тела; 6 – разрывные нарушения; 7 – место отбора пробы для геохронологических исследований и ее номер

его состав включались интрузивы, прорывающие как ордовикские, так и более древние комплексы.

В последние годы для наиболее крупного Аралаульского плутона, который ранее относился к этому комплексу и прорывает ордовикские вулканогенно-осадочные толщи, была получена U–Pb оценка возраста 420 ± 4 млн лет (ID-TIMS), соответствующая второй половине силура [13].

Более мелкие интрузивы, входящие в состав тассуйского комплекса, прорывают вулканыты свиты тассу в восточной части Котырколь-Мамайской антиклинали (см. рис. 3).

Наиболее крупным является Тассуйский плутон, сложенный кварцевыми монцодиоритами и субщелочными гранитами. Для крупнозернистых субщелочных гранитов этого плутона, обнаженных в русле руч. Тассу (см. рис. 3, проба Z-14198), получена оценка возраста их кристаллизации

472 ± 1 млн лет (ID-TIMS), соответствующая флюскому ярусу нижнего ордовика.

Восточная часть Кокчетавского массива

Кокчетавский массив с запада обрамляет Степнякскую зону и является одной из наиболее крупных структур Северного Казахстана. Массив в основном сложен докембрийскими в различной степени метаморфизованными образованиями, также большие площади в его пределах занимают ранне- и среднепалеозойские гранитоиды. Вулканогенно-осадочные и плутонические комплексы верхов кембрия-низов ордовика распространены ограничено, они хорошо обнажены и наиболее полно изучены в восточной части Кокчетавского массива [51].

Стратифицированные комплексы, рассматриваемого возрастного интервала, здесь

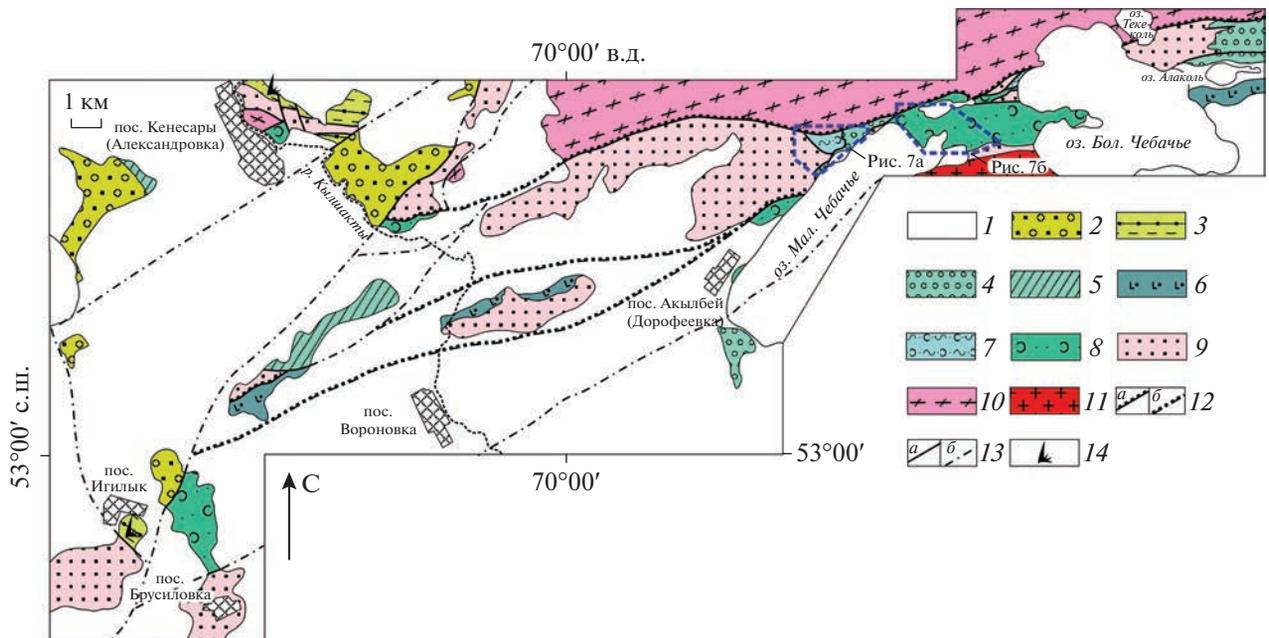


Рис. 6. Схема геологического строения восточной части Кокчетавского массива (район озер Большое и Малое Чебачье, пос. Вороновка, Александровка). Положение см. на рис. 1.

1 – кайнозойские отложения; 2 – конгломераты верхнего (?) ордовика; 3 – кремнистые породы нижнего ордовика; 4–8 – кембрийские толщи: 4 – валунных конгломератов и осадочных брекчий, 5 – вороновская, 6 – кылшактинская, 7 – озерная, 8 – майбалыкская; 9 – кварциты кокчетавской серии неопротерозоя; 10 – гнейсы и кристаллические сланцы мезопротерозоя; 11 – граниты позднего силура; 12 – надвиги: а – прослеженные, б – предполагаемые (под чехлом кайнозойских отложений); 13 – прочие разрывные нарушения: а – прослеженные, б – предполагаемые (под чехлом кайнозойских отложений); 14 – местонахождения конодонтов раннего ордовика

распространены по берегам озер Большого и Малого Чебачьих, Майбалык, Алаколь и р. Кылшакты, в окрестностях пос. Вороновка, Брусилровка (см. рис. 6).

В этом районе нижнепалеозойские образования в основном имеют тектонические соотношения друг с другом и вместе с докембрийскими ортогнейсами и кварцитами участвуют в строении пакета тектонических пластин северо-западного и субширотного простираний (см. рис. 6). Стратифицированные комплексы верхов кембрия–низов ордовика представлены терригенными, в том числе грубооблочными и кремнисто-терригенными, разрезами, а также вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами.

Терригенные комплексы. Они представлены кремнисто-терригенной вороновской толщей и толщей валунных конгломератов и осадочных брекчий.

Кремнисто-терригенная вороновская толща. Эта толща распространена к северу и северо-западу от пос. Вороновка, к юго-западу от пос. Кенесары (см. рис. 6). Толща имеет только тектонические соотношения с другими комплексами, ее структура характеризуется сочетанием узких изоклиальных наклонных и лежащих складок,

осложненных как крутопадающими, так и пологими разломами.

В нижней части разреза преобладают кремнистые алевролиты, серые кремни и фтаниты, которые не закономерно чередуются с осадочными брекчиями и песчаниками, выше наблюдаются отчетливые ритмы с градиционной слоистостью мощностью от 0.5 до 1 м от мелкообломочных брекчий и грубозернистых песчаников до кремнистых алевролитов и кремней. Мелкообломочные брекчии состоят из слабоокатанных и неокатанных обломков кварцитов и кварцито-сланцев, реже кремней, размером от 4 мм до 0.2 мм. Встречаются единичные обломки зерен белой слюды, турмалина, циркона и рутила. Брекчии вверх по разрезу сменяются грубозернистыми песчаниками, обломки в которых сложены теми же породами. Верхи ритмов образованы слюдистыми алевролитами, аргиллитами и серыми полупрозрачными кремнями, насыщенными спикулами губок. В верхах нижней части разреза преобладают кремнистые алевролиты, переслаивающиеся с редкими прослоями песчаников.

Верхняя и нижняя части разреза разделяются слоем осадочных брекчий и конглобрекчий (3–5 м), крупные обломки в которых представлены почти

не окатанными глыбами (до 1–2 м) серых и черных слоистых кремней, а в песчанистом цементе преобладают обломки кварцитов и сланцев. Вверх по разрезу брекчии сменяются крупно-среднезернистыми кварцево-слюдистыми песчаниками (до 2 м), а затем чередованием плитчатых кремнистых алевролитов и полупрозрачных глинистых кремней (>30 м). В наиболее кремнистых пачках верхней части разреза были обнаружены многочисленные спиккулы губок [51].

Толща валунных конгломератов и осадочных брекчий. Эта толща распространена на северном и юго-восточном берегах оз. Малое Чебачье и к северу от оз. Алаколь (см. рис. 6, рис. 7, а). По берегам оз. Малое Чебачье толща сложена чередованием пачек полимиктовых валунных, крупно- и мелкогалечных конгломератов и песчаников различной зернистости, содержащими прослойки алевролитов. На юго-восточном берегу оз. Малое Чебачье грубообломочные породы вверх по разрезу сменяются туфопесчаниками. Общая мощность толщи достигает 500 м.

Для пород толщи характерна не всегда четко проявленная градационная слоистость, валуны и гальки в конгломератах почти всегда хорошо окатаны. Чаще всего они сложены кварцитами (размером до 1 м), которые иногда слагают глыбы протяженностью до 10–15 м при ширине 3–5 м. Реже встречаются гальки и валуны ортогнейсов, мраморизованных известняков и среднезернистых субщелочных гранитов (до 1 м). Также присутствуют валуны порфировых базальтов (до 20 см), ингимбритоподобных эффузивов кислого состава (до 1 м), лейкократовых гранит-порфиров, алевролитов, туфоалевролитов и мелкогалечных конгломератов (до 50–70 см), состоящих из хорошо окатанных галек кварцитов, кварцито-сланцев и гранит-порфиров. Цемент конгломератов образован обломками гранитоидов, кварцитов, кварцито-сланцев, алевролитов размером 1.5–2 мм. Встречаются отдельные зерна полевых шпатов, кварца, слюды, турмалина, рутила.

К северу от оз. Алаколь грубообломочные породы, вероятно, стратиграфически перекрывают докембрийские кварциты и сланцы (см. рис. 6). Здесь в разрезе толщи большую роль играют песчаники и алевролиты, которые чередуются с пачками осадочных брекчий, состоящих из неокатанных обломков слюдистых сланцев, кварцитов и мраморизованных известняков различного размера. В песчаниках и брекчиях отмечаются редкие глыбы кварцитов размером до 5 м. Здесь для всей толщи, мощность которой достигает нескольких сот метров, характерна хорошо проявленная градационная слоистость.

Органических остатков в разрезе рассматриваемой толще не обнаружено, ранее на основании

косвенных данных она относилась к верхам нижнего-среднему кембрию [51].

В результате дополнительных исследований была получена оценка возраста субщелочных гранитов, слагающих валун в конгломератах на северном берегу оз. Малое Чебачье (см. рис. 7, а; проба Z-1326). Граниты, возраст которых составляет 495 ± 1 млн лет, что соответствует середине верхнего кембрия, обладают среднезернистой, гипидиоморфнозернистой, с участками порфировидной, структурой, обусловленной более крупными выделениями ортоклаза (до 40%) в сравнении с плагиоклазом (олигоклаз) (20–25%) и кварцем (~20%), темноцветные минералы представлены хлоритизированными реликтами роговой обманки и биотита.

Полученная оценка возраста определяет нижний возрастной предел накопления толщи валунных конгломератов и осадочных брекчий.

Вулканогенно-осадочные комплексы. Они представлены вулканогенными (кылшактинская), туфогенными и вулканогенно-обломочными (майбалькская), а также кремнисто-вулканомиктовыми (озерная) толщами, характерной особенностью которых является единство состава эффузивов и их производных во всех толщах.

Кылшактинская толща. Эта толща обнажена к югу от оз. Алаколь, на северо-западном берегу оз. Малое Чебачье, к северо-западу и северу от пос. Вороновка по р. Кылшакты, – толща сложена калиевыми трахибазальтами и содержит дайки высокощелочных лампрофиров основного состава (см. рис. 6).

Среди трахибазальтов преобладают разности, содержащие значительное количество вкрапленников (до 45%) Ti-авгита и биотита, реже калинатрового полевого шпата, гломеропорфировые сростки Ti-авгита и ксенолиты плагиоклазовых клинопироксенитов и монцогаббро, погруженные в мелкозернистую основную массу, сложенную плагиоклазом, калинатровым полевым шпатом, моноклинным пироксеном и биотитом. Реже встречаются слабопорфировые разности биотитовых и клинопироксеновых базальтов. С эффузивами ассоциируют лавобрекчии, сложенные обломками и брекчированными фрагментами слабо- и сильнопорфировых базальтов. Общая мощность толщи несколько сот метров.

Майбалькская толща. Эта толща обнажена на перемычке между озерами Большое и Малое Чебачье, в обрывах правого берега р. Кылшакты у пос. Кенесары и к северо-западу от пос. Брусиловка (см. рис. 6).

Нижняя часть разреза толщи мощностью более 600 м состоит из мощных пачек туфоконгломератов, миндалекаменных кристалло- и литокла-

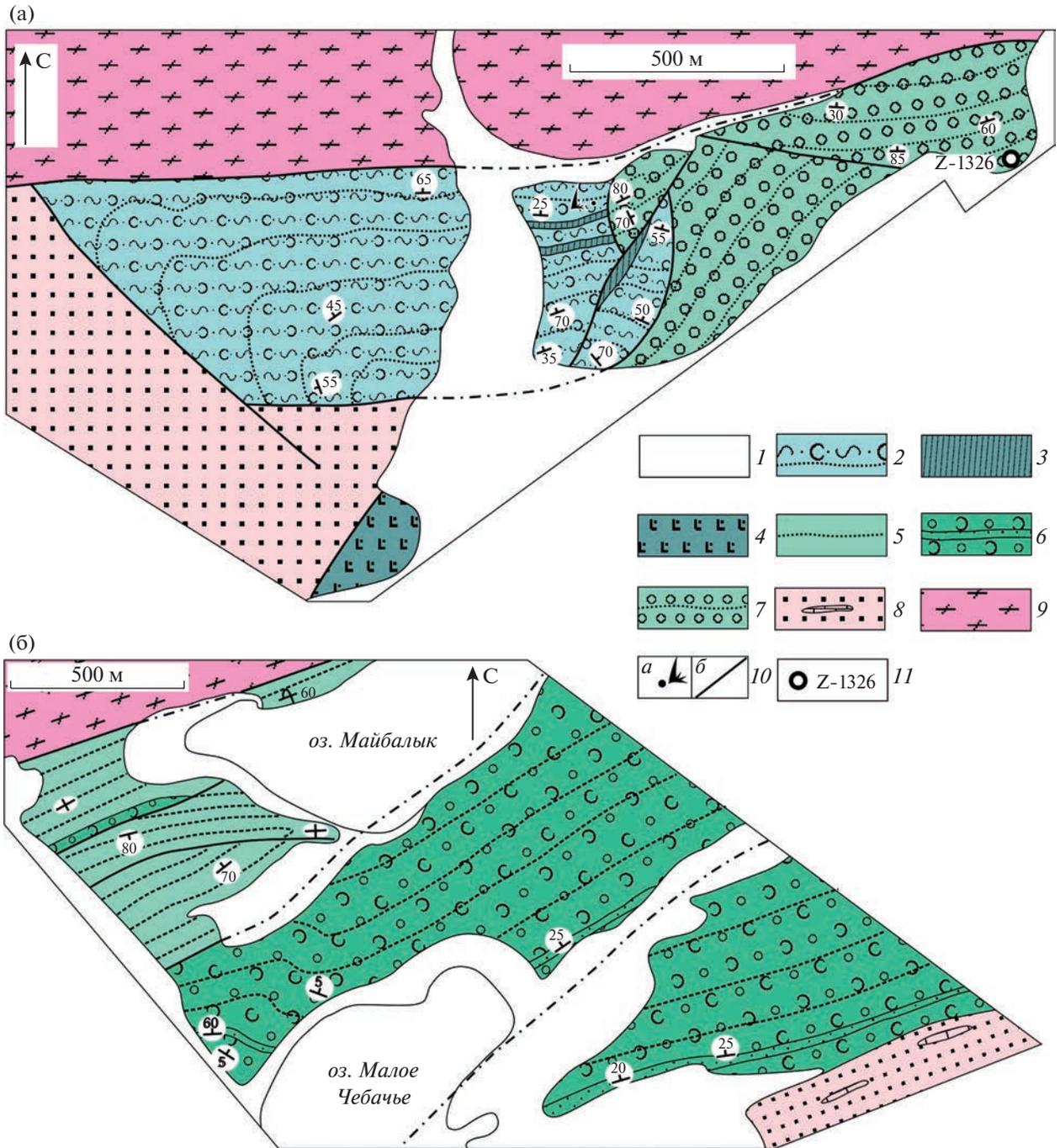


Рис. 7. Схема геологического строения района распространения верхнекембрийских терригенных и вулканогенно-осадочных толщ в восточной части Кокчетавского массива по северо-восточному берегу озера Малое Чебачье (а) и на перешейке между озерами Малое Чебачье и Майбалык (б).

Положение см. на рис. 6.

1 – кайнозойские отложения; 2–3 – озерная толща: 2 – кремнистые туффиты и вулканомиктовые песчаники, 3 – тела лапрофиров основного и среднего состава; 4 – кылшактинская толща; 5–6 – майбалыкская толща: 5 – туфоалевролиты и туффиты, 6 – туфоконгломераты основного состава с прослоями туфопесчаников; 7 – толща валунных конгломератов и осадочных брекчий; 8 – кварциты, сланцы и мраморы кокчетавской серии неопротерозоя; 9 – ортогнейсы и кристаллические сланцы мезопротерозоя; 10 – местонахождение а – конодонтов, б – разрывные нарушения; 11 – место отбора пробы для геохронологических исследований и ее номер

стических туфов основного состава, чередующихся с маломощными прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов (см. рис. 7, б). Для отдельных интервалов разреза характерна градационная слоистость. Обломки образованы порфиrowыми базальтами с вкрапленниками плагиоклаза и Тi-авгита, которые погружены в основную массу из плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Они, как правило, неплохо окатаны, а их размеры могут достигать 50–70 см. Туфы сложены обломками клинопироксенов, афировых, реже клинопироксен-порфиrowых базальтов и граносиенит-порфиrow. Верхи разреза толщи мощностью 150–200 м сложены в основном зелеными и вишневыми туфопесчаниками, туфолевролитами и туффитами, среди которых иногда встречаются пачки грубых туфоконгломератов основного состава мощностью до 10–20 м. К северо-западу от пос. Брусиловка среди туфоалевролитов и туфопесчаников отмечаются редкие прослои среднезернистых кварцевых песчаников.

Озерная толща. Эта толща обнажена на западном берегу оз. Большое Чебачье и на северо-западном берегу оз. Малое Чебачье (см. рис. 6).

В основании ее разреза залегают алевролиты и мелкозернистые песчаники, которые сменяются грубообломочными лито- и кристаллокластическими туфами основного состава с параллельно-линзовой текстурой, обусловленной обтеканием крупных (до 4 мм) обломков клинопироксена, реже плагиоклаза, мелкообломочными кристаллокластическими туфами с обломками амфибола и клинопироксена, туфоалевролитами, а затем пачкой слабослоистых алевролитов. Мощность этой части разреза составляет не более 60–70 м.

Далее разрез наращивается часто переслаивающимися серыми кремнистыми туффитами, черными туфоалевролитами, туфопесчаниками, вулканомиктовыми алевролитами, песчаниками, гравелитами с обломками клинопироксена общей мощностью до 200–300 м.

Характерной особенностью вулканомиктовых песчаников и алевролитов является присутствие среди обломков разложенного вулканического стекла, фрагментов и кристаллов Тi-авгита, а также порфиrowых базальтов. Для всей толщи характерна градационная слоистость, ритмы начинаются грубыми вулканомиктовыми песчаниками и гравелитами, а заканчиваются кремнистыми туффитами. Среди этих пород встречаются маломощные (20–50 см) силлы субщелочных лампрофиrow основного состава (см. рис. 7, а).

Их афировые разности сложены плагиоклазом, калинатровым шпатом, биотитом и амфиболом, в порфиrowых разностях вкрапленники образованы амфиболом и биотитом, также встречаются вкрапленники и гломеропорфиrowые сростки

Тi-авгита и апатита. Для лампрофиrow характерно присутствие ксенолитов плагиоклазовых клинопироксенов, монцогаббро и монцонитов.

Для щелочных вулканитов кылшактинской толщи по биотиту была получена $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ оценка возраста их формирования 479 ± 4 млн лет (тремадокский ярус нижнего ордовика), а в кремнистых туффитах озерной толщи собраны спикулы губок и небольшие элементы прото- и параконодонтов относительно плохой сохранности, что позволяет определить возраст толщи не точнее, чем верхи среднего–поздний кембрий [51].

Плутонические комплексы позднего кембрия–начала ордовика на востоке Кокчетавского массива. Эти комплексы выявлены вблизи его границы со Степнякской зоной – в окрестностях пос. Жанаталап, Кумкосяк и Маданиет, где широко распространены плутоны габброидов и гранитоидов (см. рис. 6). Эти плутоны приурочены к ядрам антиклиналей и прорывают ортогнейсы, а с кварцитами имеют только тектонические соотношения. Структурно выше метаморфических и плутонических пород залегают осадочные брекчии с обломками подстилающих пород, чередующиеся с красными яшмами, кремнистыми алевролитами, зелеными кремнистыми туффитами и песчаниками, содержащими конодонты середины флосского яруса нижнего ордовика-низов дапинского яруса среднего ордовика.

Среди плутонических пород в рассматриваемом районе выделяются габбро-плагиогранитный жанаталапский и гранит-гранодиоритовый карловский комплексы.

Жанаталапский комплекс. Он объединяет два протяженных плутона к юго-западу и северо-востоку от пос. Жанаталап и ряд более мелких тел (рис. 8).

Плутоны в основном сложены слабо полосчатыми и массивными амфиболизированными габбро, реже встречаются пироксенисты, серпентинизированными перидотиты, габбро-пироксенисты. Среди габброидов присутствуют небольшие дайкообразные тела плагиогранитов и плагиоклазитов. Для габбро жанаталапского комплекса получена U–Pb оценка возраста их кристаллизации – 489 ± 2 млн лет, соответствующая самым верхам позднего кембрия [51].

Карловский комплекс. В этот комплекс входят Карловский плутон, интрузивы к северо-западу и северо-востоку от пос. Кумкосяк, к юго-востоку от пос. Жанаталап и ряд более мелких тел, прорывающих габброиды жанаталапского комплекса (см. рис. 1, см. рис. 8).

В строении относительно крупных интрузивов этого комплекса, преобладают катаклазированные, часто рассланцованные, роговообманковые монц-

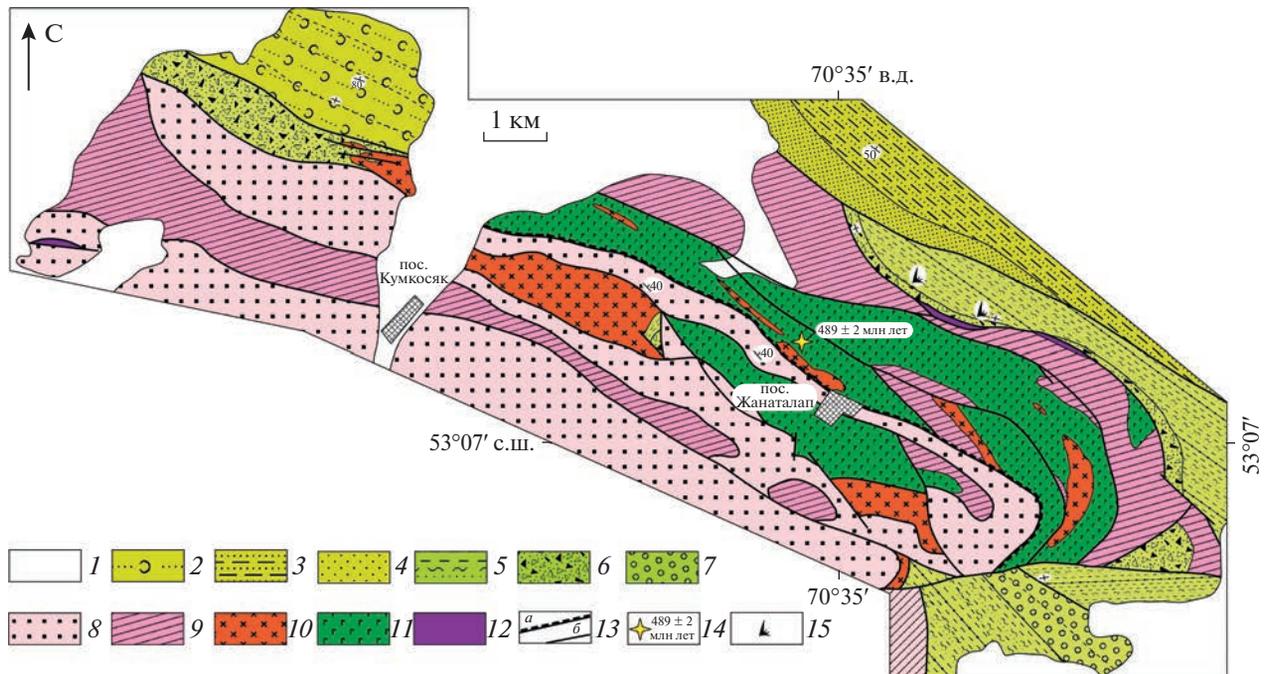


Рис. 8. Схема геологического строения окрестностей пос. Жанаталап и Кумкосяк. Положение см. на рис. 1.

1 – кайнозойские отложения; 2–4 – туфо-терригенная толща среднего-верхнего ордовика: 2 – туфопесчаники, 3 – чередование алевролитов и песчаников, 4 – кварцевые песчаники; 5–7 – кремнисто-терригенная толща нижнего-среднего ордовика: 5 – чередование красных яшм, кремнистых алевролитов и туффитов, с прослоями осадочных брекчий и песчаников, 6 – осадочные брекчий, 7 – конгломераты; 8 – кварциты кокчетавской серии неопротерозоя; 9 – ортогнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты; 10 – гранодиориты, граниты карловского комплекса; 11 – габбро и габбро-пироксениты с телами плагиогранитов жанаталапского комплекса; 12 – серпентиниты и серпентинитовые сланцы; 13 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – прочие; 14 – место отбора пробы для U–Pb геохронологических исследований и полученная оценка возраста габбро жанаталапского комплекса (по [51]); 15 – местонахождение конодонтов

одиориты и гранодиориты, реже встречаются биотитовые граниты, лейкограниты и габброиды.

Небольшие тела, прорывающие габбро, сложены только гранитами. Гранитоиды прорывают габбро жанаталапского комплекса, относящиеся к самым верхам позднего кембрия, и перекрываются кремнисто-терригенной толщей с конодонтами верхов флоского яруса нижнего ордовика, алевролиты и глинистые яшмы которой содержат обломки гранитоидов. На основании анализа этих данных мы полагаем, что возраст гранитоидов карловского комплекса является тремадокским [51].

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Для обоснования возраста вулканических и plutonic пород были проведены U–Pb геохронологические исследования акцессорных цирконов. Выделение циркона из кислых вулкаников и гранитоидов проводилось в Геологическом институте РАН (ГИН РАН, г. Москва, Россия) по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Геохронологические исследова-

ния классическим U–Pb методом (ID-TIMS) выполнены в лаборатории изотопной геологии Института геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, Россия) в соответствии с методикой, изложенной в [35]. Геохронологические исследования локальным методом (SIMS) проводились в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия) по методике, описанной в [29, 69].

Риолиты и риолитовые туфы даутской свиты

Для установления возраста пород нижней части верхней подсвиты проведены геохронологические исследования акцессорного циркона, выделенного из рассланцованных кислых вулкаников (см. рис. 2; проба Z-12304: 53°29'27.2" с.ш., 71°34'59.3" в.д.).

Он представлен идиоморфными и субидиоморфными призматическими и короткопризматическими кристаллами, размер которых не превышает 75 мкм (Кулл = 1.4–2.4). Огранка определяется комбинацией призм {100}, {110} и дипирамид {111}, {112}, {101} (рис. 9, VII–IX).

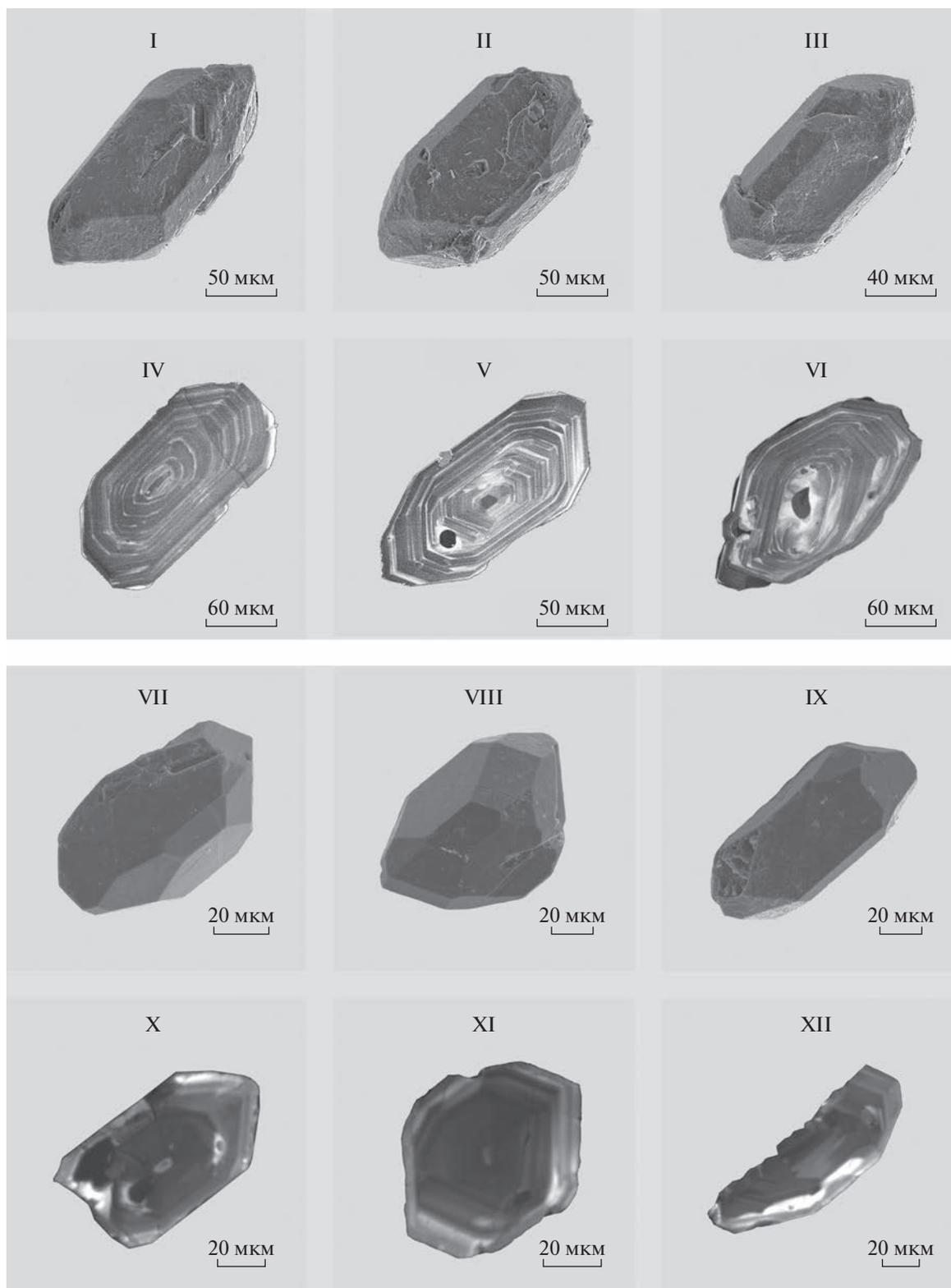


Рис. 9. Микрофотографии кристаллов циркона из пород верхней подсвиты даутской свиты. Выполнено на сканирующем электронном микроскопе АВТ-55 в режиме вторичных электронов (I–III и VII–IX) и катодолуминесценции (IV–VI и X–XII).

Обозначено: I–VI – риолитовые туфы (проба Z-1067); VII–XII – риолиты (проба Z-12304).

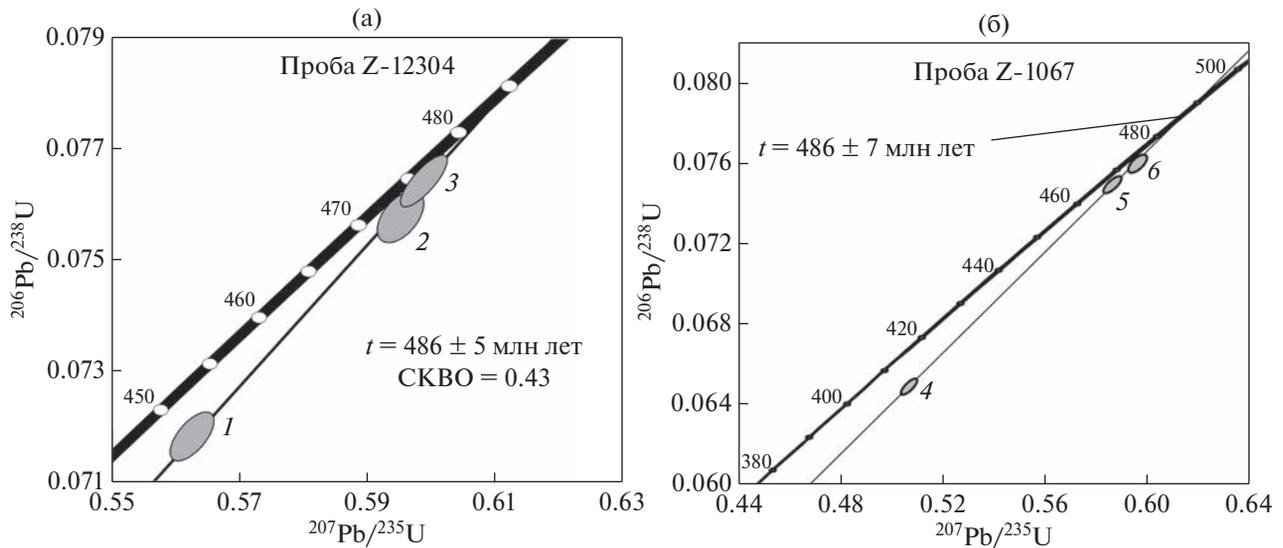


Рис. 10. Диаграммы с конкордией для пород верхней подсвиты даутской свиты.

(а) – проба Z-12304; (б) проба Z-1067.

На (а): номера точек 1, 2 и 3 на диаграмме соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

На (б): номера точек 4, 5 и 6 соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

Кристаллы прозрачные, полупрозрачные, бесцветные. Циркон характеризуется пониженной люминесценцией, зональным строением и большим количеством минеральных, расплавленных и флюидных включений (см. рис. 9, X–XII).

Для U–Pb геохронологических исследований были отобраны три микронавески наиболее чистых кристаллов из размерных фракций 50–75 мкм. Циркон двух микронавесок (№ 2 и 3) был подвергнут предварительному высокотемпературному отжигу в течение 48 ч при $t = 850^\circ\text{C}$ и последующей кислотной обработке с экспозицией от 4–6 ч при $t = 220^\circ\text{C}$. Увеличение длительности кислотной обработки при этом позволило существенно уменьшить степень дискордантности циркона.

Точки изотопного состава циркона образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует значению возраста 486 ± 5 млн лет (СКВО = 0.43, нижнее пересечение соответствует нулю) (рис. 10; табл. 1).

Морфологические особенности и внутреннее строение кристаллов свидетельствуют о магматическом происхождении изученного циркона, возраст кристаллизации которого можно оценивать в 486 ± 5 млн лет.

Для установления возраста пород верхней части верхней подсвиты проведены геохронологические исследования акцессорного циркона, выделенного из рассланцованных риолитовых туфов (см. рис. 2; проба Z-1067: $53^\circ 28' 40.3''$ с.ш., $71^\circ 35' 41.9''$ в.д.).

Циркон из этих пород образует субидiomорфные и идиоморфные прозрачные и полупрозрачные призматические кристаллы желтого цвета. Размер кристаллов составляет 50–300 мкм, отношение длины к ширине изменяется от 2 : 1 до 3 : 2. Для формы их огранки характерна комбинация призм {100}, {110} и дипирамид {101}, {111}, {211} (см. рис. 9, I–III). В режиме катодолюминесценции наблюдается тонкозональное строение циркона (см. рис. 9, IV–VI). В проходящем свете в некоторых кристаллах обнаруживаются унаследованные ядра (см. рис. 9, VI).

Выбранные для U–Pb изотопных исследований наиболее идиоморфные и “чистые” кристаллы циркона были подвергнуты предварительной аэробразивной и кислотной обработкам (см. табл. 1, № 4, 5, 6).

Точки изотопного состава циркона располагаются на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 486 ± 7 млн лет (нижнее пересечение соответствует 40 ± 61 , СКВО = 0.66) (см. рис. 10, б). Полученное значение принимается в качестве оценки возраста кристаллизации изученного циркона, морфологические особенности которого указывают на магматический генезис.

Риолиты свиты тассу

Для установления возраста пород свиты тассу в северной части Степнякской зоны проведены геохронологические исследования акцессорного

Таблица 1. Результаты U–Pb изотопных геохронологических исследований циркона из риолитов и риолитовых туфов даутской свиты (пробы Z-12304 и Z-1067) и граносенитов тасуэйского комплекса (проба Z-14198)

Номер п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона	U/Pb*	Изотопные отношения				Возраст (млн лет)				
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		
Проба Z-12304											
1	50–75, 37 з.	12.2	398	0.0568 ± 1	0.1628 ± 1	0.5626 ± 17	0.0718 ± 1	0.64	453 ± 1	447 ± 1	484 ± 5
2	50–75, ВО, кисл. обр. = 4.0	10.5	258	0.0570 ± 2	0.1523 ± 1	0.5952 ± 18	0.0758 ± 1	0.51	474 ± 1	471 ± 1	490 ± 6
3	50–75, ВО, кисл. обр. = 6.0	12.5	1725	0.0568 ± 1	0.1494 ± 1	0.5989 ± 12	0.0764 ± 1	0.80	476 ± 1	475 ± 1	485 ± 2
Проба Z-1067											
4	>0.1, 20 крист. A = 30%	13.6	536	0.0567 ± 1	0.1521 ± 1	0.507 ± 11	0.0649 ± 1	0.77	416 ± 1	405 ± 1	479 ± 3
5	>0.1, 30 крист., A = 20%	12.5	1154	0.0568 ± 1	0.1486 ± 1	0.5866 ± 14	0.0749 ± 1	0.85	468 ± 1	467 ± 1	483 ± 3
6	80–100, >100, кисл. обр. = 2.5	13.2	6640	0.0569 ± 1	0.1133 ± 1	0.5961 ± 11	0.0760 ± 1	0.74	473 ± 1	472 ± 1	488 ± 3
Проба Z-14198											
7	75–100, кисл. обр. = 1.5	12.7	366	0.0564 ± 1	0.1421 ± 1	0.5411 ± 17	0.0695 ± 1	0.66	439 ± 1	433 ± 1	469 ± 5
8	75–100, ВО, кисл. обр. = 4.0	12.1	476	0.0564 ± 1	0.1455 ± 1	0.5559 ± 10	0.0713 ± 1	0.51	449 ± 1	444 ± 1	473 ± 3
9	100–150, кисл. обр. = 2.0	10.3	182	0.0568 ± 1	0.1369 ± 1	0.5910 ± 30	0.0758 ± 1	0.53	471 ± 2	471 ± 1	474 ± 8

Примечание. ^a — изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; * — навеска циркона не определялась; кисл. обр. = 2.0 — кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы); ВО — высокотемпературный отжиг циркона. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

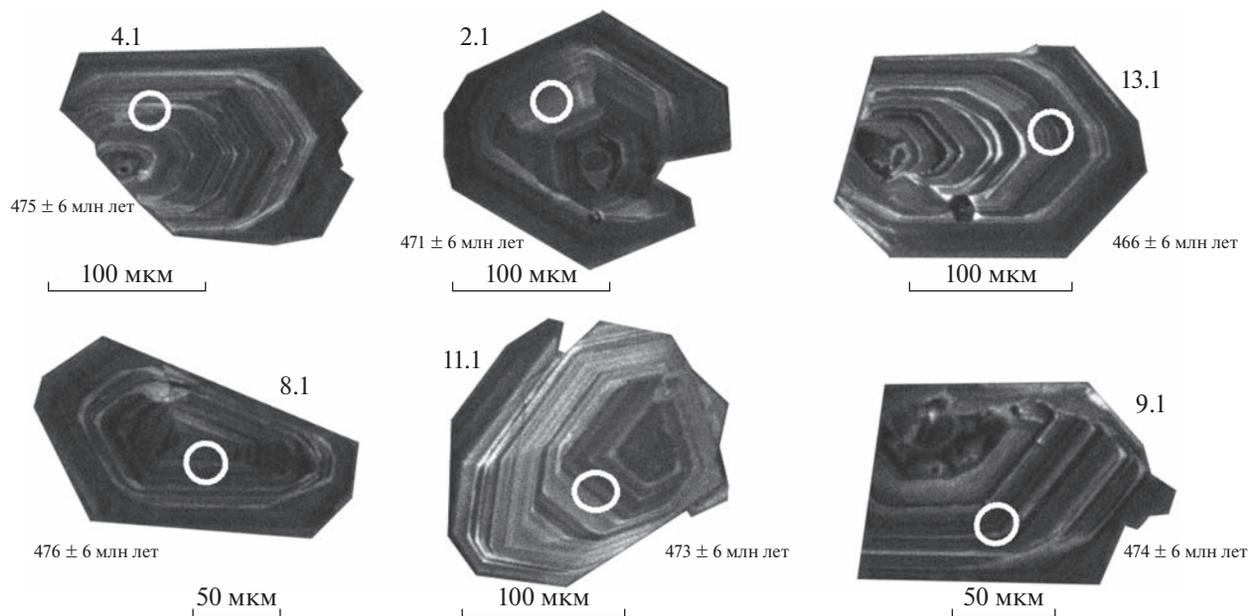


Рис. 11. Микрофотографии кристаллов акцессорного циркона из трахириолитов свиты тассу (проба D-11128) выполнены на сканирующем электронном микроскопе Samsan MX 2500S (Великобритания) в режиме катодолуминесценции. Обозначены (кружки) участки датирования. Номера точек 4.1, 2.1, 13.1, 8.1, 11.1, 9.1 соответствуют номерам в табл. 2.

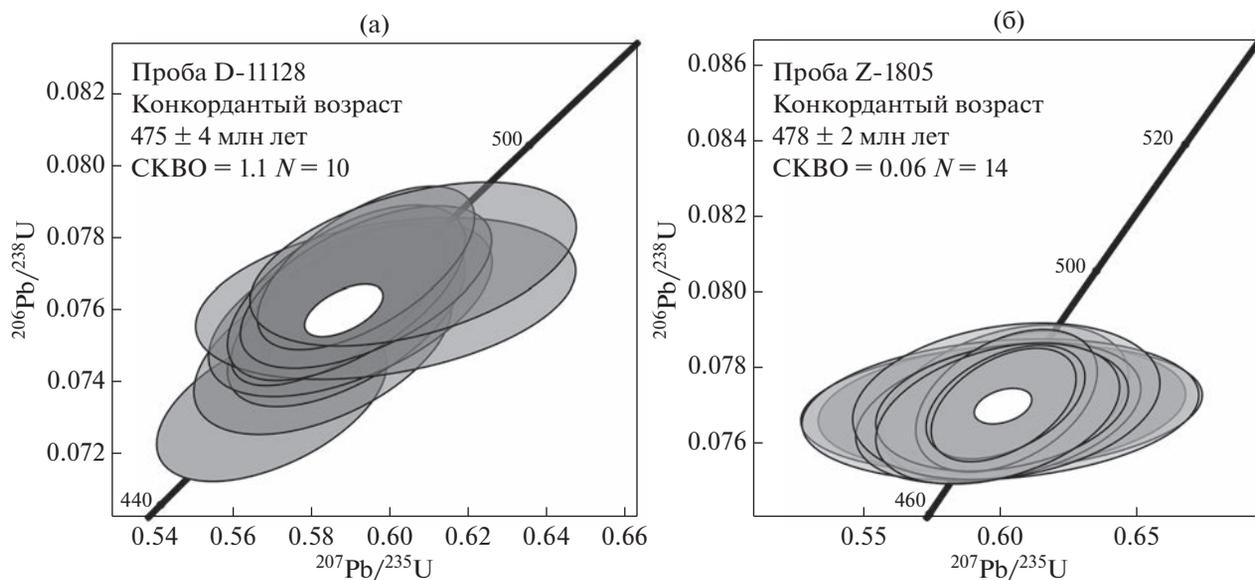


Рис. 12. Диаграммы с конкордией для трахириолитов свиты тассу. (а) – проба D-11128; (б) – проба Z-1805.

циркона, выделенного из щелочных трахидаци- тов и трахириолитов (см. рис. 5, пробы D-11 128: 53°16'03.1" с.ш., 70°58'58.9" в.д.; см. рис.2, Z-1805: 53°27'56.0" с.ш., 71°35'42.9" в.д.).

В пробе D-11128 акцессорный циркон пред- ставлен в основном идиоморфными и субиди- морфными кристаллами призматического и таблитчатого габитуса, а также их обломками,

размером 120–200 мкм. Кристаллы characterи- зуются хорошо проявленной магматической зо- нальностью (рис. 11).

U–Pb геохронологические исследования были выполнены для десяти кристаллов циркона. Кон- кордантный возраст, рассчитанный по отноше- нию $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, составляет 475 ± 4 млн лет (рис. 12, а; табл. 2).

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопных геохронологических исследований циркона из трахириолитов свиты тассу (пробы D-11128 и Z-1805) и валуна гранитов в толще валунных конгломератов и осадочных брекчий (проба Z-1326)

№ анализа	$^{206}\text{Pb}_c$ %	Содержание, мкг/г			Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет
		$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
D-11128										
5.1	0.76	69.0	1086	961	0.91	0.0563 ± 1.8	0.570 ± 2.1	0.0734 ± 1.2	0.57	456 ± 5
13.1	0.23	30.4	471	694	1.52	0.0564 ± 2.0	0.583 ± 2.3	0.0749 ± 1.3	0.54	466 ± 6
2.1	0.00	25.4	390	464	1.23	0.0564 ± 1.7	0.589 ± 2.1	0.0757 ± 1.3	0.60	471 ± 6
6.1	0.22	24.8	379	270	0.74	0.0563 ± 2.1	0.590 ± 2.5	0.0760 ± 1.3	0.52	472 ± 6
11.1	0.00	34.1	521	537	1.07	0.0559 ± 1.4	0.587 ± 1.9	0.0761 ± 1.2	0.66	473 ± 6
9.1	1.95	51.8	774	797	1.06	0.0569 ± 3.1	0.599 ± 3.3	0.0763 ± 1.2	0.37	474 ± 6
4.1	0.04	27.9	424	448	1.09	0.0559 ± 1.7	0.589 ± 2.1	0.0765 ± 1.3	0.61	475 ± 6
8.1	0.16	54.9	832	804	1.00	0.0562 ± 1.8	0.594 ± 2.2	0.0766 ± 1.2	0.56	476 ± 6
7.1	0.19	50.9	766	773	1.04	0.0559 ± 1.5	0.594 ± 1.9	0.0772 ± 1.2	0.64	479 ± 6
1.1	1.66	78.4	1161	1073	0.95	0.0568 ± 2.5	0.606 ± 2.8	0.0773 ± 1.2	0.44	480 ± 6
Z-1805										
12.2	0.00	24.6	375	157	0.43	0.0576 ± 4.4	0.608 ± 4.5	0.0766 ± 0.9	0.21	476 ± 4
15.1	0.00	44.2	671	349	0.54	0.0567 ± 1.6	0.599 ± 1.8	0.0766 ± 0.8	0.46	476 ± 4
4.1	0.00	28.6	434	360	0.86	0.0561 ± 2.0	0.592 ± 2.2	0.0766 ± 0.9	0.43	476 ± 4
1.1	0.00	21.8	332	120	0.37	0.0587 ± 2.2	0.621 ± 2.4	0.0766 ± 1.0	0.41	476 ± 5
6.1	0.12	24.1	365	204	0.58	0.0559 ± 2.3	0.591 ± 2.5	0.0768 ± 1.0	0.39	477 ± 5
11.1	2.56	42.0	636	373	0.60	0.0578 ± 4.8	0.613 ± 5.0	0.0768 ± 0.9	0.18	477 ± 4
5.1	0.10	14.6	221	74	0.35	0.0560 ± 2.9	0.593 ± 3.1	0.0769 ± 1.1	0.36	477 ± 5
12.1	0.00	27.1	411	178	0.45	0.0598 ± 2.7	0.634 ± 2.9	0.0769 ± 0.9	0.34	478 ± 4
9.1	1.55	24.9	377	174	0.48	0.0584 ± 4.7	0.620 ± 4.8	0.0769 ± 1.1	0.21	478 ± 5
8.1	0.44	20.5	310	113	0.38	0.0595 ± 3.2	0.631 ± 3.4	0.0769 ± 1.1	0.31	478 ± 5
2.1	0.81	27.2	411	228	0.57	0.0553 ± 3.8	0.588 ± 4.0	0.0771 ± 1.1	0.28	479 ± 5
14.1	0.19	45.8	691	396	0.59	0.0557 ± 1.8	0.593 ± 2.0	0.0771 ± 0.8	0.41	479 ± 4
15.1	0.50	73.5	1108	613	0.57	0.0575 ± 3.1	0.612 ± 3.1	0.0773 ± 0.9	0.28	480 ± 4
13.1	0.00	19.3	291	122	0.43	0.0552 ± 2.1	0.589 ± 2.3	0.0774 ± 1.0	0.44	481 ± 5
Z-1326										
1.1	0.05	26.7	395	155	0.405	0.057 ± 1.7	0.614 ± 1.8	0.079 ± 0.6	0.34	488 ± 3
17.1	0.00	47.4	700	576	0.850	0.057 ± 1.9	0.619 ± 2.0	0.079 ± 0.5	0.27	489 ± 3
4.1	0.00	23.3	344	139	0.418	0.058 ± 2.2	0.635 ± 2.3	0.079 ± 0.7	0.29	490 ± 3
5.1	0.15	24.5	361	117	0.334	0.057 ± 2.1	0.623 ± 2.2	0.079 ± 0.6	0.29	490 ± 3
3.1	0.06	32.3	473	203	0.443	0.058 ± 1.5	0.630 ± 1.6	0.080 ± 0.6	0.34	492 ± 3
6.1	0.00	26.1	384	141	0.381	0.057 ± 1.9	0.622 ± 2.0	0.079 ± 0.6	0.31	492 ± 3
15.1	0.13	48.0	702	374	0.551	0.058 ± 1.6	0.630 ± 1.7	0.080 ± 0.5	0.28	493 ± 2
13.1	0.08	32.5	476	255	0.554	0.057 ± 1.6	0.622 ± 1.7	0.079 ± 0.6	0.33	493 ± 3
20.1	0.05	31.9	466	145	0.322	0.057 ± 1.6	0.622 ± 1.7	0.080 ± 0.6	0.34	493 ± 3
2.1	0.00	44.5	650	229	0.364	0.057 ± 1.2	0.627 ± 1.3	0.080 ± 0.5	0.37	494 ± 2
8.1	0.00	68.3	993	346	0.360	0.057 ± 1.0	0.623 ± 1.1	0.080 ± 0.4	0.38	496 ± 2
10.1	0.10	54.1	785	256	0.336	0.057 ± 1.3	0.632 ± 1.4	0.080 ± 0.5	0.33	497 ± 2
9.1	0.00	26.0	377	151	0.415	0.057 ± 1.6	0.629 ± 1.7	0.080 ± 0.7	0.41	497 ± 3
12.1	0.07	18.1	262	97	0.381	0.056 ± 2.0	0.623 ± 2.2	0.080 ± 0.9	0.39	497 ± 4
18.1	0.00	24.5	356	167	0.486	0.058 ± 1.7	0.639 ± 1.8	0.080 ± 0.6	0.36	498 ± 3
14.1	0.00	29.8	431	170	0.407	0.057 ± 1.5	0.636 ± 1.6	0.081 ± 0.6	0.36	499 ± 3
16.1	0.00	40.5	585	247	0.437	0.058 ± 1.3	0.646 ± 1.4	0.081 ± 0.5	0.37	500 ± 2
19.1	0.00	16.4	237	97	0.422	0.058 ± 2.0	0.641 ± 2.2	0.081 ± 0.8	0.36	501 ± 4
11.1	0.00	14.8	212	107	0.519	0.058 ± 2.1	0.643 ± 2.3	0.081 ± 0.8	0.36	502 ± 4
7.1	0.11	10.9	156	50	0.333	0.057 ± 2.6	0.633 ± 2.8	0.081 ± 0.9	0.33	502 ± 5

Примечание: $^{206}\text{Pb}_c$ – обыкновенный Pb; $^{206}\text{Pb}^*$ – радиогенный Pb; Rho – коэффициент корреляции ошибок $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Ошибки измерений изотопных отношений даны в процентах на уровне 1σ. Номера анализов в табл. 1 соответствуют номерам зерен на 11, 13, 16.

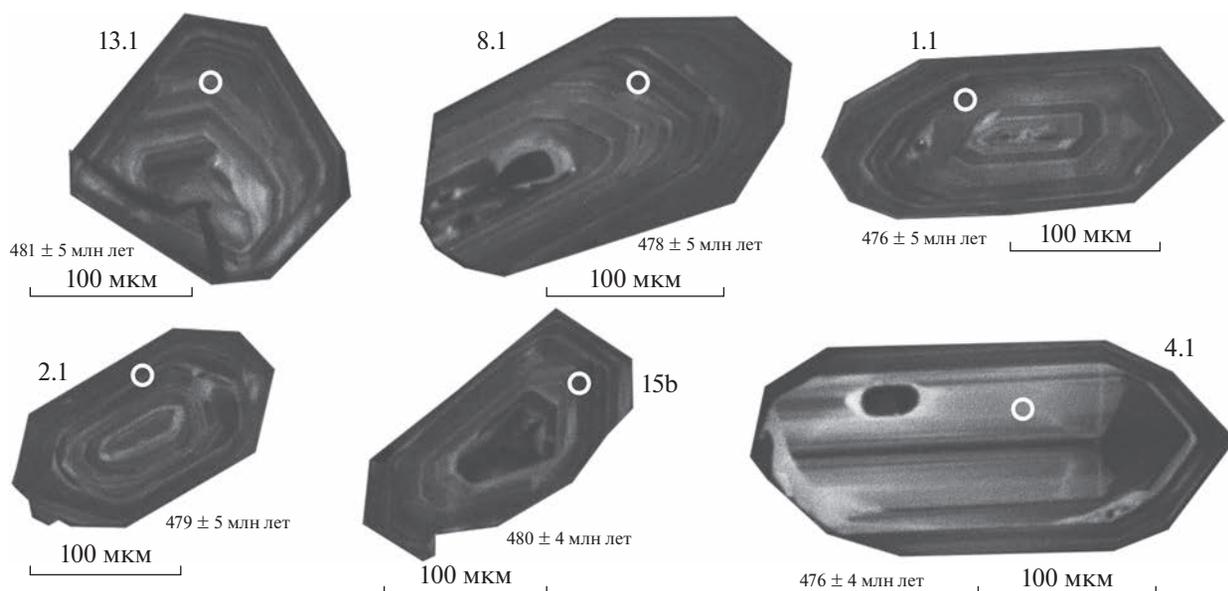


Рис. 13. Микрофотографии кристаллов акцессорного циркона из трахириолитов свиты тассу (проба Z-1805) выполнены на сканирующем электронном микроскопе Samsan MX-2500S (Великобритания) в режиме катодолуминесценции. Кружки – участки датирования. Номера точек 13.1, 8.1, 1.1, 2.1, 15b, 4.1 соответствуют номерам в табл. 2.

В пробе Z-1805 циркон образует идиоморфные и субидиоморфные кристаллы таблитчатого и дипирамидального габитуса размером 150–220 мкм, с коэффициентом удлинения от 2 до 3. Кристаллы характеризуются хорошо проявленной магматической зональностью, в ядрах иногда наблюдаются минеральные включения (рис. 13).

U–Pb геохронологические исследования были выполнены для 14 кристаллов циркона. Конкордантный возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, составляет 478 ± 2 млн лет (см. рис. 12, б; см. табл. 2).

Полученные оценки возраста соответствуют границе тремадокского и флоского ярусов нижнего ордовика. Морфологические особенности циркона указывают на его магматическое происхождение, что позволяет считать данные о возрастах циркона соответствующими времени кристаллизации расплава родоначального для риолитов.

Гранитоиды тассуйского комплекса

Для установления возраста пород Тассуйского плутона проведены геохронологические исследования акцессорного циркона, выделенного из крупнозернистых субщелочных гранитов (см. рис. 3, проба Z-14198: $52^{\circ}41'02.3''$ с.ш., $71^{\circ}11'17.8''$ в.д.).

Циркон из них представлен субидиоморфными призматическими и короткопризматическими кристаллами с $K_{\text{удл}} = 1.2–2.6$. Огранка зерен опре-

деляется призмой {100} и дипирамидами {101}, {201} (рис. 14, I–III). Ребра граней часто сглажены, а поверхности граней корродированы. Кристаллы полупрозрачные, редко прозрачные, рыжежовато-желтого цвета. Для внутреннего строения этого циркона характерно наличие осцилляторной зональности и полуметамиктных оболочек с низким двупреломлением и низкой интенсивностью люминесценции (см. рис. 14, IV–VI).

Для U–Pb геохронологических исследований были отобраны три микронаветки наиболее чистых и прозрачных кристаллов из размерных фракций 75–100 мкм и 100–150 мкм. Кристаллы циркона были подвергнуты предварительной кислотной обработке с экспозицией от 1.5 до 4 ч при $t = 220^{\circ}\text{C}$, в том числе с предшествующим высокотемпературным отжигом в течение 48 ч при $t = 850^{\circ}\text{C}$.

Изученный циркон является конкордантным (№ 9, размерная фракция 100–150 мкм) или характеризуется незначительной дискордантностью (№ 7 и 8, размерная фракция 75–100 мкм) (рис. 15; см. табл. 1).

Значение конкордантного возраста соответствует 471 ± 2 млн лет (СКВО = 0.27, вероятность 0.61) и совпадает со значением возраста, рассчитанным по верхнему пересечению дискордии, образованной тремя точками изотопного состава, с конкордией и соответствующим 473 ± 12 млн лет (СКВО = 0.44, нижнее пересечение отвечает нулю). Морфологические особенности и строение

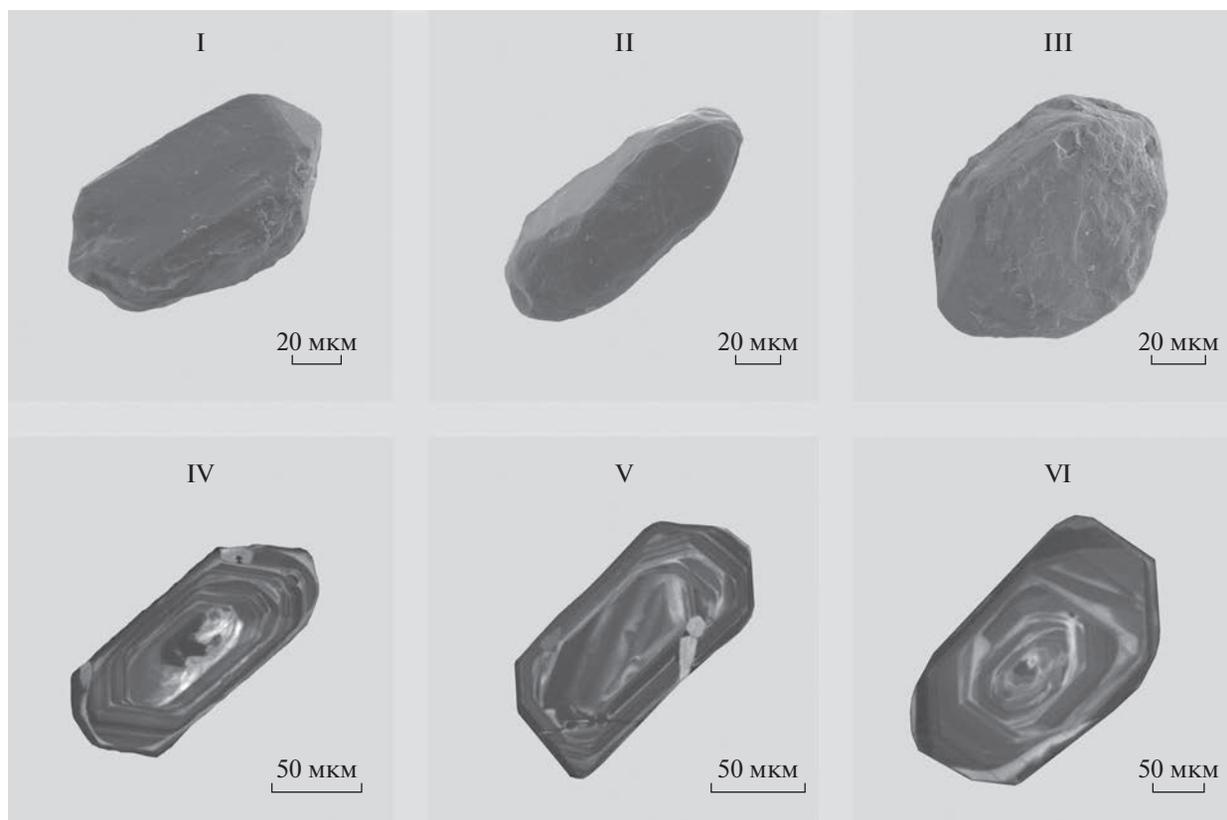


Рис. 14. Микрофотографии кристаллов циркона из граносиенитов тассуйского комплекса (проба Z-14198). Выполнены на сканирующем электронном микроскопе АВТ-55 (Япония) в режиме вторичных электронов (I–III) и катодолуминесценции (IV–VI).

кристаллов свидетельствуют о магматическом происхождении изученного циркона, возраст кристаллизации которого можно оценивать в 471 ± 2 млн лет, что соответствует флоскому ярусу нижнего ордовика.

Гранитоиды из валуна в толще валунных конгломератов и осадочных брекчий

Для установления нижнего возрастного предела толщи валунных конгломератов и осадочных брекчий были проведены геохронологические исследования акцессорного циркона, выделенного из валуна гранитоидов (см. рис. 7, а; проба Z-1326: $53^{\circ}06'24.0''$ с.ш., $70^{\circ}09'05.5''$ в.д.).

В этой пробе акцессорный циркон представлен субидiomорфными кристаллами призматического, дипирамидального, таблитчатого габитуса, а также их обломками размером 50–150 мкм, с коэффициентом удлинения от 2 до 3. Кристаллы характеризуются хорошо проявленной магматической зональностью с редкими минеральными включениями (рис. 16).

U–Pb геохронологические исследования были выполнены для 20 кристаллов циркона. Конкор-

дантный возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, составляет 495 ± 1 млн лет, что соответствует середине верхнего кембрия (рис. 17, см. табл. 2).

КОРРЕЛЯЦИЯ ДОСРЕДНЕОРДОВИКСКИХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

Геохронологические данные и находки органических остатков, полученные в последние годы, позволяют проводить достоверные корреляции досреднеордовикских стратифицированных и плутонических комплексов, распространенных в изученных структурах Северного Казахстана (рис. 18).

Полученные новые результаты позволяют считать, что формирование рассмотренных комплексов в основном происходило в достаточно узком временном диапазоне, охватывающем интервал от верхов верхнего кембрия (~490 млн лет) до первой половины флоского яруса нижнего ордовика (~475 млн лет), т.е. около 15 млн лет.

Более древними являются гранитоиды и вулканиты, слагающие валуны и гальки в толще ва-

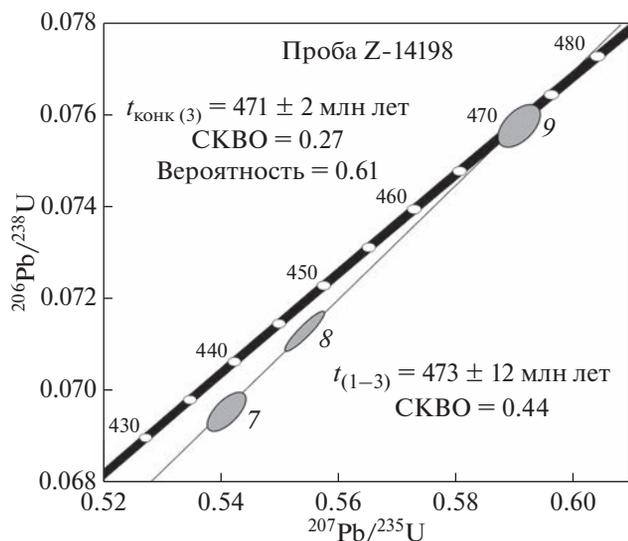


Рис. 15. Диаграмма с конкордией для граносиенитов тассуйского комплекса (проба Z-14198). Номера точек 7, 8 и 9 на диаграмме соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

лунных конгломератов и осадочных брекчий, и, вероятно, вороновская толща.

Валуны и гальки в толще валунных конгломератов и осадочных брекчий, кроме преобладающих докембрийских кварцитов и ортогнейсов, сложены субщелочными гранитами, гранит-порфирами, игнимбритоподобными риолитами и базальтами. Только для гранитоидов получена оценка возраста 495 ± 1 млн лет, соответствующая

середины верхнего кембрия. Возможно, что вулканы и гранитоиды имеют близкий возраст, а их соседство в обломках с ортогнейсами и кварцитами, может свидетельствовать о формировании на докембрийском фундаменте.

Вороновская толща имеет кремнисто-терригенный состав, здесь в обломках присутствуют либо кремнистые породы более низких частей этого же разреза, либо сланцы и кварциты кокчетавской серии неопротерозоя, обломки других пород не обнаружены. В кремнистых породах опорного участка в окрестностях пос. Вороновка из органических остатков присутствуют только гексонные спикеры губок плохой сохранности. Радиоларии и конодонты, несмотря на длительные поиски, здесь обнаружены не были. Поэтому возраст толщи определяется на основании сопоставления с близким по строению, но маломощным фрагментом, находящимся в 25 км юго-западнее опорного участка (окрестности пос. Карабулак). Здесь собраны спикеры губок хорошей сохранности, которые представлены исключительно монаксами, триаксами и гексонами Hexactinellida, а также несколько элементов протоконодентов *Phakelodus tenuis* (Müller). На основании этих данных возраст вороновской толщи с некоторой долей условности может быть ограничен верхами среднего–поздним кембрием [51].

Остальные комплексы, изученные в различных структурах Северного Казахстана, несмотря на относительно узкий возрастной диапазон их

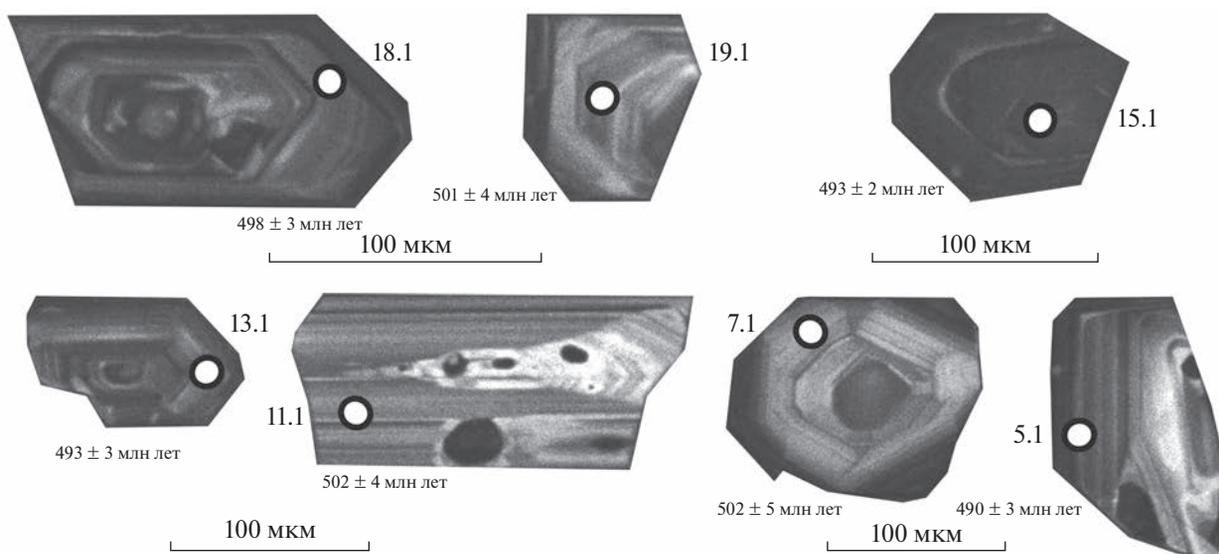


Рис. 16. Микрофотографии кристаллов акцессорного циркона из валуна гранитов в толще валунных конгломератов и осадочных брекчий (проба Z-1326), выполненные на сканирующем электронном микроскопе Camscan MX-2500S (Великобритания) в режиме катодолуминесценции. Обозначены (кружки) участки датирования. Номера точек 18.1, 19.1, 15.1, 13.1, 7.1, 5.1 соответствуют номерам в табл. 2.

формирования, могут быть разделены на две разновозрастные группы (см. рис. 18):

– первая группа объединяет терригенные и вулканогенно-осадочные толщи, а также жанаталапский габброидный комплекс восточной части Кокчетавского массива;

– вторая группа включает даутскую свиту северо-востока Шатского массива, свиту тассу и тассуйский гранитоидный комплекс Степнякской зоны и гранитоиды карловского комплекса востока Кокчетавского массива.

В первой группе наиболее точно определен возраст габбро жанаталапского комплекса, составляющий 489 ± 2 млн лет, что соответствует началу десятого (последнего) яруса кембрия Международной стратиграфической шкалы (МСШ) [48] или второй половине верхнего кембрия Общей стратиграфической шкалы (ОСШ) [37]. Эти данные позволяют уверенно относить габбро жанаталапского комплекса к самым верхам кембрия. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, развитые на востоке Кокчетавского массива, с большой вероятностью также могут быть отнесены к самым верхам кембрия. Об этом свидетельствуют находки кембрийских конодонтов в кремнистых туффилах озерной толщи и сходство состава вулканитов и габбро жанаталапского комплекса. Поэтому оценку возраста 479 ± 4 млн лет (тремадокский ярус нижнего ордовика), полученную $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по биотиту для эффузивов кылшактинской толщи, мы считаем несколько омоложенной.

Нижний возрастной предел терригенных толщ определяется оценкой возраста граносиенитов из валуна в толще валунных конгломератов и осадочных брекчий, которая составляет 495 ± 1 млн лет, т.е. примерно соответствует границе паибского и цзяньшаньского ярусов кембрия МСШ [48] или низам верхнего кембрия ОСШ [37].

На верхний возрастной предел этих толщ может указывать отсутствие в терригенных разрезах обломков трахибазальтов и лапрофиров характерных для вулканогенно-осадочных кылшактинской, майбалыкской и озерной толщ. Эти данные свидетельствуют о несколько более древнем возрасте терригенных разрезов относительно вулканогенно-осадочных, но не выходящим за пределы середины верхнего кембрия по ОСШ. Таким образом, все комплексы, входящие в первую группу, имеют возраст, охватывающий интервал от ~ 495 до ~ 487 млн лет, т.е. самый конец кембрия.

Во второй группе наиболее точно датированы вулканиты верхней части даутской свиты, эффузивы свиты тассу и гранитоиды тассуйского комплекса. Для вулканитов получены тремадокские

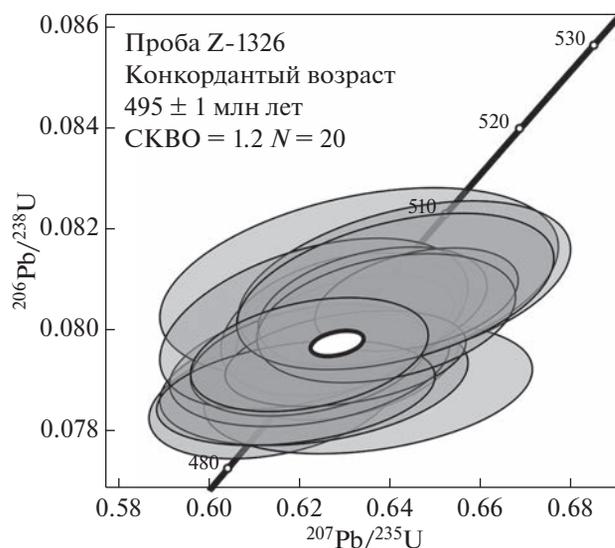


Рис. 17. Диаграмма с конкордией для гранитов из валуна в толще валунных конгломератов и осадочных брекчий (проба Z-1326).

оценки возраста и только гранитоиды имеют несколько более молодой (флоский) возраст. Возможно, что нижние части разрезов даутской свиты и свиты тассу могут относиться к самым низам тремадокского яруса нижнего ордовика или к верхам кембрия, но в настоящее время данные, подтверждающие такое предположение, отсутствуют.

Для гранитоидов карловского комплекса надежные геохронологические данные отсутствуют, поэтому их раннеордовикский (тремадокский) возраст определяется на основании соотношений с более древними и более молодыми образованиями. Однако не исключено, что возраст этих пород может быть несколько более древним и охватывать интервал от самых верхов позднего кембрия до низов раннего ордовика.

На основании имеющихся данных наиболее обоснованным следует считать тремадокский возраст большинства комплексов второй группы, только гранитоиды тассуйского комплекса могут считаться флосскими.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД

Изучение состава магматических пород проводилось в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (г. Москва, Россия) рентгено-флуоресцентным методом (главные петрогенные элементы) на спектрометре S4 Pioneer (фирма Bruker, Германия) и в Аналитическом сертификационном испытательном центре

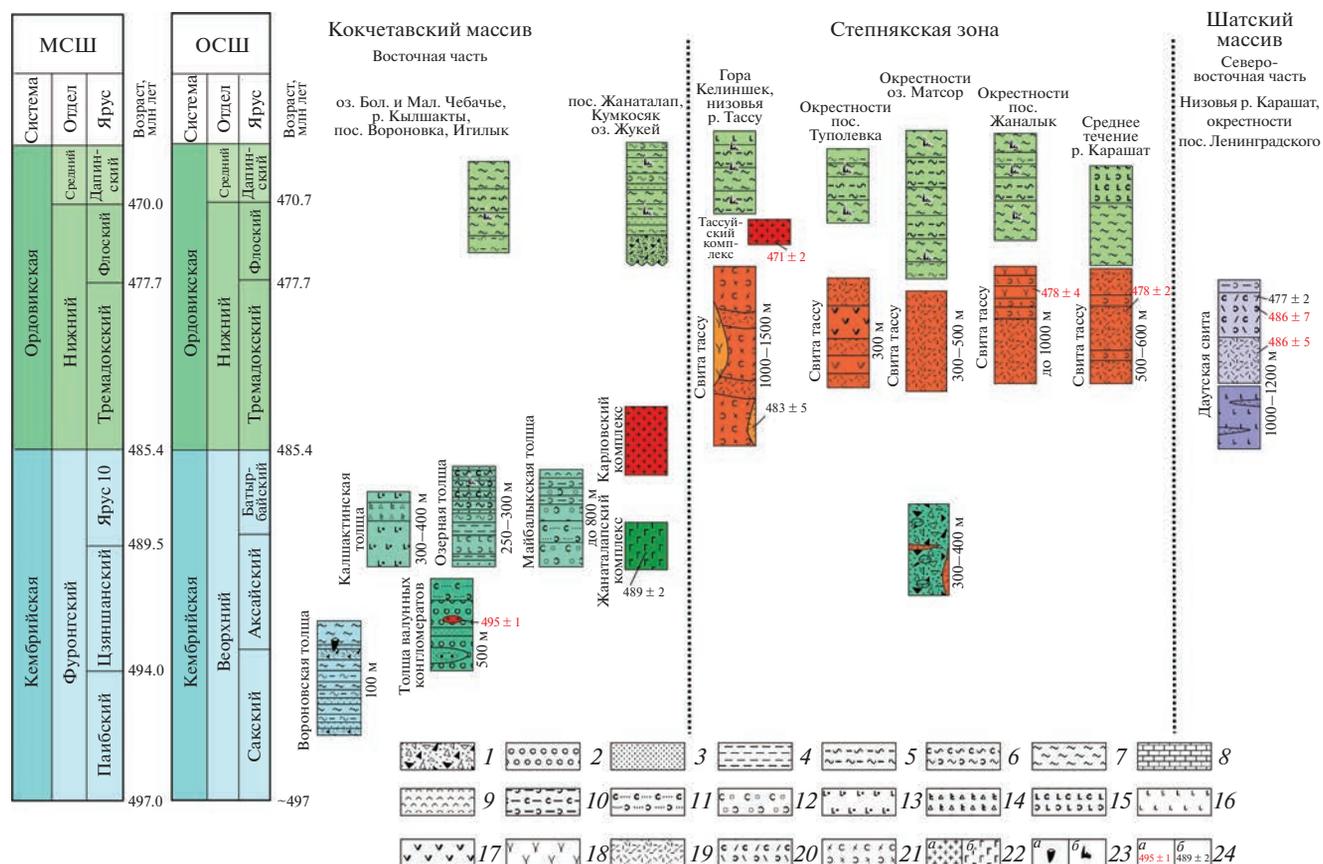


Рис. 18. Схема корреляции верхнекембрийских и нижнеордовикских комплексов Северного Казахстана. Аббревиатуры: МСШ – Международная стратиграфическая шкала (по [48]); ОСШ – Общая стратиграфическая шкала, (по [37]).

1 – осадочные брекчии и конглобрекчии; 2 – конгломераты, в том числе валунные; 3 – песчаники; 4 – алевролиты; 5 – кремнистые алевролиты; 6 – кремнистые туффиты; 7 – кремни, яшмы, фтаниты; 8 – известняки; 9 – туффиты; 10 – туфоалевролиты; 11 – туфопесчаники; 12 – туфоконгломераты; 13 – щелочные базальты; 14 – лавобрекчии щелочных базальтов; 15 – туфы основного состава; 16 – базальты; 17 – дациты и трахидациты; 18 – трахириолиты и трахиты; 19 – риолиты; 20 – туфы кислого состава; 21 – туфы и туфобрекчии трахириолитов; 22 – plutonic породы: а – граниты, б – габбро и щелочные габбро; 23 – местонахождение: а – губок, б – конодонтов; 24 – U–Pb оценки возраста (млн лет): а – полученные данные, б – по данным [38, 51]

Института микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (г. Черноголовка, Московская обл., Россия) методами атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре ICAP-61 (фирма Thermo Jarrell Ash, США) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (редкие и редкоземельные элементы) на спектрометре X-7 (фирма Thermo Elemental, США). Изотопные исследования проводились в лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург, Россия) на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI (Германия).

Вулканические породы даутской свиты

Вулканические породы даутской свиты характеризуются контрастным базальт-риолитовым составом пород (рис. 19, а; Suppl. 1: Tabl. S1). Ба-

зальты имеют высокие глиноземистость ($Al_2O_3 = 17.5–19.8$ мас. %) и известковистость ($CaO = 8.2–10.6$ мас. %) при невысокой железистости ($FeO^*/FeO^* + MgO 0.6–0.77$), что определяет их принадлежность к известково-щелочной серии.

Отсутствие обеднения тяжелыми РЗЭ ($(Gd/Yb)_n = 1.4–2$) и низкие соотношения Nb/Yb (1.5–2.6) позволяют предполагать образование расплавов при частичном плавлении верхней мантии на глубинах, отвечающих генерации MORB-базальтов [76] (см. рис. 19, б, г).

Высокие концентрации в базальтах таких несовместимых элементов как Cs, Rb, Sr, Ba, Th свидетельствует об участии флюидизированного мантийного вещества, что характерно для надсубдукционного магматизма (см. рис. 19, б, г).

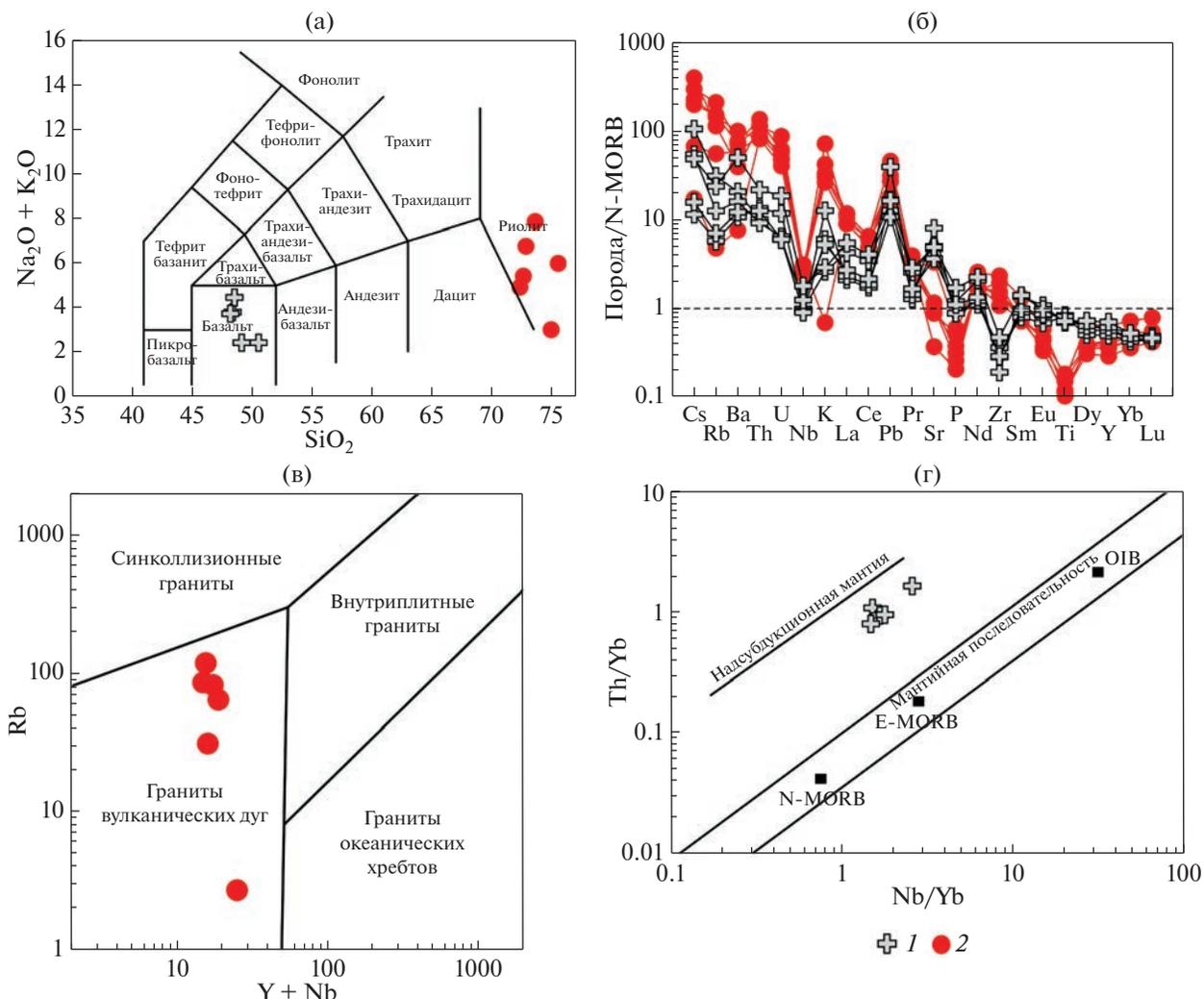


Рис. 19. Петро-геохимические характеристики эффузивных пород даутской свиты. (а) – диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (по [70]); (б) – мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии (по [84]), для эффузивов основного и кислого состава; (в) – диаграмма $\text{Rb} - \text{Y} + \text{Nb}$ для эффузивов кислого состава (по [77]); (г) – диаграмма $\text{Th}/\text{Yb} - \text{Nb}/\text{Yb}$ для эффузивов основного состава (по [76]). 1–2 – породы даутской свиты: 1 – базальты и туфы основного состава, 2 – риолиты и туфы риолитов

Кислые эффузивы соответствуют риолитам ($\text{SiO}_2 \sim 72.3-75.5$ мас. %; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - 3-7.8$) известковистой и известково-щелочной (MALI – 2.3–7) серий, имеют высокую глиноземистость (ASI – 1–2) и низкую железистость ($\text{FeO}^*/\text{FeO}^* + \text{MgO} 0.58-0.75$) [61].

Для риолитов характерен дифференцированный спектр распределения РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n 7-17$), обеднение Nb, Ti, Sr, что также указывает на их надсубдукционное происхождение (см. рис. 19, б).

Такое предположение подтверждается и соотношением $\text{Rb} - \text{Y} + \text{Nb}$, характерным для кислых пород островных дуг [77] (см. рис. 19, в).

Широкие вариации $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0.01–2.6) в риолитах и их изотопные составы Nd ($\epsilon\text{Nd}(\text{T})$:

от – 3.6 до – 0.8), $t\text{Nd}(\text{DM}) = 1.09-1.51$ млрд лет) (табл. 3) позволяют предполагать участие в образовании расплавов вещества докембрийской континентальной коры, что указывает на сиалический фундамент островодужной постройки, в пределах которой происходило формирование вулканогенно-осадочных пород даутской свиты.

Вулканические породы свиты тассу и гранитоиды тассуйского комплекса. Эффузивы свиты тассу по соотношениям $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ образуют серию от трахиандезитов до трахириолитов (рис. 20, а).

Большая часть эффузивов принадлежит щелочно-известковистой, щелочной серии, характеризуется умеренной и повышенной глиноземистостью и железистостью (см. рис. 20, б, в, г).

Таблица 3. Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований вулканитов и гранитоидов Северного Казахстана

№№	№ проб	Возраст млн лет	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	t_{DM} (млн лет)
1	STP-021	480	10.70	45.6	0.1418	0.512541	1.5	1292
2	STP-022/2	480	5.34	24.6	0.1310	0.512587	3.0	1040
3	STP-007	480	6.71	29.8	0.1358	0.512672	4.4	937
4	STP-22/3	480	5.28	24.9	0.1281	0.512593	3.3	994
5	STP-025	480	10.39	48.6	0.1293	0.512557	2.6	1073
6	Д-1164	480	7.46	40.88	0.1104	0.512368	0.0	1155
7	Д-1172	480	63.22	281.81	0.1356	0.512413	-0.6	1440
8	Z-9019	480	2.07	13.37	0.0936	0.512206	-2.1	1198
9	Z-14198	480	5.00	24.2	0.1248	0.512577	3.2	985
10	Z-14195	480	4.18	20.3	0.1246	0.512581	3.3	976
11	Z-1023	480	1.36	6.34	0.1301	0.511919	-10.0	2238
12	Z-1030	480	7.25	35.56	0.1233	0.511918	-9.6	2073
13	Z-1059	480	4.16	23.78	0.1057	0.511743	-11.9	1982
14	Z-1104	480	3.67	19.77	0.1123	0.511974	-7.8	1765
15	Z-12263	480	2.09	11.23	0.1123	0.511860	-10.0	1935
16	Z-1231	480	6.14	31.60	0.1174	0.511878	-10.0	2009
17	Z-1232	480	7.65	41.46	0.1116	0.511715	-12.8	2136
18	Z-1105	480	4.23	14.71	0.1738	0.512074	-9.6	2021
19	Z-12304	480	2.73	14.34	0.1152	0.512339	-0.8	1256
20	Z-1314	480	2.32	14.06	0.0999	0.512243	-1.8	1215
21	Z-1069	480	2.09	15.16	0.0832	0.512210	-1.4	1099
22	Z-1070	480	2.06	10.43	0.1192	0.512211	-3.6	1513
23	Z-1026	480	1.42	10.74	0.0802	0.511898	-7.1	1429
24	Z-1032	480	2.49	13.06	0.1152	0.511814	-11.0	2061

Примечание. 1–8 – кислые вулканические породы свиты тассу; 9–10 – граносиениты тассуйского комплекса, 11–18 – граниты карловского комплекса; 19–22 – кислые вулканиты даутской свиты; 23, 24 – трондьемиты жанаталапского комплекса.

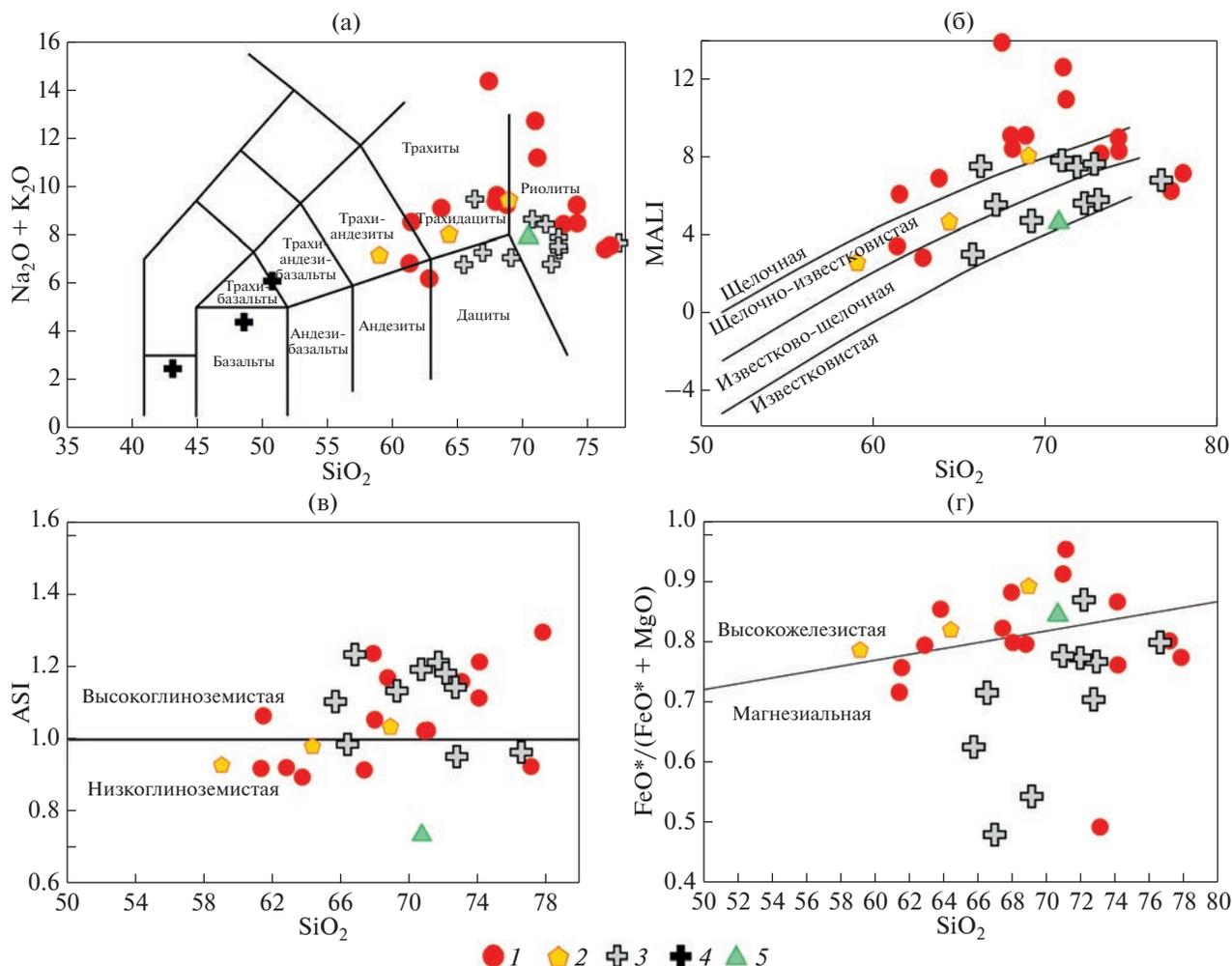


Рис. 20. Петрохимические характеристики кислых магматических пород верхнего кембрия и нижнего ордовика Степнянской зоны и востока Кокчетавского массива. (а) – диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (по [70]); (б)–(г) – диаграммы (по [61]): (б) – $\text{SiO}_2 - \text{MALI}$ ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$), (в) – $\text{SiO}_2 - \text{ASI}$ ($\text{Al}/\text{Ca} - 1.67\text{P} + \text{Na} + \text{K}$), (г) – $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$. 1 – эффузивы свиты тассу; 2 – граниты тассуйского комплекса; 3–4 – породы карловского комплекса: 3 – граниты, 4 – габбро; 5 – граниты из валуна в толще валунных конгломератов и осадочных брекчий

Породы имеют широкие вариации K_2O , Na_2O и коэффициента агапитности (Ka), а между щелочами и SiO_2 не наблюдается отчетливой корреляции, что может быть связано с наложенными постмагматическими процессами (Suppl. 1: Tabl. S2).

Отношения Al_2O_3 и FeO^* , концентрации которых подвержены меньшим изменениям при постмагматических процессах, характерны для комендитов и комендитовых трахитов.

Породы Тассуйского плутона по соотношению Ab-An-Or, соответствуют гранодиоритам и гранитам, обладают петрохимическими особенностями ($\text{MALI} = 2.5-8$; $\text{ASI} = 0.9-1.03$; $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.78-0.89$) близкими с эффузивами свиты тассу (рис. 21).

Рост содержаний SiO_2 в эффузивах и гранитоидах сопровождается снижением концентраций всех петрогенных оксидов, за исключением K_2O и Na_2O . При этом между собой щелочи образуют линейную отрицательную зависимость, а суммарное содержание K_2O и Na_2O характеризуется ростом при переходе от трахиандезитов к риолитам и резким снижением в интервале SiO_2 от ~70 до ~80 мас. % (рис. 22).

Эффузивы и гранитоиды обладают и близким характером распределения редких и редкоземельных элементов. Породы при разном обогащении РЗЭ, демонстрируют дифференцированный спектр распределения $((\text{La}/\text{Yb})_n 2.7-15.8)$ с различно проявленной Eu-ой аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* 0.24-1.1$) (рис. 23, а).

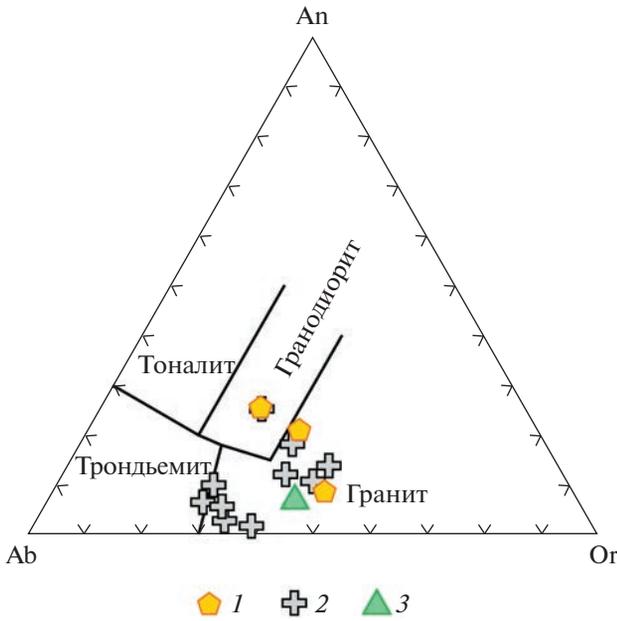


Рис. 21. Диаграммы нормативных составов в координатах Ab-An-Og с полями соответствующим кислым породам (по [44]) для гранитоидов Северного Казахстана.

1–3 – гранитоиды: 1 – тассуйского комплекса, 2 – карловского комплекса, 3 – из валуна в толще валунных конгломератов и осадочных брекчий

Для вулканитов и гранитоидов характерны высокие концентрации PЗЭ, Y, Th, Zr, Hf, на фоне обеднения Nb, Ti, Sr, P (см. рис. 23, б).

Близкие петро-геохимические особенности позволяют рассматривать гранитоиды тассуйского массива в качестве плутонических аналогов эффузивов свиты тассу и связывать их происхождение с эволюцией одного расплава.

Линейные зависимости между SiO₂ и петрогенными оксидами, проявленные в гранитах и эффузивах, являются результатом фракционной кристаллизации. Снижение концентраций FeO*, MgO, TiO₂, а также CaO, Sr и отрицательная корреляция Eu/Eu*, наблюдаемые в интервале значений SiO₂ от ~60 до ~70 мас. %, указывают на ведущую роль фракционирования темноцветного минерала (амфибола) и плагиоклаза. В более кислых разностях отрицательная корреляция K₂O, K₂O + Na₂O по мере увеличения SiO₂ от ~70 до ~80 мас. %, а также положительные линейные зависимости между Ba и Sr, отрицательные между Ba и Rb отражают удаление из расплава щелочно-

го полевого шпата на более поздних стадиях эволюции расплава. Фракционирование последнего представляется ведущим фактором эволюции кислых расплавов А-типа [55, 56].

Расчетные температуры насыщения родоначальных для эффузивов и гранитоидов расплавов цирконием (TZr среднее) составляют ~800°C (эффузивы) и ~780°C (граниты) [98]. При этом отсутствие ксеногенных ядер в акцессорных цирконах позволяет рассматривать полученные температуры насыщения Zr как минимальные [73]. На этом основании можно предполагать, что температуры плавления были выше 800°C, относить рассматриваемые образования к “горячему” типу гранитов и считать режим их образования высокотемпературным.

Эти особенности являются характерными чертами А-гранитов железистого типа. Принадлежность эффузивов и гранитов к А-типу подтверждается и расположением точек на фигуративных диаграммах FeO*/MgO – Zr + Nb + Ce + Y, CaO/(FeO* + MgO + TiO₂) – CaO + Al₂O₃ и Rb – Y + Nb (рис. 24).

Соотношение Y – Nb – Ce в этих породах характерно для гранитов типа А-2, происхождение которых связывают с плавлением пород континентальной коры [55, 56].

Петро-геохимические характеристики эффузивов и гранитов сопоставимы с продуктами плавления кварц-полевошпатовых пород континентальной коры [62].

Плавление метатоналитовых и метаграувакковых субстратов за счет дегидратационного плавления биотита в интервале $P = 4–8$ кбар приводит к образованию умеренно-глиноземистых, железистых расплавов. При более высоких давлениях образование в рестите клинопироксена вместо ортопироксена сопровождается увеличением магнезиальности и глиноземистости в расплавах (ASI 1.4–1.6) [75], а появлением в рестите граната приводит к обеднению расплавов тяжелыми PЗЭ и Y.

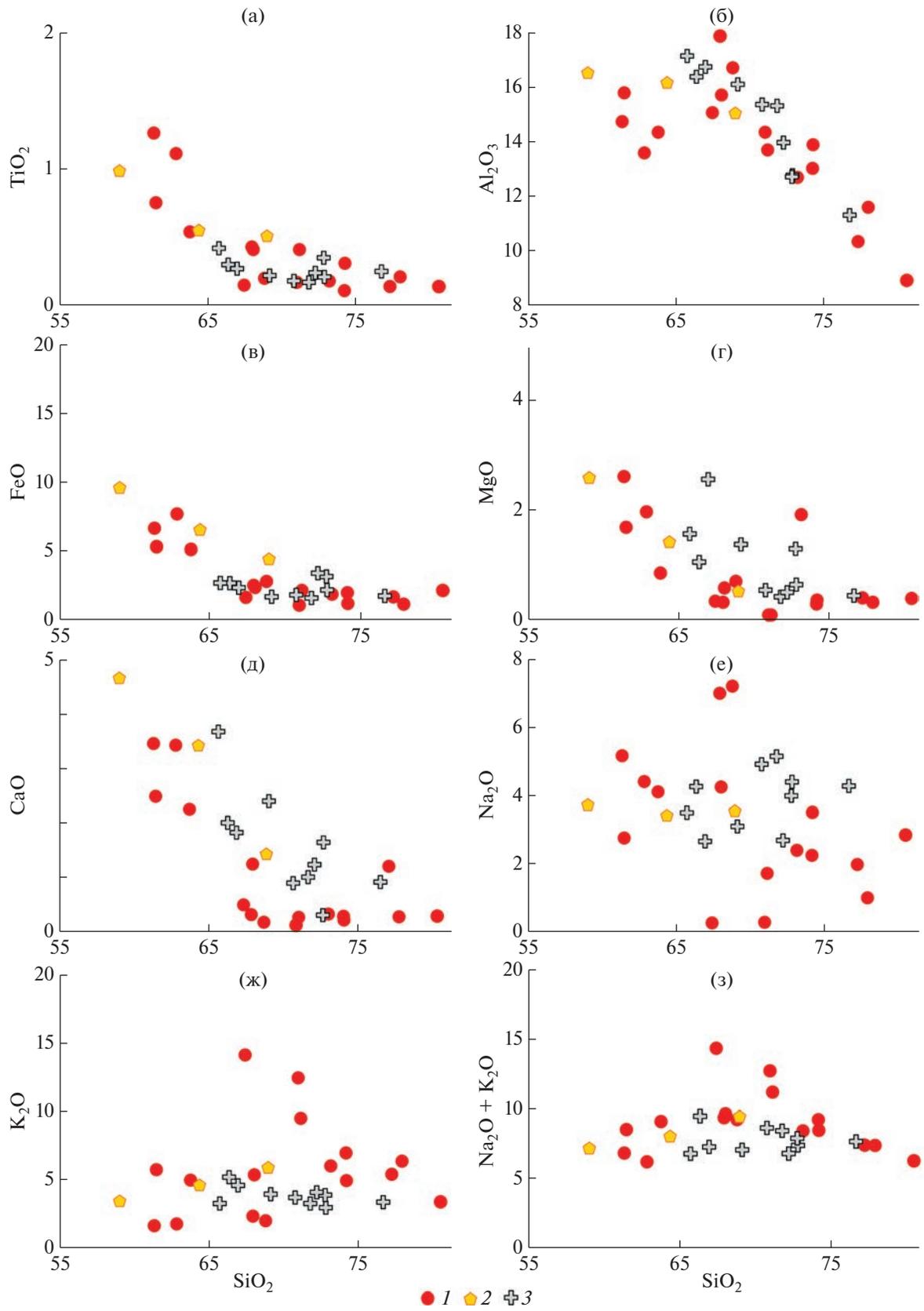
Высокая железистость эффузивов свиты тассу и гранитоидов тассуйского комплекса, умеренная глиноземистость и отсутствие обеднения тяжелыми PЗЭ и Y указывают на генерацию расплавов при плавлении кварц-полевошпатового источника при давлении не более 8 кбар.

Вариации изотопного состава Nd эффузивов и гранитов ($\epsilon Nd(T)$ от –2.1 до +4.4; $t(Nd)(DM) = 0.94–1.44$ млрд лет), вероятно, отражают плав-

Рис. 22. Вариационные диаграммы Харкера (мас. %) для кислых магматических пород нижнего ордовика Степнякской зоны и востока Кокчетавского массива.

(а) – SiO₂–TiO₂; (б) – SiO₂–Al₂O₃; (в) – SiO₂–FeO*; (г) – SiO₂–MgO; (д) – SiO₂–CaO; (ж) – SiO₂–K₂O; (з) – SiO₂–Na₂O + K₂O.

1 – эффузивы свиты тассу; 2–3 – гранитоиды: 2 – тассуйского комплекса, 3 – карловского комплекса



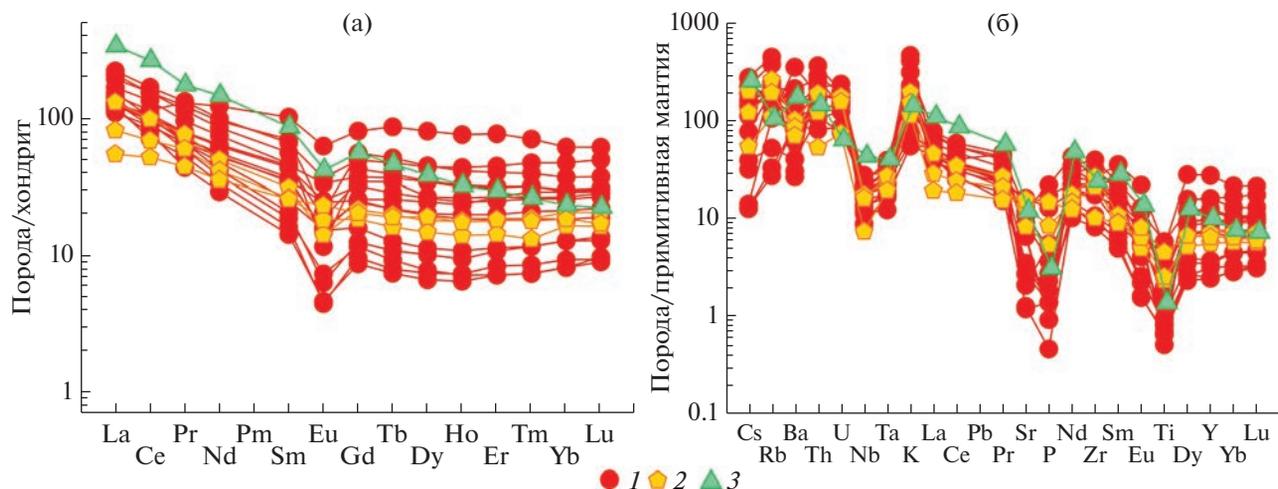


Рис. 23. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах кислого состава верхнего кембрия и нижнего ордовика Степнякской зоны и востока Кокчетавского массива. (а) – график распределения РЗЭ, нормированных по хондриту; (б) – мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии (по [84]). 1 – эффузивы свиты тассу; 2–3 – гранитоиды: 2 – тассуйского комплекса, 3 – из валуна в толще валунных конгломератов и осадочных брекчий

ление гетерогенного источника, сложенного породами с разной коровой предысторией (см. табл. 3).

Вулканические породы восточной части Кокчетавского массива

Данные породы представлены эффузивами, туфами и лапрофирами, входящими в состав кылшактинской, майбалыкской и озерной толщ. Эти породы имеют не только близкий минералогический состав, как было показано выше, но и обладают сходными петро-геохимическими характеристиками (Suppl. 1: Tabl. S3).

По соотношению $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2 + \text{K}_2\text{O}$ (рис. 25, а):

– базальты, обнаженные по берегу оз. Малое Чебачье, соответствуют трахибазальтам и трахиандезибазальтам ($\text{SiO}_2 - 46.7-51.2$ мас. %; $\text{Na}_2 + \text{K}_2\text{O} - 5.4-7.2$ мас. %);

– эффузивы по р. Кылшакты в районе пос. Вороновка соответствуют базанитам и тефритам ($\text{SiO}_2 - 43.8-47.5$ мас. %; $\text{Na}_2 + \text{K}_2\text{O} - 4.5-8$ мас. %).

По содержанию K_2O (1.4–6.5 мас. %; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - 0.4-1.9$) все вулканы относятся к шошонитовой серии и характеризуются высокой железистостью (0.55–0.7). Магнезиальность ($\text{MgO} - 4.68-10.54$ мас. %, $\text{Mg\#} 0.3-0.45$) и широкие вариации концентраций La (8.8–25.7 мг/г), Ce (21.9–56.5 мг/г) при незначительных вариациях концентраций тяжелых РЗЭ (Yb 1.3–2.2 мг/г; Lu 0.19–0.32 мг/г), позволяют рассматривать эффузивы как продукты кристаллизационной дифференциации более примитивных мантийных расплавов [43] (см. рис. 25, б).

Обогащение пород легкими РЗЭ и крупноионными литофильными элементами на фоне обеднения Nb, Ta, Zr, Hf указывает на участие в их образовании вещества сублитосферной мантии, что подтверждается и соотношением La/Yb и Nb/La [49] (см. рис. 25, в; рис. 26, а). Отсутствие значительного обеднения тяжелыми РЗЭ и относительно пологий характер распределения Ti–Yb части мультиэлементного спектра, предполагают отсутствие в составе рестила граната и формирование расплавов в поле стабильности шпинели [89] (см. рис. 26, б).

Высокие концентрации Th определяют положение точек составов эффузивов выше линии мантийной эволюции на диаграмме Th/Yb–Nb/Yb, что указывает на процессы контаминации расплавов веществом континентальной коры и предполагают внутриплитную обстановку формирования расплавов [76] (см. рис. 26, г). Повышенные на этом фоне отношения Th/Ta – 6.5–11.5 и La/Nb – 19–26, указывают на то, что сиалический материал был представлен верхней континентальной корой [74].

Высокая щелочность эффузивов ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - 3.43-8.11$ мас. %; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - 0.4-2$), а также высокие содержания Ba (в среднем 950 г/т) предполагают участие в составе источника калиевых минералов, таких как К-амфибол или флогопит, плавление которых также обеспечивает высокие концентрации Ba в расплаве [79]. Их присутствие указывает на метасоматическое обогащение источника расплавов надсубдукционными флюидами.

Лампрофиры, слагающие силлы и дайки среди эффузивов и вулканомиктовых песчаников,

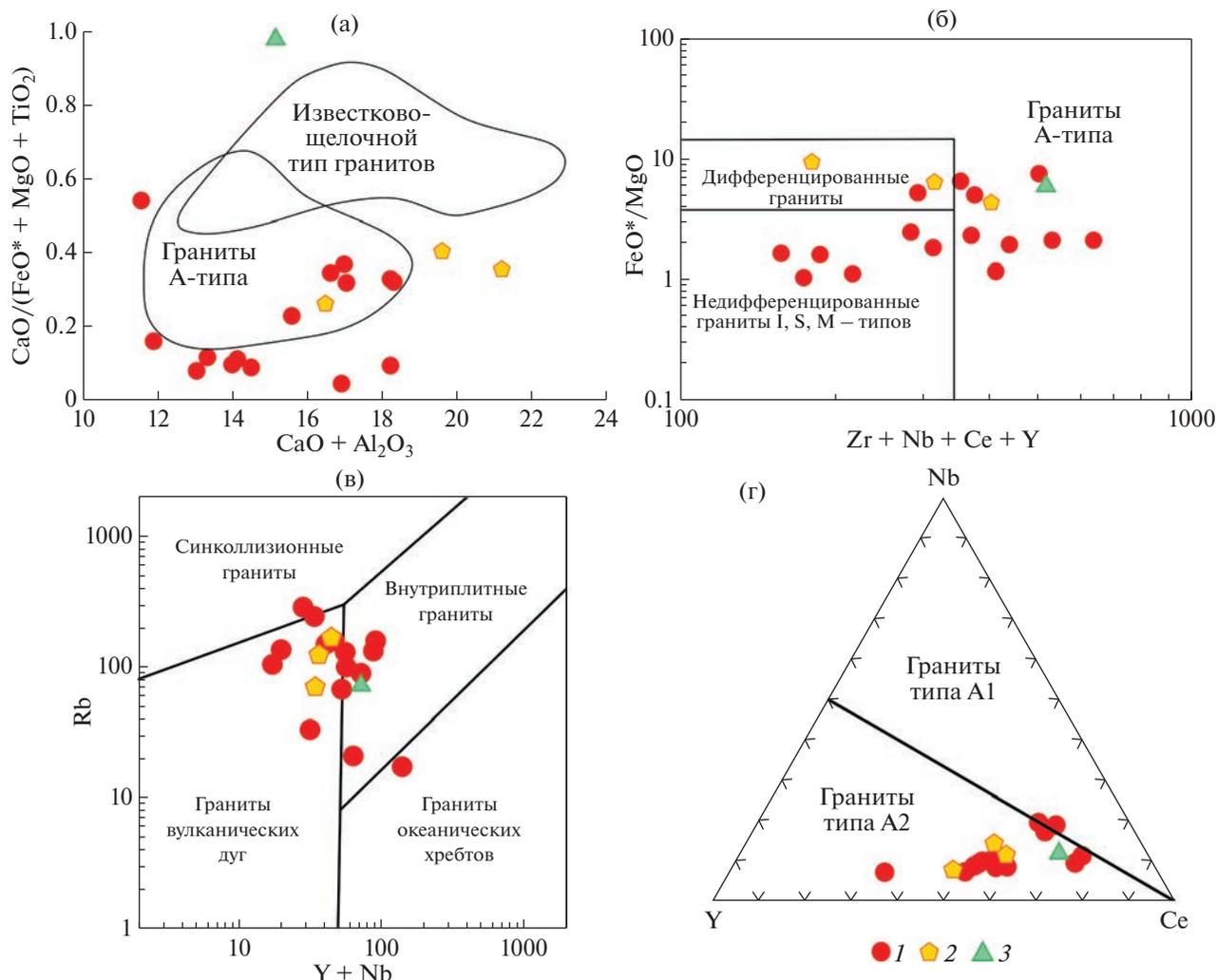


Рис. 24. Дискриминантные диаграммы для пород верхнего кембрия и нижнего ордовика Степнякской зоны и востока Кокчетавского массива. (а) – $\text{CaO}/(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - \text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$ (по [50]); (б) – $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ (по [90]); (в) – $\text{Rb} - \text{Y} + \text{Nb}$ (по [77]); (г) – $\text{Y} - \text{Nb} - \text{Ce}$ (по [55, 56]). 1 – эффузивы свиты тассу; 2–3 – гранитоиды: 2 – тассуйского комплекса, 3 – из валуна в толще валунных конгломератов и осадочных брекчий

по соотношению $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ соответствуют тефритам и трахиандезибазальтам ($\text{SiO}_2 - 45-57$ мас. %; $\text{Na}_2 + \text{K}_2\text{O} - 4.3-5.7$ мас. %) (см. рис. 25, а). По содержанию K_2O (2.4–4.15 мас. %) они относятся к шшонитовой и высококалийовой известково-щелочной сериям. По сравнению с базальтами они обладают более дифференцированным распределением РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n - 47-56$), что проявлено в значительно большем обогащении легкими РЗЭ (см. рис. 25, б).

Лампрофиры имеют повышенные концентрации Cs, Rb, Ba, Th, U, а также значительно меньше обедненны Nb–Ta, что характерно для производных обогащенного мантийного источника и подтверждается расположением точек составов

лампрофиров на диаграмме $\text{TiO}_2/\text{Yb} - \text{Nb}/\text{Yb}$ в области базальтов OIB (см. рис. 26, в). Соотношения $(\text{Th}/\text{Yb})_n$ указывают на образование расплавов на больших глубинах, чем для эффузивов – в поле стабильности граната (см. рис. 26, б).

Таким образом, особенности состава эффузивов и лампрофиров позволяют предполагать, что их формирование связано с процессами частичного плавления разных мантийных источников. Эффузивы являются производными расплавов, образованных во внутриплитной обстановке в результате плавления сублитосферной мантии в шпинелевой фации глубинности, испытавшей ранее метасоматическое обогащение в надсубдукционной обстановке. Однако образование

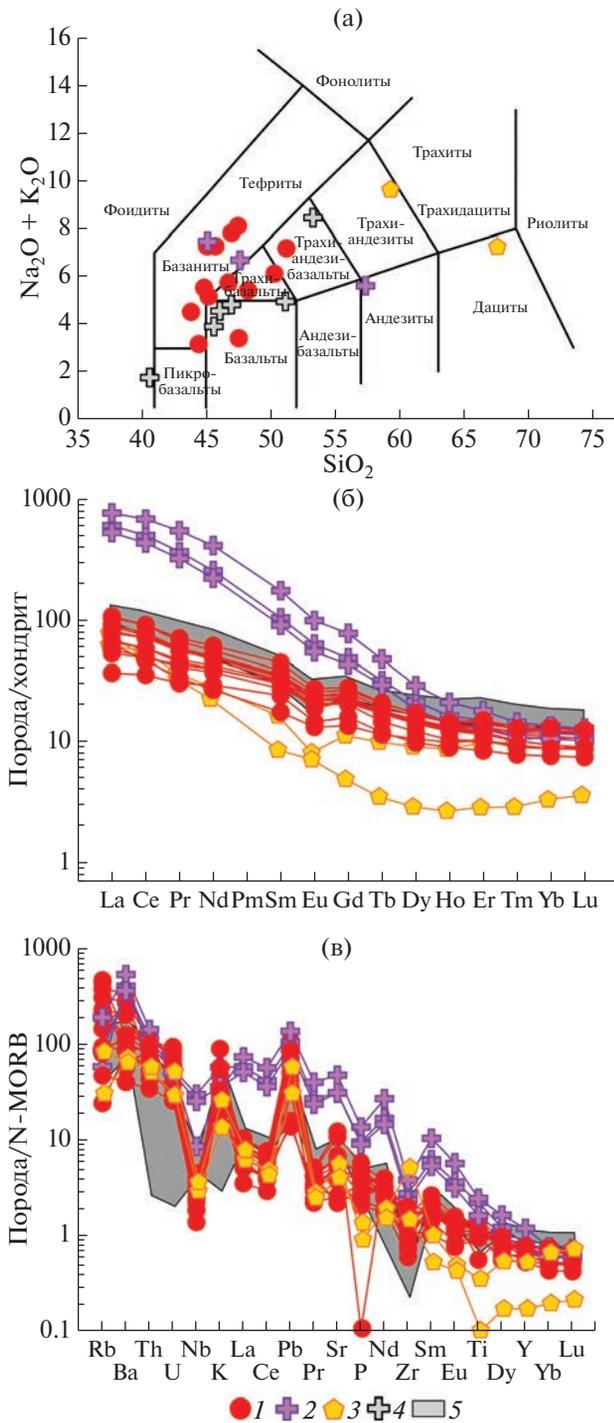


Рис. 25. Петро-геохимические характеристики верхнекембрийских пород основного состава восточной части Кокчетавского массива.

(а) – диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (по [70]); (б) – графики распределения РЗЭ, нормированных по хондриту (по [84]); (в) – мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на состав базальтов N-MORB (по [84]).

1 – эффузивы кышлактинской толщи; 2 – дайки и силлы лампрофиров в озерной толще; (3–5) – жанаталапский комплекс: 3 – плагиограниты, 4–5 – габбро

лампрофиров было связано с частичным плавлением более глубинного обогащенного мантийного источника, вероятно, не испытавшего переработки в надсубдукционной обстановке.

Плутонические породы восточной части Кокчетавского массива

Эти породы включают породы жанаталапского и карловского комплексов, а также гранитоиды из валуна в толще валунных конгломератов и осадочных брекчий.

Породы жанаталапского комплекса. Они представлены габброидами и трондьемитами. Габброиды ($\text{SiO}_2 - 46.13-53.34$ мас. %) комплекса принадлежат шошонитовой серии ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - 3.96-8.5$ мас. %; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - 1.06-3.77$), имеют низкую Mg (0.25–0.3), высокую железистость (0.7–0.75), что характерно для пород толеитовой серии (Suppl. 1: Tabl. S4).

На фоне общего обогащения РЗЭ, они обладают дифференцированным распределением РЗЭ – $(\text{La}/\text{Yb})_n 5-7$ (см. рис. 25, а). Положительные значения ΔNb в габброидах (0.2–1.8), указывают на генерацию родоначальных расплавов в результате плавления обогащенного источника [59]. Однако отсутствие выраженного обеднения тяжелыми РЗЭ, а также соотношения La/Yb и Nb/La и $\text{TiO}_2/\text{Yb}-\text{Nb}/\text{Yb}$ в габброидах, фигуративные точки состава которых попадают в область расплавов типа MORB и E-MORB, свидетельствуют об участии их источника в строении сублитосферной мантии в поле стабильности шпинели (см. рис. 25, а, в).

Принадлежность габброидов к шошонитовой серии с высокими содержаниями K_2O (3.13–4.37 мас. %), а также обогащение Ba (450–1983 г/т) свидетельствуют о метасоматической переработке мантийного источника в надсубдукционной обстановке. Обеднение Ta, Nb, Zr, Ti на фоне положительных значений La/Nb (1.6–3.3), вероятно, является следствием контаминации коровым веществом, что подтверждается и высокими Th/Yb отношениями, которые определяют положение фигуративных точек габброидов на диаграмме выше области базальтов N-MORB – OIB [87] (см. рис. 26, г). При этом наименее кремнекислые и дифференцированные разности габброидов обладают относительно низкими $(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{PM}} (\leq 1)$ и умеренными $(\text{La}/\text{Nb})_{\text{PM}}$, что позволяет предполагать в качестве корового вещества породы нижней континентальной коры [74].

Маломощные жилы и тела плагиогранитного состава, прорывающие габбро, по соотношению Ab-An-Or соответствуют трондьемитам известково-щелочной серии ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.1-0.3$).

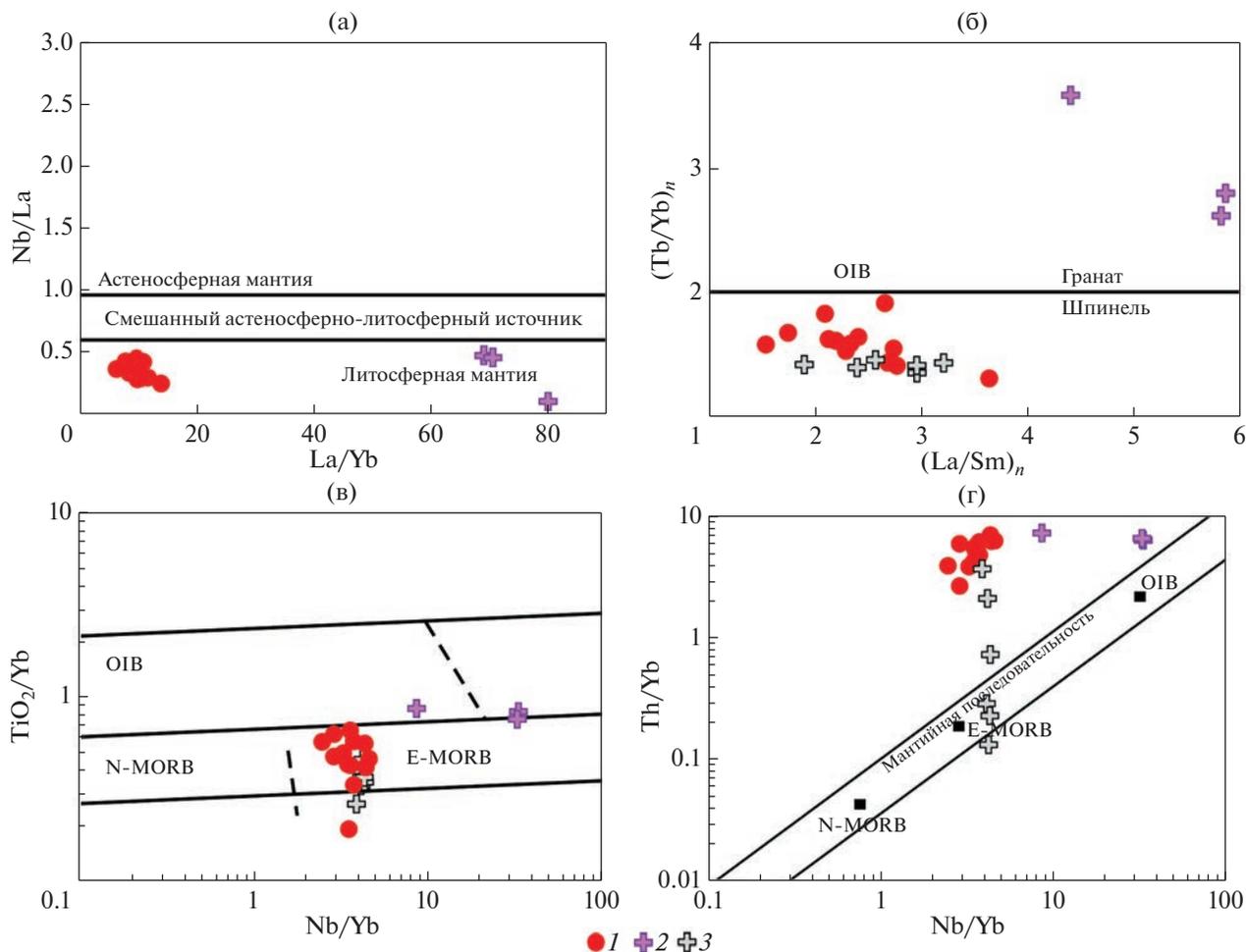


Рис. 26. Дискриминантные диаграммы для основных пород верхнего кембрия восточной части Кокчетавского массива. (а) – Nb/La – La/Yb (по [42]); (б) – (Tb/Yb)_n – (La/Sm)_n (по [89]); (в) – TiO₂/Yb – Nb/Yb; (г) – Th/Yb – Nb/Yb (по [76]). 1 – эффузивы кышлактинской толщи; 2 – дайки и силлы лапрофиров в озерной толще; 3 – габбро жанаталапского комплекса

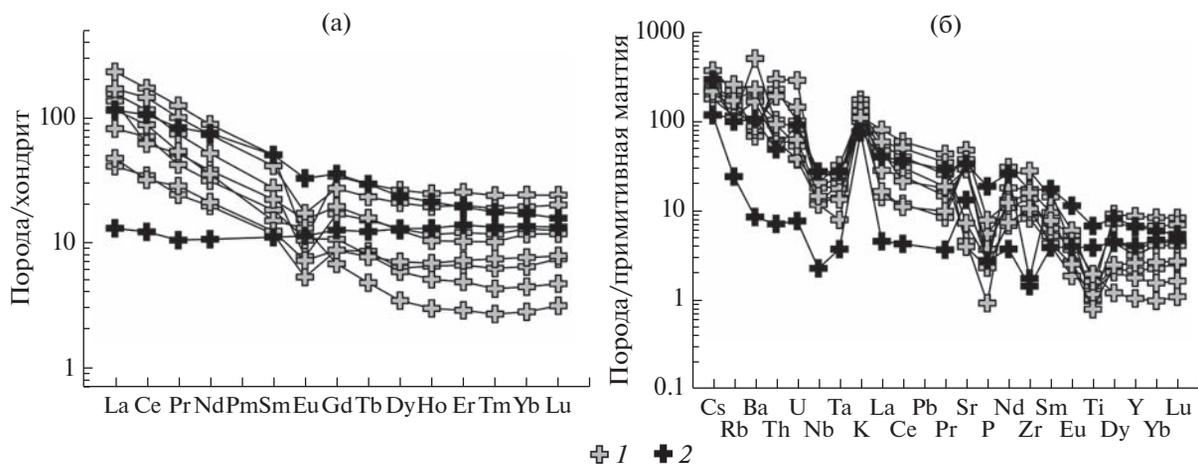


Рис. 27. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах карловского комплекса. (а) – график распределения РЗЭ, нормированных по хондриту; (б) – мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии (по [84]). 1 – граниты; 2 – габбро

Трондьемиты имеют низкую и умеренную глиноземистость ($ASI = 0.7-0.9$) и умеренную железистость ($FeO^*/(FeO^* + MgO) = 0.7-0.8$). По сравнению с габброидами они обладают более дифференцированным распределением РЗЭ (см. рис. 24, б). Большое обеднение трондьемитов промежуточными и тяжелыми РЗЭ, вероятно, является следствием фракционирования амфибола и плагиоклаза, что проявлено в росте La/Yb , Sr/Y и снижении Du/Yb отношений при увеличении кремнекислотности от габброидов к трондьемитам.

Изотопный состав Nd трондьемитов ($\epsilon Nd(t)$ от -10.9 до -7 ; $tNd(DM-2st) = 1.8-2.1$ млрд лет) указывают на участие в их формировании корового вещества и позволяют рассматривать в качестве контаминанта палеопротерозойские комплексы (см. табл. 3).

Породы карловского комплекса. Эти породы образуют бимодальную габбро-гранитную ассоциацию. Преобладающими в составе комплекса являются гранитоиды ($SiO_2 - 66.38-76.69$ мас. %; $Na_2O + K_2O - 6.8-9.5$ мас. %), которые по соотношению $Ab-An-Or$ в основном соответствуют гранитам и гранодиоритам (см. рис. 20, а; см. рис. 21; Suppl. 1: Tabl. S5).

Гранитоиды принадлежат известково-щелочной и щелочно-известковистой сериям, характеризуются высокой глиноземистостью и низкой железистостью (см. рис. 20, в, г). Линейные зависимости между SiO_2 и петрогенными оксидами, проявленные в гранитоидах, являются результатом фракционной кристаллизации (см. рис. 22). Снижение концентраций FeO^* , Al_2O_3 , MgO , TiO_2 , а также CaO , Sr и отрицательная корреляция Eu/Eu^* указывают на ведущую роль фракционирования темноцветного минерала (амфибола) и плагиоклаза. Гранитоиды обладают в различной степени дифференцированными распределениями РЗЭ (рис. 27, а).

Габброиды ($SiO_2 - 43.2-50.6$ мас. %; $Na_2O + K_2O - 2.6-6.1$ мас. %) с содержаниями TiO_2 ($0.83-1.45$ мас. %) и высокой железистостью ($FeO^*/(FeO^* + MgO) - 0.62-0.69$) относятся к породам толеитовой серии. Эти породы в разной степени обогащены легкими РЗЭ ($(La/Yb)_n - 0.9-6.3$) на фоне отсутствия обеднения тяжелыми РЗЭ и Y, что может свидетельствовать либо о различных в степенях частичного плавления, либо о разной степени контаминации расплавов коровым веществом. Такие предположения подтверждаются обеднением Nb и обогащением Th (см. рис. 27, б). Положительные значения ΔNb ($0.5-1.2$) указывают на обогащенный состав источника габброидов, что позволяет рассматривать их как производные плавления сублитосферной мантии [58].

Гранитоиды обогащены крупноионными литофильными элементами, в первую очередь Sr и Ba (см. рис. 27, б). Их высокие концентрации, особенно в гранодиоритах ($Sr - 615-990$ г/т, $Ba - 1200-3500$ г/т), на фоне деплетирования тяжелыми РЗЭ, отсутствия Eu-аномалии и высоких содержаний $Na_2O + K_2O$ характерны для Sr-Ba типа гранитов. Это позволяет предполагать, что одним из источников расплавов могла являться субконтинентальная литосферная мантия [60, 78, 85].

Петро-геохимические характеристики гранитоидов сопоставимы с продуктами плавления кварц-полевошпатовых пород континентальной коры [62]. Высокая глиноземистость ($ASI - 0.96-1.2$) и магнезиальность ($FeO^*/(FeO^* + MgO) - 0.47-0.87$) характерны для расплавов, возникающих при дегидратационном плавлении биотита метатоналитовых, метаграувакковых субстратов с образованием в рестите клинопироксена и граната [75]. Участие граната в рестите подтверждается и обеднением тяжелыми РЗЭ ($Lu/Tb 0.4-0.7$), что свидетельствует об образовании расплавов при давлении >8 кбар [72].

На дискриминантных диаграммах фигуративные точки наименее дифференцированных гранитоидов карловского комплекса тяготеют к полям постколлизиионных гранитов А-типа, а соотношения Y - Nb - Ce указывают на участие в их образовании пород континентальной коры [55] (рис. 28). Такое предположение подтверждают данные об изотопном составе Nd ($\epsilon Nd(T)$ от -7.8 до -12.8 ; $tNd(DM) 1.76-2.24$ млрд лет) гранитоидов, свидетельствующие что основным компонентом расплавов являлись комплексы раннедокембрийской континентальной коры (см. табл. 3).

Таким образом, карловский комплекс представляют собой габбро-гранитную ассоциацию, формирование которой происходило во внутритриплитной обстановке и сопровождалась частичным плавлением субконтинентальной литосферной мантии и нижней континентальной коры, сложенной комплексами раннедокембрийского возраста.

Породы, слагающие валун в толще валунных конгломератов и осадочных брекчий. Эти породы соответствуют гранитам ($SiO_2 - 70.52$ мас. %; $Na_2O + K_2O - 7.89$ мас. %) известково-щелочной (MALI - 4.5), железистой серии ($FeO^*/(FeO^* + MgO) - 0.85$) и характеризуются низкой глиноземистостью ($ASI - 0.73$) (см. рис. 20; см. рис. 21; см. Suppl. 1: Tabl. S5).

Граниты обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых ($(La/Yb)_n - 13.6$) и обладают отрицательной Eu-ой аномалией ($Eu/Eu^* - 0.6$). Для них характерны высокие концентрации Cs, Rb, Ba, Y,

Th, Zr, Hf, на фоне незначительного обеднения Nb, Ta, Sr, P, Ti, что сближает их с гранитами А-типа. Это предположение подтверждается и расположением на фигуративных диаграммах $FeO^*/MgO - Zr + Nb + Ce + Y$ и $Rb - Y + Nb$ [77, 90] (см. рис. 24, б, в). Соотношение $Y-Nb-Ce$ в этих породах характерно для гранитов типа А-2, происхождение которых связано с плавлением пород континентальной коры [55, 56] (см. рис. 24, г).

ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕКЕМБРИЙСКИХ И НИЖНЕОРДОВИКСКИХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

Осадочные комплексы восточной части Кокчетавского массива

Эти комплексы представлены верхнекембрийскими кремнисто-терригенными и грубообломочными толщами.

Кремнисто-терригенная вороновская толща представляет собой флишеподобную последовательность, в которой преобладают неритмичные пачки, реже встречаются ритмичные тонко терригенные пласты и горизонты “дикого” флиша.

Горизонты “дикого” флиша представляют собой первично оползневые грубые брекчии, в которых обломки пород сложены плохо окатанными кремнями, фтанитами и кремнистыми алевролитами, а также докембрийскими кварцитами и сланцами. Особенностью, рассматриваемой флишеидной толщи, является кремнистый состав средних частей элементарных ритмов, представленный насыщенным кремнеземом осадком, который, вероятно, сносился с мелководья, заселенного губками, в более глубокие части бассейна.

Об этом свидетельствуют многочисленные спикеры кремневых губок в средних тонкозернистых частях ритмов. Надо отметить, что, начиная с ордовика, пелагические (радиоляриевые и диатомовые) кремни типичны для завершающей пелитовой части ритмов турбидитовых циклитов, сложенных терригенными или карбонатными породами [57]. Однако турбидиты, в которых зернистые средние части ритмов содержат обильные радиолярии и спикеры губок, известны только в мезозое [83]. Подобные образования палеозойского, а тем более раннепалеозойского, возраста ранее не описывались.

В толще валунных конгломератов и осадочных брекчий преобладают грубообломочные породы, при этом окатанность обломочного материала меняется от хорошо окатанных почти изометричных галек до совершенно не окатанных обломков, характерно присутствие глыб кварцитов и пород с градиционной слоистостью.

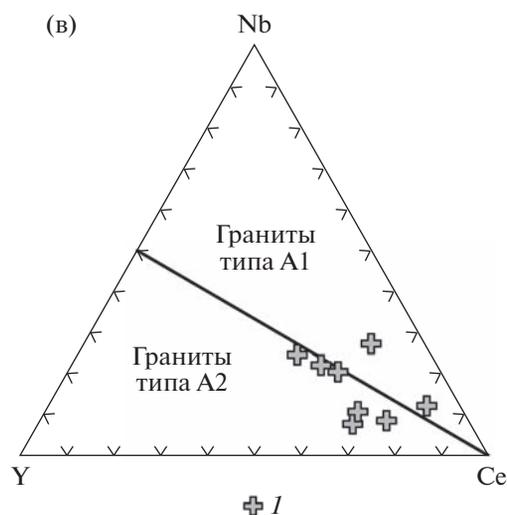
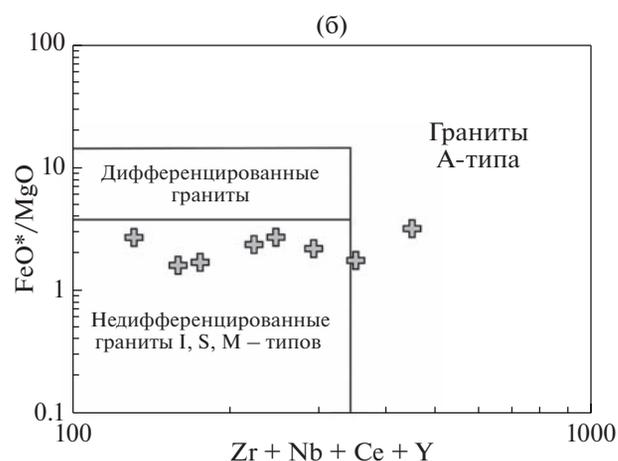
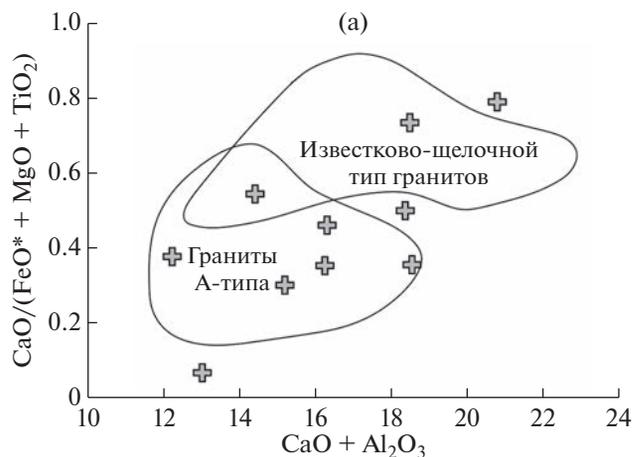


Рис. 28. Дискриминантные диаграммы для гранитов карловского комплекса.
(а) — $CaO/(FeO^* + MgO + TiO_2) - CaO + Al_2O_3$ (по [50]); (б) — $FeO^*/MgO - Zr + Nb + Ce + Y$ (по [90]); (в) — $Y - Nb - Ce$ (по [55, 56]).
I — граниты карловского комплекса

Обломочный материал в этой толще представлен в основном докембрийскими комплексами Кокчетавского массива, в тоже время присутствуют обломки гранитоидов верхнего кембрия, вулканитов кислого и основного состава, которые в коренном залегании пока не обнаружены.

Исключительное разнообразие литологических разностей осадочных пород, невыдержанность фаций, быстро сменяющих друг друга как по латерали, так и в разрезе свидетельствует о формировании осадочных толщ на склоне и в донных областях прогибов (или разных частях одного прогиба) средних глубин, характеризующихся сильным расчленением палеорельефа со сложными уступами и поднятиями. Уступы, являющиеся источниками крупных глыб и более мелких обломков, были сложены различными более древними комплексами Кокчетавского массива.

Осадконакопление проходило к тектонически нестабильной обстановке, при которой обломочный материал поступал в бассейн неравномерно, часто в виде несортированных и неокатанных свалов резко сменяющих относительно тонко-слоистые ритмичные осадки.

*Вулканогенно-осадочные толщи
и габброиды жанаталапского комплекса
восточной части Кокчетавского массива*

Они имеют сходные особенности состава пород и близкий возраст, что позволяет связывать их образование с одним магматическим этапом. Изотопно-геохимические особенности пород указывают на участие в образовании их расплавов разных источников.

Эффузивы и габброиды жанаталапского комплекса являются производными расплавов, образованных в шпинелевой фации глубинности при плавлении сублитосферной мантии, ранее испытывавшей метасоматическую переработку в надсубдукционной области. Лампрофиры, участвующие в строении вулканогенно-осадочных толщ, были образованы в результате кристаллизации расплавов, образованных при плавлении обогащенного мантийного источника в гранатовой фации глубинности. При этом как вулканические, так и плутонические разности обладают признаками контаминации исходных расплавов веществом континентальной коры.

Формирование вулканогенно-осадочных толщ и габброидов в конце позднего кембрия можно связывать с процессами растяжения континентальной коры, вызванной поднятием мантийного диапира магматических комплексов, которое происходило в тыловой области активной континентальной окраины.

*Кислые щелочные вулканиты свиты тассу
и гранитоиды тассуйского
и карловского комплексов*

Они формировались на протяжении одного этапа магматизма, что подтверждается данными об их возрастах и сходством геохимических особенностей, которые сближают эти породы с аноксигенными гранитами. Источниками расплавов для пород кислого состава, вероятно, являлись породы с разной коровой предысторией, а габброиды карловского комплекса имели обогащенный ювенильный мантийный источник.

На основании имеющихся данных можно предполагать, что формирование кислых щелочных вулканитов и гранитоидов нижнего ордовика связано с процессами растяжения и плавления комплексов более древней континентальной коры во внутриплитных обстановках.

*Гранитоиды из валуна в толще
валунных конгломератов и осадочных брекчий*

Обладают сходными геохимическими характеристиками и также были сформированы во внутриплитных условиях за счет плавления комплексов континентальной коры.

*Базальты, риолиты
и их туфы даутской свиты*

Имеют геохимические особенности пород, формирование которых происходило в надсубдукционных обстановках в пределах островной дуги.

Сведения об источниках магматических пород кислого состава могут быть получены на основании анализа данных об изотопном составе Nd, которые имеются только для нижнеордовикских комплексов (см. табл. 3, рис. 29). Эти данные позволяют считать, что источником этих пород являлась докембрийская континентальная кора, которая являлась фундаментом как для островодужных вулканитов фронтальной области, так и для щелочных кислых эффузивов и гранитоидов области тылового растяжения. При этом отчетливо выделяются две группы источников пород кислого состава.

К первой группе относятся раннедокембрийские коровые источники ($tNd(DM)$ 1.76–2.24 млрд лет), которыми обладают только гранитоиды карловского комплекса восточной части Кокчетавского массива.

Вторая группа объединяет позднедокембрийские коровые источники ($tNd(DM)$ 0.94–1.51 млрд лет), производными которых являются комплексы Степнякской зоны и северо-востока Шатского массива.

ОСОБЕННОСТИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

Пристальное внимание к проблемам тектонической эволюции Северного Казахстана в раннем палеозое, которое отмечается в последние десятилетия, вызвано открытием в начале 1990-х гг. раннекембрийского (пик ~530 млн лет) высокобарического и ультравысокобарического метаморфизма, которому подверглись осадочные и магматические породы Кокчетавского массива [41, 46].

В последующие годы отечественными и зарубежными исследователями были предложены различные модели раннепалеозойской тектонической эволюции Северного Казахстана, в которых рассматривались как процессы формирования раннекембрийских высокобарических комплексов, так геологическая история этого региона в кембрии—ордовике [16, 19–21, 36, 51, 63, 86].

В этих моделях ключевым событием раннепалеозойской эволюции Северного Казахстана является образование высокобарических и ультравысокобарических алмазоносных метаморфических комплексов Кокчетавского массива, которое связывается с тектоническим расслоением его коры на отдельные пластины и их погружением в зоне субдукции на глубины от 35 до 150 км. Такая модель формирования высокобарических комплексов является наиболее аргументированной и подтверждается многочисленными определениями P – T параметров метаморфизма различных пород и находками коэсита. Возможность субдукции континентальной коры на глубины более 150 км подкрепляется также и экспериментальными данными. При этом было показано, что наиболее глубокое погружение испытывает относительно тонкий слой континентальной коры, мощность которого по некоторым оценкам не превышает 2 км [86].

В соответствии с рассматриваемыми моделями формирования высокобарических комплексов предполагается, что в зону субдукции погружаются образования, участвующие в строении пассивной окраины блока с континентальной корой (в основном различные осадочные породы). При этом бассейн с корой океанического типа, разделявший континентальный блок и островную дугу, закрывается, а его комплексы либо входят с состав аккреционной призмы, либо поглощаются в зоне субдукции.

Основная проблема этих моделей связана с реконструкциями латерального ряда структур на этапе, предшествующем субдукции пассивной окраины под островную дугу и их коллизии. Среди известных в Северном и сопредельных регионах Казахстана комплексов эдиакария—начало

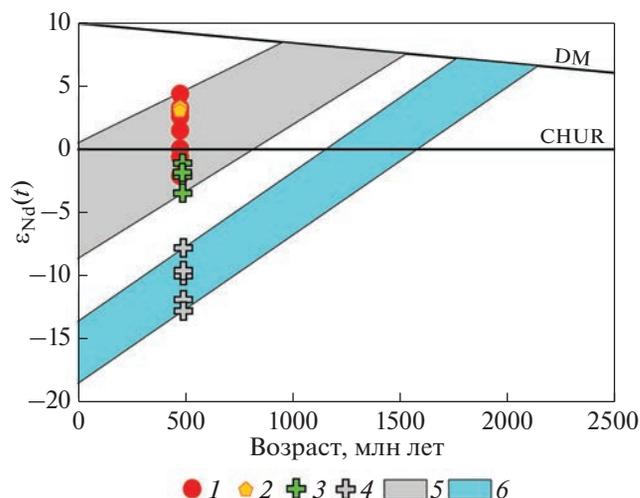


Рис. 29. Диаграмма эволюции изотопного состава Nd для нижнеордовикских магматических пород кислого состава в Северном Казахстане.

Обозначено: DM – линия изотопной эволюции деплетированной мантии (по [54]); CHUR – однородный хондритовый резервуар (по [64]).

1 – кислые вулканы свиты тассу; 2 – кислые эффузивы и туфы даутской свиты; 3–4 – гранитоиды комплексов: 3 – тассуйского, 4 – карловского; 5–6 – поля изотопных составов источников магматических пород кислого состава: 5 – позднекембрийского возраста, 6 – раннекембрийского возраста

кембрия не выявлены образования, формирование которых могло происходить в пределах островных дуг или бассейнов с океанической корой. Для океанических комплексов можно предполагать их полное поглощение при субдукции и последующей коллизии, однако для островодужных образований применение такого подхода вряд ли возможно.

В связи с этим многие исследователи предлагали различные варианты местонахождения эдиакарских островодужных комплексов в структуре палеозойда Казахстана. Обзор этих представлений дан в работе [51], где было показано, что ни одно из них не может считаться удовлетворительным. Также оказалось неверным и предположение авторов этой работы о неопротерозойском возрасте даутской свиты северо-востока Шатского массива, а выделенная на этом основании Даутская островная дуга по полученным нами данным оказалась гораздо более молодой. Поэтому в настоящее время можно гипотетически предполагать существование латерального ряда структур активной окраины эдиакария—начало кембрия, из комплексов которой сохранились только образования пассивной окраины, расчлененные на ряд тектонических пластин, метаморфизованных в разной степени при погружении в зону субдукции.

Затем, когда наиболее глубоко субдуцированные фрагменты комплексов пассивной окраины достигают глубин 150–200 км, под действием сил выталкивания начинается эксгумация погруженных блоков континентальной коры [45]. В метаморфических породах процессам эксгумации соответствуют $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ оценки возраста мусковита, фенгита и амфибола в интервале 525–485 млн лет, свидетельствующие об охлаждении пород до температур 300–400°C, которое обычно связывается с их выводом на коровые уровни. С этими процессами, вероятно, связано частичное плавление метаморфических пород с образованием небольших тел гранитов и мигматитов [36].

В соответствии с принятой моделью, после коллизии континентального блока и островной дуги обычно происходит изменение полярности субдукции, а пассивная континентальная окраина, к которой теперь причленены комплексы островной дуги, превращается в активную окраину.

Можно предположить, что эксгумация высокобарических метаморфических комплексов Кокчетавского массива была связана, в том числе и с процессами растяжения в тыловой части новой активной окраины, где в это время мог располагаться Кокчетавский массив. В пределах рассматриваемой части Северного Казахстана не выявлены комплексы раннего, среднего и начала позднего кембрия (в интервале от 530 до 495 млн лет), поэтому рассмотрение особенностей его эволюции в течение этого времени не представляется возможным. Только с середины позднего кембрия (~495 млн лет) мы можем делать предположения об обстановках формирования комплексов и режиме развития континентальной окраины.

С середины позднего кембрия и до конца раннего ордовика в эволюции этой окраины могут быть выделены два этапа:

- позднекембрийский (~495–489 млн лет);
- раннеордовикский (~485–475 млн лет).

Вулканогенно-осадочные и плутонические комплексы, формирование которых происходило в течение этих этапов, различаются особенностями составов и обстановками формирования. Поэтому для каждого из этих этапов реконструированы латеральные ряды структур активной континентальной окраины, которые имеют свои особенности.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЛАТЕРАЛЬНЫХ РЯДОВ СТРУКТУР АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ ПОЗДНЕГО КЕМБРИЯ И РАННЕГО ОРДОВИКА

Позднекембрийский этап

Наиболее древние образования, относящиеся к этому этапу, представлены гранитоидами сере-

дины позднего кембрия (~495 млн лет) и базальт-риолитовой ассоциацией, возможно, того же возраста (слагают обломки в толще валунных конгломератов и осадочных брекчий). Они имеют внутриплитные геохимические характеристики, а их формирование, вероятно, связано с процессами растяжения в тыловой части активной окраины.

Во второй половине позднего кембрия процессы растяжения обусловили возникновение контрастного рельефа с уступами, сложенными докембрийскими ортогнейсами, сланцами и кварцитами, гранитами и вулканитами середины верхнего кембрия, и впадинами, которые заполнялись грубообломочными терригенными толщами. Эти толщи не имеют площадного распространения и приурочены только к нескольким участкам в восточной части Кокчетавского массива и на севере Степнякской зоны.

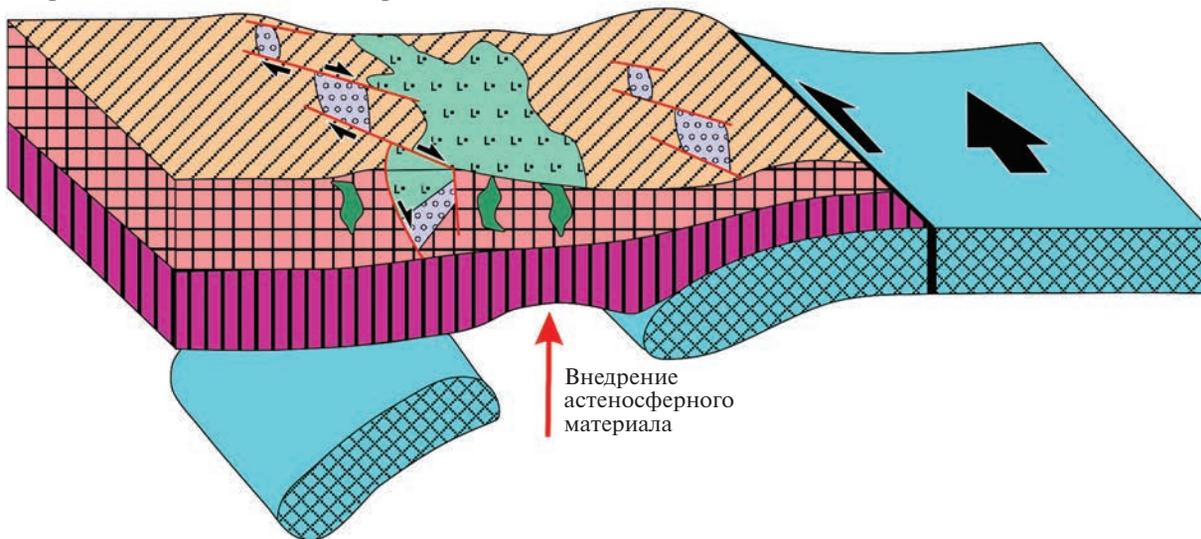
При этом обстановка осадконакопления отличалась не стабильностью, что приводило к незакономерному чередованию плохо сортированных и часто плохо окатанных свалов с редкими глыбами и пачек хорошо слоистых тонкотерригенных и кремнисто-терригенных пород.

С процессами растяжения в тыловой части окраины также может быть связан базитовый щелочной магматизм (трахибазальты, трахиандезитбазальты, базаниты, тефриты, лампрофиры кылшактинской и озерной толщ; габбро жанаталапского комплекса), которым завершается позднекембрийский этап эволюции окраины. Характерной особенностью является присутствие среди базитов продуктов плавления различных мантийных источников. Относительно деплетированного источника, испытавшего метасоматическую переработку в надсубдукционной области, для эффузивов и габбро, и обогащенного источника для лапрофиров.

Таким образом, на позднекембрийском этапе латеральный ряд структур активной окраины включает только тыловую область, где формирование вулканических и плутонических комплексов связано с процессами растяжения. Особенности состава этих комплексов в большей степени указывают на внутриплитные обстановки, однако переработка источника щелочных вулканитов и габброидов в надсубдукционной области может рассматриваться как свидетельство связи этого магматизма со структурами континентальной окраины.

В рассматриваемом регионе не выявлено верхнекембрийских надсубдукционных комплексов, формирование которых могло происходить во фронтальной вулканической области активной окраины.

Вторая половина позднего кембрия



Тремадокский век раннего ордовика

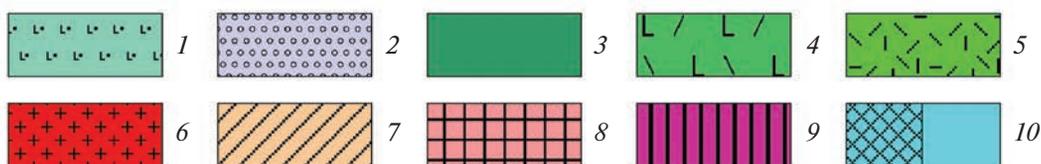
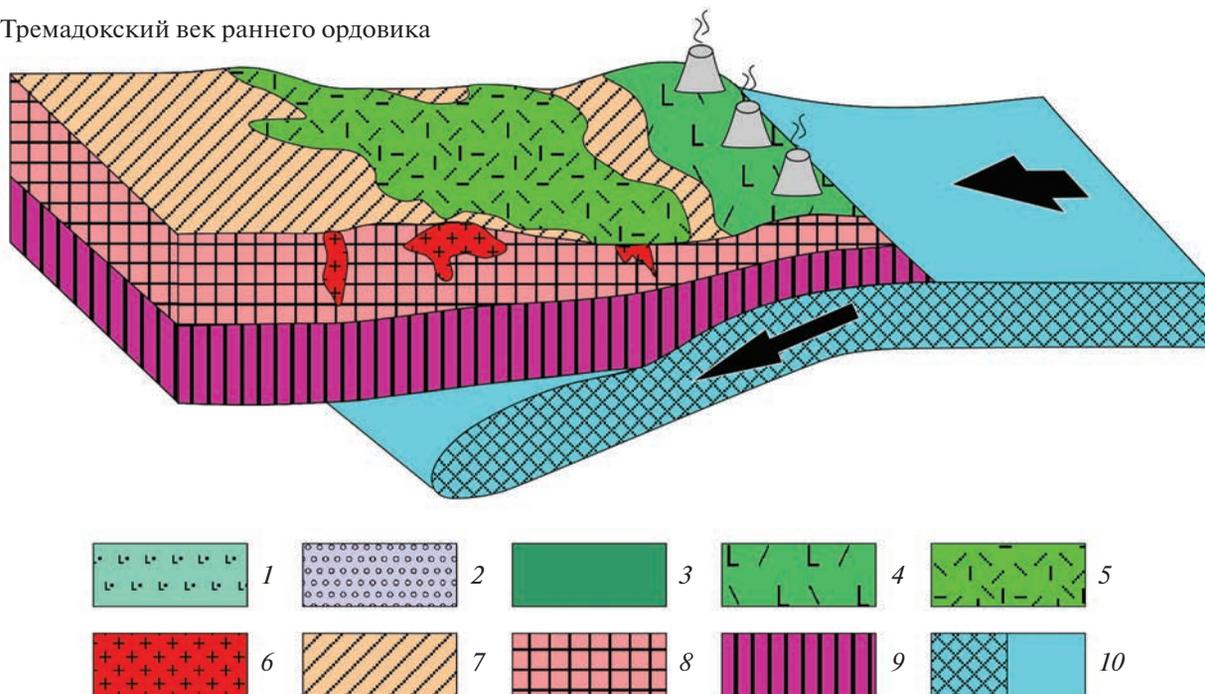


Рис. 30. Схематические геодинамические профили для Северного Казахстана с севера (на профилях справа) на юг (на профилях слева) в современных координатах.

1–3 – комплексы верхнего кембрия: 1 – щелочные вулканыты и туфы основного состава, 2 – грубообломочные толщи, 3 – щелочные габброиды; 4–6 – комплексы нижнего ордовика: 4 – островодужные вулканыты и туфы базальт-риолитового состава, 5 – щелочные кислые вулканыты и туфы, 6 – гранитоиды; 7 – докембрийские гнейсовые и кварцито-сланцевые комплексы Кокчетавского и Шатского массивов; 8 – комплексы континентальной коры, в том числе ранне-докембрийские; 9 – мантийный слой литосферы; 10 – океаническая плита

Раннеордовикский этап

Комплексы этого этапа выявлены во всех рассмотренных структурах Северного Казахстана, их возраст и особенности состава изучены достаточно полно. Надсубдукционные образования, которые могут быть сопоставлены с вулканическими комплексами фронтальной части активной окра-

ины, представлены базальт-риолитовой даутской свитой. Образования тыловой части активной окраины объединяют кислые щелочные вулканыты свиты тассу, гранитоиды тассуйского и карловского комплексов.

Формирование этой вулкано-плутонической ассоциации происходило за счет плавления как

ранне-, так и позднекембрийской континентальной коры в результате процессов растяжения. Некоторую роль в формировании гранитов играл обогащенный мантийный источник, с которым связаны небольшие объемы габброидов карловского комплекса.

В отличие от предшествующего этапа в латеральном ряду структур раннеордовикской активной окраины могут быть реконструированы фронтальная и тыловая области. В пределах фронтальной вулканической области происходит формирование островодужной контрастной базальт-риолитовой серии, а в области тылового растяжения – вулканоплутонической ассоциации кислых щелочных пород и гранитоидов. В раннем ордовике, как и в позднем кембрии, эволюция всех структур активной окраины происходила на континентальной коре.

Таким образом, позднекембрийский латеральный ряд структур активной окраины отличается от раннеордовикского отсутствием вулканических комплексов фронтальной области, формирующихся в надсубдукционной обстановке в пределах энсиалической островной дуги.

Изученность нижнепалеозойских комплексов Северного Казахстана достаточно высока и предположение о том, что верхнекембрийские надсубдукционные образования будут обнаружены в результате дальнейших исследований, вряд ли может быть принято. Поэтому возникновение различных латеральных рядов структур в позднем кембрии и раннем ордовике, скорее всего, было обусловлено особенностями эволюции активной окраины в течение этих временных интервалов.

Для реконструкции эволюция активной окраины в позднем кембрии и раннем ордовике важно иметь в виду, что формирование комплексов этого возраста в рассматриваемом регионе происходило после коллизии Кокчетавского континентального блока с островной дугой в начале кембрия [16, 17, 19, 36, 51, 86].

Геодинамическая эволюция после коллизии океанических дуг с континентальными блоками, изучена на окраинах Тихого океана, где подобные процессы происходили в недавнем геологическом прошлом. В этих регионах (например, о. Новая Гвинея или п-ов Камчатка) после аккрецирования островных дуг к континенту и прекращения субдукции зона сочленения с океанической плитой не становится пассивной, так как плиты продолжают перемещаться. Граница между континентальной окраиной и океанической плитой становится границей скольжения плит (трансформной границей) с разрывом и отрывом слэба, что предшествует образованию новой зоны субдукции [40, 47]. В связи с разрывом слэба в пределах трансформной окраины могут формировать-

ся магматические породы, влияние на генезис которых оказывала астеносферная обогащенная или деплетированная мантия, т.е. образования внутриплитного геохимического типа [9].

Поэтому можно предполагать, что после коллизии Кокчетавского континентального блока и островной дуги в раннем кембрии, сопровождавшейся образованием высокобарических метаморфических комплексов и последующим отрывом слэба, конвергентная окраина превратилась в трансформную (рис. 30).

В пределах этой окраины, которая продолжала существовать до конца кембрия, формировались магматические породы с внутриплитными геохимическими характеристиками и грубообломочные терригенные толщи, накопление которых могло быть приурочено к структурам типа пулл-апарт.

Новая зона субдукции была заложена в начале ордовика, когда во фронтальной вулканической области началось формирование островодужных комплексов, а в области тылового растяжения – кислых щелочных вулкаников и гранитоидов (см. рис. 30).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований нижнепалеозойских образований Северного Казахстана выявлены и детально изучены стратифицированные и плутонические комплексы верхнего кембрия и нижнего ордовика, обоснован их возраст, изучены структурное положение, внутреннее строение и особенности состава пород. На основании новых данных реконструированы обстановки формирования комплексов и предложена модель тектонической эволюции изученного региона в позднем кембрии и раннем ордовике.

Установлено, что комплексы верхнего кембрия, представленные грубообломочными толщами, основными щелочными вулканиками, габбро и гранитоидами, формировались в обстановке внутриплитного растяжения. Среди комплексов нижнего ордовика выявлены как базальт-риолитовые серии, образованные в пределах энсиалической островной дуги, так и кислые щелочные вулканики и гранитоиды, формирование которых связано с процессами внутриплитного растяжения.

Показано, что для позднего кембрия и раннего ордовика могут быть реконструированы различные латеральные ряды структур активной континентальной окраины. Позднекембрийский ряд представлен только структурами, находившимися в тыловой области внутриплитного растяжения, в то время как ряд раннего ордовика включает фронтальную вулканическую область и тыловую область внутриплитного растяжения.

Различия в характере латеральных рядов структур активной окраины могут быть связаны с изменением ее режима в течение позднего кембрия—раннего ордовика. В позднем кембрии развитие окраины могло происходить в трансформном режиме, когда надсубдукционный магматизм отсутствовал, и формирование осадочных, вулканических и плутонических комплексов происходило в пределах структур типа пулл-апарт в обстановках внутриплитного растяжения. В раннем ордовике режим сменился на конвергентный с образованием надсубдукционных вулканических серий во фронтальной области и внутриплитных вулканитов и гранитоидов в области тылового растяжения.

Благодарности. Авторы благодарят Н.А. Каныгину (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за помощь в обработке геохронологических данных. Авторы признательны рецензенту ак. В.В. Ярмолюку (ИГЕМ РАН, г. Москва, Россия), рецензенту чл.-корр. РАН А.А. Сорокину (ИГиП ДВО РАН, г. Благовещенск, Амурская обл., Россия) за комментарии, которые позволили улучшить статью, и редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена за счет Российского научного фонда, проект № 22-17-00069 в соответствии с планами научно-исследовательских работ ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабичев Е.А., Борисенок В.И., Великовская Э.М., Минервин О.В., Новикова М.З., Спиридонов Э.М., Филиппович И.З. Геологическое строение и история развития Степнякского синклиналия. — В кн.: *Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана*. — Под ред. Ю.А. Зайцева — М.: Наука, 1977. С. 220—241.
2. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // *Геология и геофизика*, 1994. Т. 35. № 7—8. С. 8—28.
3. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // *Геология и геофизика*. 1996. Т. 37. № 1. С. 63—81.
4. Беспяев Х.А., Глоба В.А., Абишев В.М., Гуляева Н.Я. Месторождения золота Казахстана. — Под ред. А.А. Абдуллина, Х.А. Беспяева, Э.С. Воцалевского, С.Ж. Даукеева, Л.А. Мирошниченко. — Алматы: Информационно-аналитический центр геологии, экологии и природных ресурсов Республики Казахстан. 1997. 232 с.
5. Борисенок В.И. Стратиграфия раннегеосинклинальных комплексов Ишкельмесского антиклиналия. — В кн.: *Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана*. — Под ред. Ю.А. Зайцева— М.: МГУ, 1985. С. 132—164.
6. Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д., Куликова А.В., Чен Минг, Глори С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600—1628.
7. Геологическая карта Казахской ССР. — М-6 1 : : 500000. — Серия Центрально-Казахстанская. — Объяснительная записка. — Алма-Ата: Мингео СССР, 1981. 326 с.
8. Геология Северного Казахстана (стратиграфия). — Под ред. М.А. Абдулкабировой — Алма-Ата: Наука, 1987. 224 с.
9. Гребенников А.В., Ханчук А.И. Геодинамика и магматизм трансформных окраин Тихого океана: основные теоретические аспекты и дискриминационные диаграммы // *Тихоокеанская геология*. 2021. Т. 40. № 1. С. 3—24
10. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.
11. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане. — Под ред. С.А. Куренкова — М.: Наука, 1999. 123 с.
12. Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Модель кембрийской коллизии дуга—континент для палеозойд Казахстана // *Геотектоника*. 2007. № 1. С. 71—96.
13. Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Лучицкая М.В., Ковач В.П., Ван К.-Л. Позднесилурийский возраст реперного Аралаульского граносиенит-гранитного массива (Северный Казахстан) // *ДАН*. 2018. Т. 479. № 1. С. 37—40.
14. Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Ковач В.П., Третьяков А.А. Процессы формирования и изотопная структура континентальной коры каледонид хребта Чингиз (Восточный Казахстан) // *Геотектоника*. 2015. № 6. С. 20—51.
15. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско—ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // *Геология и геофизика*. 2007. Т. 58. № 1. С. 93—108.
16. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В., Заячковский А.А. Венд—раннеордовикская эволюция и модель экзумаии пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизиионной зоны (Северный Казахстан) // *Геология и геофизика*. 2006. Т. 47. № 4. С. 428—444.
17. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // *Геология и геофизика*. 2005. Т. 46. № 9. С. 962—967.
18. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А. Океанические и островодужные офиоли-

- ты Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 3–14.
19. Добрецов Н.Л., Тиниссен К., Смирнова Л.В. Структурная и геодинамическая эволюция алмазосодержащих метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. С. 1645–1666.
 20. Жимулев Ф.И., Буслов М.М., Травин А.В., Дмитриева Н.В., де Граве И. Ранне-среднеордовикская покровно-чешуйчатая структура зоны сочленения Кокчетавского НР-УНР метаморфического пояса и Степнякской палеоостроводужной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 2011. № 1. С. 138–157.
 21. Жимулев Ф.И., Полтаранина М.А., Корсаков А.В., Буслов М.М., Друзяка Н.В., Травин А.В. Структурное положение и петрология эклогитов позднекембрийско-раннеордовикской Северо-Кокчетавской тектонической зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 2010. № 2. С. 240–256.
 22. Копяткевич Р.А., Цай Д.Т. О возрасте вулканогенно-яшмовой толщи Степнякского мегасинклиория. — В кн.: Информационный сборник научно-исследовательских работ Института геологических наук 1973 г. — Алма-Ата: ИГН АН Каз ССР, 1974. С. 194–196.
 23. Коробкин В.В., Смирнов А.В. Палеозойская тектоника и геодинамика вулканических дуг Северного Казахстана // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 4. С. 462–474.
 24. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ, 2004, 192 с.
 25. Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластики по цирконам // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 45–57.
 26. Магматизм Северного Казахстана. — Под ред. А.Н. Нурлыбаева — Алма-Ата: Наука. 1988. 168 с.
 27. Магматические комплексы Казахстана. Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская складчатая система. — Под ред. Г.Ф. Ляпичева — Алма-Ата: Наука. 1982. 236 с.
 28. Минервин О.В., Бабичев Е.А., Розен О.М. Доордовикские кремнисто-вулканогенные отложения Кокчетавского массива и его южного обрамления. — В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. — Под ред. А.А. Богданова — М.: МГУ, 1971. С. 214–224.
 29. Носова А.А., Возняк А.А., Богданова С.В., Савко К.А., Лебедева Н.М., Травин А.В., Юдин Д.С., Пейдж Л., Ларионов А.Н., Постников А.В. Раннекембрийский сиенитовый и монцитовый магматизм на юго-востоке Восточно-Европейской платформы: петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // Петрология. 2019. Т. 27. № 4. С. 357–400.
 30. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадрач Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
 31. Розен О.М. Рифей Кокчетавского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 7. С. 102–114.
 32. Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск. — Под ред. Г.В. Полякова — Новосибирск: СО РАН, 2013. 300 с.
 33. Руднев С.Н., Ковач В.П., Пономарчук В.А. Венд-раннекембрийский островодужный плагитогранитоидный 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.
 34. Рязанцев А.В. Структуры среднепалеозойской активной окраины в Казахстане: латеральные ряды, миграция // ДАН 1999. Т. 369. № 5. С. 659–663.
 35. Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Котов А.Б., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В., Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Федосеев А.М. Кристаллогенезис циркона щелочных гранитов и особенности его U–Pb датирования (на примере Хангайского магматического ареала) // Петрология. 2014. Т.22. № 5. С. 482–495.
 36. Скобленко А.В., Дегтярев К.Е. Раннепалеозойские высоко- и ультравысокобарические комплексы западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса: возраст, условия и модели формирования // Петрология, 2021. Т. 29. № 3. С. 256–291
 37. Стратиграфический кодекс России. — 3-е изд. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.
 38. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е. Нижнеордовикский островодужный комплекс Северного Казахстана: обоснование возраста и особенности состава // ДАН. Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 1. С. 234–241.
 39. Филиппович И.З., Великовская Э.М. Девонский орогенный магматизм Степнякского синклиория (Северный Казахстан) // Советская геология. 1973. № 6. С. 144–148.
 40. Ханчук А.И., Гребенников А.В. Позднемиоцено-плиоценовая трансформная окраина Камчатки // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 5. С. 3–15.
 41. Шацкий В.С., Ягоуц Э., Козьменко О.А., Блинчик Т.М., Соболев Н.В. Возраст и происхождение эклогитов Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 1993. № 12. С.47–58.
 42. Abdel-Rahman A.M. Mesozoic volcanism in the Middle East: geochemical, isotopic and petrogenetic evolution of extension-related alkali basalts from central Lebanon // Geol. Magazine. 2002. Vol. 139. P. 621–640.

43. *Allegre C.J., Minster J.F.* Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 38. P. 1–25.
44. *Barker F.* Trondhjemite: definition, environment and hypotheses or origin. — In: *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks.* — Ed. by F. Barker, (NY: Elsevier, 1979), P. 1–12.
45. *Chemenda A.I., Hurpin D., Tang J.-C., Stephan J.-F., Buffet G.* Arc-continent collision and mechanism for the burial and exhumation of UHP/LT rock: Constraints provided by experimental and numerical modeling // *Tectonophysics.* 2001. Vol. 342. P. 37–161.
46. *Claoue-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Sobolev A.V.* Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR // *Geology,* 1991. Vol. 19. No. 7. P. 710–713.
47. *Closs M., Sapii B., van Ufford A.Q., Weiland R.J., Warren P.Q., McMahon T.P.* Collisional delamination in New Guinea: The geotectonics of subducting slab break-off // *GSA Spec. Pap.* 2005. Vol. 400. P. 1–51.
48. *Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.X.* The ICS International Chronostratigraphic Chart // *Episodes.* 2013 (updated 02.2022). Vol. 36. No. 3. P. 199–204.
49. *Condie K.C.* Sources of Proterozoic mafic dyke swarms: constraints from Th/Ta and La/Yb ratios // *Precambrian Research.* 1997. Vol. 81. P. 3–14.
50. *Dall'Agnol R., Oliveira D.C.* Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites // *Lithos.* 2007. Vol. 93. P. 215–233.
51. *Degtyarev K.E., Tolmacheva T.Y., Tretyakov A.A., Kotov A.B., Shatagin K.N.* Cambrian-Lower Ordovician complexes of the Kokchetav Massif and its fringing (Northern Kazakhstan): Structure, age and tectonic setting // *Geotectonics.* 2016. Vol. 30. No. 1. P. 71–142.
52. *Degtyarev K.E., Yakubchuk A.S., Luchitskaya M.V., Tolmacheva T.Yu., Skoblenko (Pilityna) A.V., Tretyakov A.A.* Ordovician supra-subduction, oceanic and within-plate ocean island complexes in the Tekturmas ophiolite zone (Central Kazakhstan): Age, geochemistry and tectonic implications // *Int. Geol. Rev.* 2022. Vol. 64. Is. 15. P. 2108–2150.
53. *Degtyarev K.E., Luchitskaya M.V., Tretyakov A.A., Pilityna A.V., Yakubchuk A.S.* Early Paleozoic supra-subduction complexes of the North-Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): Geochronology, geochemistry and implications for tectonic evolution of the Junggar-Balkhash Ocean // *Lithos.* 2021. Vol. 380–381. P. 105818.
54. *Depaolo D.J.* Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // *Nature.* 1981. Vol. 291. P. 193–196.
55. *Eby G.N.* Chemical subdivision of the A-type granitoids—petrogenetic and tectonic implications // *Geology.* 1992. Vol. 20. P. 641–644.
56. *Eby G.N.* The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // *Lithos.* 1990. Vol. 26. P. 115–134.
57. *Fagan J.J.* Carboniferous cherts, turbidites, and volcanic rocks in northern Independence Range, Nevada // *GSA Bull.* 1962. Vol. 73. P. 595–612.
58. *Fitton J.G.* The OIB paradox. — In: *Plates, Plumes, and Planetary Processes.* — Ed. by G.R. Foulger, D.M. Jurdy, (GSA Bull. Spec. Pap. 2007. Vol. 430), P. 387–412.
[https://doi.org/10.1130/2007.2430\(20\)](https://doi.org/10.1130/2007.2430(20)).
59. *Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J., Hardarson B.S., and Taylor R.N.* Thermal and chemical structure of the Iceland plume // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. Vol. 153. P. 197–208.
60. *Fowler M.B., Henney P.J., Darbyshire D.P.F. et al.* Petrogenesis of high Ba–Sr granites: The Rogart pluton, Sutherland // *J. Geol. Soc. London.* 2001. Vol. 158. P. 521–534.
61. *Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D.* A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.* 2001. Vol. 42. P. 2033–2048.
62. *Frost C.D., Frost B.R.* On ferroan (A-type) granitoids: Their compositional variability and modes of origin // *J. Petrol.* 2010. Vol. 52. P. 39–53.
63. *Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Andersen T., Plavsa D., Izmer A., Vanhaecke F., De Grave J.* Formation of the Kokchetav subduction-collision zone (northern Kazakhstan): Insights from zircon U–Pb and Lu–Hf isotope systematics // *Gondwana Research.* 2014. Vol. 27. No. 1. P. 424–438.
64. *Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 67. P. 137–150.
65. *Káráson H., van der Hilst R.D.* Constraints on mantle convection from seismic tomography. — In: *The history and Dynamics of Global Plate Motions: Geophysical Monograph,* — Ed. by M.A. Richards, R.G. Gordon, R.D. van der Hilst, (AGU, 2000. Vol.121), P. 277–288.
66. *Kröner A., Hegner E., Lehmann B., Heinhorst J., Wingate M.T.D., Lie D.Y., Ermolov P.* Palaeozoic arc magmatism in the Central Asian Orogenic Belt of Kazakhstan: SHRIMP zircon and whole-rock Nd isotopic systematic // *J. Asian Earth Sci.* 2008. No. 32. P. 118–130.
67. *Kuzmichev A., Kroner A., Hegner E., Liu Dunui, Wan Yusheng.* The Shishkhdid ophiolite, northern Mongolia: A key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in central Asia // *Precambrian Research.* 2005. Vol. 138. P. 125–150.
68. *Kuzmichev A., Sklyarov E., Postnikov A., Bibikova E.* The Oka Belt (Southern Siberia and Northern Mongolia): A Neoproterozoic analog of the Japanese Shiman-to Belt ? // *Island Arc.* 2007. Vol. 16. P. 224–242.
69. *Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G.* The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite the Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: Ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite // *Geol. Soc. London, Mem.* 2004. Vol. 30. P. 69–74.
70. *Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.* A chemical classification of volcanic rocks based on the

- total alkali-silica diagram // *J. Petrol.* 1986. Vol. 27. P. 745–750.
71. Liu B., Han B.F., Xu Z., Ren R., Chen J.F. The Ediacaran to Early Palaeozoic evolution of the Junggar–Balkhash Ocean: A synthesis of the ophiolitic mélanges in the southern West Junggar terrane, NW China // *Geological Journal*, 2020. Vol. 55. P. 1689–1707.
 72. McDermott F., Harris N.B.W., Hawkesworth C.J. Geochemical constraints on crustal anatexis: a case study from the Pan-African Damara granitoids of Namibia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. Vol. 123. P. 406–423.
 73. Miller C.F., McDowell S.M., Mapes R.W. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance // *Geology*. 2003. Vol. 31. P. 529–532.
 74. Neal C.R., Mahoney J.J., Chazey (III) W.J. Mantle sources and the highly variable role of continental lithosphere in basalt petrogenesis of the Kerguelen Plateau and Broken Ridge LIP: Results from ODP Leg 183 // *J. Petrol.* 2002. Vol. 43. P. 1177–1205.
 75. Patiño Douce A.E. Generation of metaluminous A-type granites by lower pressure melting of calc-alkaline granitoids // *Geology*. 1997. Vol. 25. P. 743–746.
 76. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*, 2008. Vol. 100. P. 14–48.
 77. Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. Vol. 25. P. 956–983.
 78. Qian Q., Chung S.L., Lee T.Y. et al. Mesozoic high-Ba–Sr granitoids from North China: Geochemical characteristics and geological implications // *Terra Nova*. 2003. Vol. 15. No. 4. P. 272–278.
 79. Rudnick R.L., McDonough W.F., Chappell B.W. Carbonate metasomatism in the northern Tanzanian mantle: Petrographic and geochemical characteristics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. Vol. 114. P. 463–475.
 80. Safonova I.Y., Santosh M. Accretionary complexes in the Asia-Pacific region: Tracing archives of ocean plate stratigraphy and tracking mantle plumes // *Gondwana Research*. 2014. Vol. 25. P. 126–158.
 81. Safonova I.Y. Juvenile versus recycled crust in the Central Asian Orogenic Belt: Implications from ocean plate stratigraphy, blueschist belts and intra-oceanic arcs // *Gondwana Research*. 2017. Vol. 47. P. 6–27.
 82. Stern R. Subduction Zones // *Rev. Geophys.* 2002. <https://doi.org/10.1029/2001RG000108>
 83. Stow D.A.V., Tabrez A.R. Hemipelagites: processes, facies and model // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 1998. Vol. 129. No. 1. P. 317–337.
 84. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. – In: *Magmatism in the Ocean Basins*, – Ed. by A.D. Saunders, M.J. Norry, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. Vol. 42), P. 313–345.
 85. Tarney J., Jones C.E. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models // *J. Geol. Soc. London*. 1994. Vol. 151. P. 855–868.
 86. The Diamond–Bearing Kokchetav Massif, Kazakhstan. – In: *Petrochemistry and Tectonic Evolution of an Unique Ultrahigh-Pressure Metamorphic Terrane*. – Ed. by C.D. Parkinson, I. Katayama, J.G. Liou, S. Maruyama, (Tokyo: Univers. Acad. Press, 2002), pp. 528.
 87. Thompson R.N., Morrison M.A., Hendry C.N., Parry S.J. A new assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: An elemental approach // *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A*. 1984. Vol. 310. P. 549–590.
 88. Uyeda S., Kanamori H. Back-arc opening and the mode of subduction // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. P. 1049–1061.
 89. Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.I. A mantle melting profile across the basin and range, SW USA // *J. Geophys. Res.* 2002. Vol. 107. No. B1. <https://doi.org/10.1029/2001JB0002092>
 90. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites-geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. Vol. 95. P. 407–419.
 91. Windley B., Xiao W. Ridge subduction and slab windows in the Central Asian Orogenic Belt: Tectonic implications for the evolution of an accretionary orogen // *Gondwana Research*. 2018. Vol. 61. P. 73–87
 92. Xu Z., Han B.F., Ren R., Zhou Y.Z., Su L. Palaeozoic multiphase magmatism at Barleik Mountain, southern-West Junggar, Northwest China: Implications for tectonic evolution of the West Junggar // *Int. Geol. Rev.* 2013. Vol. 55. P. 633–656.
 93. Yang G., Li Y., Gu P., Yang B., Tong L., Zhang H. Geochronological and geochemical study of the Darbut Ophiolitic Complex in the West Junggar (NW China): Implications for petrogenesis and tectonic evolution // *Gondwana Research*. 2012. Vol. 21. P. 1037–1049.
 94. Yang G., Li Y., Santosh M., Yang B., Zhang B., Tong L. Carboniferous intra-oceanic accretionary tectonics of the southern Altaids mélange in West Junggar (NW China): Implications for Devonian // *GSA Bull.* 2013. Vol. 125. No. 3–4. P. 401–419.
 95. Yang G.X., Li Y.J., Santosh M., Gu P.Y., Yang B.K., Zhang B., Wang H.B., Zhong X., Tong L.L. A Neoproterozoic seamount in the Paleasian Ocean: evidence from zircon U–Pb geochronology and geochemistry of the Mayile ophiolitic mélange in West Junggar, NW China // *Lithos*. 2012. Vol. 140–141. P. 53–65.
 96. Zhang J., Xiao W., Han C., Mao Q., Ao S., Guo Q., Ma C. A Devonian to Carboniferous intra-oceanic subduction system in Western Junggar, NW China // *Lithos*. 2011. Vol. 125. P. 592–606.
 97. Zheng B., Han B.F., Liu B., Wang Z.Z. Ediacaran to Palaeozoic magmatism in West Junggar Orogenic Belt, NW China, and implications for evolution of Central Asian Orogenic Belt // *Lithos*. 2019. Vol. 338–339. P. 111–127.
 98. Zack T., Moraes R., Kronz A. Temperature dependence of Zr in rutile: Empirical calibration of a rutile thermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2004. Vol. 148. P. 471–488.

Reconstruction of Lateral Rows of the Late Cambrian and Early Ordovician Active Continental Margin Structures in the Paleozooids of Northern Kazakhstan

K. E. Degtyarev^{a, *}, A. A. Tretyakov^a, E. B. Salnikova^b, A. B. Kotov^b, V. P. Kovach^b, Yu. V. Plotkina^b

^a*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky per. bld. 7, 119017 Moscow, Russia*

^b*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, nab. Makarova bld. 2, 199034 St.-Petersburg, Russia*

**e-mail: degtkir@mail.ru*

A comprehensive study of the Upper Cambrian and Lower Ordovician complexes of Northern Kazakhstan was carried out, their ages were substantiated, the structures and compositions of the rocks were investigated. It has been ascertained that the Upper Cambrian formations comprise coarse clastic strata, mafic alkaline effusive rocks and gabbro, while felsic volcanic rocks and granites are represented only by boulders in conglomerates. The Lower Ordovician rocks contain basalt-rhyolite series, felsic alkaline volcanic rocks, and granitoids. The lateral rows of structures of the active continental margin have been reconstructed for the Late Cambrian and Early Ordovician. In the Late Cambrian, the lateral series includes only the structures of the rear extension region, where complexes with the within-plate geochemical characteristics were formed. In the lateral series of the Early Ordovician structures, the frontal volcanic area with the island-arc volcanic rocks and the rear extension area with the intraplate felsic volcanic rocks and granites, were revealed. It is assumed that the differences in the lateral rows of structures may be associated with a change in the tectonic mode of the active continental margin at the Cambrian–Ordovician boundary, when the transform mode with no evidence of suprasubduction magmatism was replaced by convergent magmatism accompanied by the wide distribution of island-arc volcanic rocks.

Keywords: active continental margin, lateral row, Late Cambrian, Early Ordovician, basic and acidic effusions, gabbro, granitoids

УДК 551.242

СООТНОШЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ И ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ К ЮГУ ОТ РАЗЛОМА ЧАРЛИ ГИББС (СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА)

© 2023 г. А. А. Пейве¹, *, С. Ю. Соколов¹, А. А. Разумовский¹, А. Н. Иваненко², И. С. Патина¹, В. А. Боголюбовский¹, И. А. Веклич², А. П. Денисова¹

¹Геологический институт РАН,

Пыжевский пер., д. 7., 119017 Москва, Россия

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
Нахимовский проспект, д. 36, 117997 Москва, Россия

*e-mail: apeyve@yandex.ru

Поступила в редакцию 11.11.2022 г.

После доработки 12.01.2023 г.

Принята к публикации 20.01.2023 г.

В статье приводятся новые данные по строению и соотношению тектонических и магматических процессов в ходе формирования Срединно-Атлантического хребта между разломами Чарли Гиббс и Максвелл в Северной Атлантике. Показано, что этот регион характеризуется существенной редуцированностью вулканизма, что приводит к выведению на поверхность глубинных пород – ультрабазитов и разнообразных по составу габброидов. Формируются как отдельные внутренние океанические комплексы самой различной конфигурации, так и протяженные субширотные хребты, сложенные ультрабазитами и габброидами. Проведенный нами анализ показал, что данная геодинамическая система существует не менее 14–16 млн лет. Показано, что образование большинства внутренних океанических комплексов связано не только с тектоническими факторами, но и серпентинизацией перидотитов, которая приводит к уменьшению плотности, увеличению объема и, как следствие, – всплыванию крупных массивов ультрабазитов, включающих дезинтегрированные блоки габброидов, долеритов и базальтов. Многочисленные зоны скольжения, дробления, истирания и деформаций пород свидетельствуют о тектонических перемещениях. Для региона исследования характерны многочисленные нетрансформные смещения разной амплитуды, формируемые в условиях, когда относительные перемещения участков океанической литосферы реализуются в широких областях, претерпевающих деформации сдвига и растяжения. Морфологию формирующихся тектоно-магматических структур района определяют тектонические факторы. Исключением являются случаи, когда объемы расплавов, поступающие на поверхность в короткий период времени, существенно выше, чем среднестатистические для определенного сегмента рифтовой долины. Проведенный анализ показывает наличие в пределах района неоднородных по своей природе источников магнитных аномалий, как вулканического происхождения, так и связанных с проявлениями наложенной тектонической активности.

Ключевые слова: Северная Атлантика, Срединно-Атлантический хребет, нетрансформное смещение, сухой спрединг, внутренние океанические комплексы

DOI: 10.31857/S0016853X23010058, EDN: EMTIKW

ВВЕДЕНИЕ

В соответствии с основами тектоники литосферных плит образование новой океанической коры в Срединно-Атлантическом хребте (САХ) происходит следующим образом. По мере расширения литосферных плит под воздействием конвекционных потоков в мантии и утонения коры в области максимального растяжения происходит декомпрессионное плавление мантийного материала. Поднимающиеся расплавы частично кристаллизуются в виде различных габброидов в

промежуточных магматических камерах, а основные объемы расплавов изливаются на поверхности дна, формируя новую океаническую кору в пределах рифтовых долин САХ. По мере раздвижения плит, новообразованная океаническая кора в составе океанических плит отодвигается от зоны генерации в рифтовой долине, и непрерывно-циклический процесс повторяется. В результате формируется система рифтовых гряд, субпараллельных оси рифтовой долины, сложенных базальтами. При этом простирания оси спрединга

и рифтовой долины перпендикулярны направлению расхождения литосферных плит. Такое строение характерно для большинства участков САХ.

Формирование отдельных спрединговых ячеек, состоящих из рифтовой впадины и неовулканических хребтов и поднятий разной конфигурации, связано с циклическим поступлением различных объемов расплавов и определяется степенью разогрева верхнемантийного материала, мощностью литосферы и амплитудой тектонических деформаций растяжения. По всей видимости, именно последние циклично активируют излияния базальтовых расплавов с формированием океанической коры.

Наиболее кинематически устойчивая конфигурация возникает тогда, когда растяжение совпадает с перпендикуляром к простиранию оси спрединга в рифтовом сегменте. Простирание отдельных сегментов САХ было заложено на ранней стадии раскрытия Атлантики и определялось распределением напряжений в начальный этап раскола континентов. Но в ряде случаев раскол континентов происходил таким образом, что линия разрыва сплошности коры имела дугообразную форму и процессы спрединга приводили к формированию областей более сложного строения. В конфигурации косого спрединга простирание осей сегментов рифтовых долин неортогонально направлению спрединга [11].

В рифтовой долине формируется система структур растяжения второго порядка (впадины и неовулканические поднятия), ограниченных сбросами и сбросо-сдвигами, простирание которых ортогонально основному напряжению растяжения [16, 18, 39]. Это относительно стабильная система, которая может существовать продолжительное время. Тем не менее, изменения в относительном направлении и скоростях движения плит могут приводить к изменениям конфигурации спрединга в осевой части САХ.

В Атлантическом океане косой спрединг не является уникальным явлением. Более половины рифтовых сегментов САХ севернее 15° с.ш. — это структуры, образованные в условиях косого спрединга при отклонении ортогонали к простиранию формируемого сегмента коры в 10 и более градусов от направления раздвижения плит. Особенно сильные отклонения наблюдаются в Северной Атлантике (хребты Мона, Книповича и трог Лена) [35].

Другой существенный фактор, который определяет строение формирующейся в САХ океанической коры, — это объемы базальтовых расплавов, изливающихся на поверхность рифтовых долин. В большинстве сегментов САХ объемы поступающих расплавов достаточны, чтобы при низкой скорости спрединга сформировать нормальный разрез океанической коры, когда на по-

верхность дна, даже с учетом сбросовых дислокаций, не выводятся глубинные коровые или мантийные породы. В то же время, там, где объемы изливающихся базальтов недостаточны для формирования разреза океанической коры, образуются отдельные изометричные, иногда куполовидные поднятия, сложенные глубинными породами. Они, как правило, расположены в пределах внутренних угловых поднятий, т.е. в зоне сочленения рифтовых долин с активными участками трансформных разломов (там, где происходят относительные сдвиговые перемещения сегментов океанической литосферы) или внутренними океаническими комплексами [12, 17, 21, 31]. Их образование связано с крайне незначительным поступлением на поверхность базальтовых расплавов в относительно холодной области сочленения рифтовой долины и трансформного разлома.

Поскольку растяжение и спрединг реализуется независимо от поступления (или его отсутствия) на поверхность базальтовых расплавов, то растяжение в таких областях приводит к тектоническому поднятию нижнекоровых и верхнемантийных пород.

В условиях растяжения этот процесс реализуется при формировании пологих сбросов, поверхности которых наклонены в сторону оси рифтовой долины. Если такие условия сохраняются длительное время, то образуются более сложные структуры, когда система новых пологих сбросов пересекает сформированные внутренние океанические комплексы [15, 36].

Как показали проведенные детальные исследования, в пределах САХ есть несколько протяженных участков рифтовых долин, в которых формируется аномальная кора вне прямого контакта с трансформными разломами. Один из таких сегментов (Сьерра-Леоне) протяженностью около 250 км расположен на юге Центральной Атлантики между 5° и $7^{\circ}10'$ с.ш. [5].

Особенность этого сегмента состоит в том, что здесь отсутствуют крупные разломы с существенным смещением рифтовой долины, при этом он не является прямолинейным. Наиболее крупные развороты рифтовых долин и сопутствующих структур происходят в двух районах — $6^{\circ}15'$ с.ш. и $6^{\circ}50'$ с.ш. По кинематике они представляют собой зоны сдвига без полного разрыва рифтовых структур — такие образования известны и в других районах САХ, эти образования получили название нетрансформных смещения [26, 41].

В районе Сьерра-Леоне, судя по морфологии структур и соотношению различных типов драгированных пород, практически отсутствует стратифицированный разрез океанической коры. Верхняя часть океанической литосферы в данном районе состоит преимущественно из мантийных ультрабазитов с фрагментами раскристаллизован-

ных магматических камер (габброиды). Процессы тектонического выведения на поверхность в различной степени серпентинизированных и тектонизированных мантийных ультрабазитов фиксируются зонами меланжирования и милонитизации в серпентинитах. Базальтовый слой практически повсеместно отсутствует.

Маломощные потоки базальтов слагают только самое дно рифтовой долины, изливаясь на серпентинизированные ультрабазиты с телами габброидов. Такие зоны сложного строения, где на поверхность выведены глубинные мантийные и нижнекоровые породы и не формируется нормальный стратифицированный разрез океанической коры, получили название областей амагматичного или сухого спрединга [6, 18, 28].

Похожая зона неупорядоченного строения прослеживается от разлома Зеленого мыса на юг, на расстояние около 70 км [8, 13]. Аналогичные области известны также южнее разлома Кейн (22°–24° с.ш.), где обнажения габброидов и ультрабазитов протягиваются вдоль западного борта рифтовой долины на расстояние в 45 км [33]. Выходы приурочены к областям со сложным, незакономерным рисунком рельефа, включающим многочисленные косые эскарпы и поднятия.

Для этих областей характерны наиболее высокие положительные значения аномалии Буге, свидетельствующие о небольшой мощности океанической коры и близком положении плотных пород верхней мантии. Кроме того, отмечается хорошая пространственная корреляция между областями с тонкой корой (по гравиметрическим данным) и областями распространения ультраосновных пород.

Морфологически такие районы характеризуются расчлененным рельефом, представляющим собой сложное сочетание коротких поднятий и эскарпов различной ориентировки, образованных в результате значительных тектонических движений.

Самый северный из сегментов САХ, где до сегодняшнего дня были установлены проявления сухого спрединга – это район южнее Азорских островов (34°–38° с.ш.) [25]. Здесь описаны крупные массивы куполообразной формы, в пределах пяти из которых были подняты серпентинизированные перидотиты.

Целью настоящей статьи является анализ новых геологических данных, полученных в ходе изучения ранее не исследованного сегмента САХ между разломами Чарли Гиббс и Максвелл (Северная Атлантика), который получил название Фарадей по названию горы, находящейся в его центре, и установление закономерностей проявления и соотношений тектонических и магматических процессов в ходе формирования этого сложно построенного сегмента САХ.

СТРОЕНИЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В РАЙОНЕ ФАРАДЕЙ

В 2022 г., в рамках программы РАН “Комплексные геолого-геофизические исследования внутриплитных тектонических, магматических и гидротермально-метаморфических процессов в осевой части и на флангах Срединно-Атлантического хребта в Северной Атлантике”, был проведен 53-й рейс НИС “Академик Николай Страхов” в сегменте Срединно-Атлантического хребта между разломами Максвелл и Чарли Гиббс (рис. 1).

Экспедиционные исследования включали высокочастотное акустическое профилирование, магнитную съемку и многолучевое эхолотирование, а также стационарные работы, в ходе которых производилось опробование дна драгированием. Сбор данных осуществлялся одновременно эхолотом SeaBat 7150 (Reson, Slangerup, Denmark) и профилографом EdgeTech 3300 (Reson, Slangerup, Denmark). В результате работ был получен обширный материал, который дополнил ранее полученные данные по морфологии и вещественному составу структур в районе разлома Чарли Гиббс [9, 10, 38].

Анализ морфологии океанического дна дает ключ к пониманию как магматических, так и тектонических процессов, которые привели к формированию различных структур САХ. По данным, полученным в 53-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” (Россия), была построена карта рельефа океанского дна в масштабе 1 : 50000, которая, наряду с магнитными данными, высокочастотным профилированием и данными драгирования, дала обширный геологический материал для анализа процессов формирования океанической коры протяженного (~500 км) района САХ (48°–52° с.ш.) к югу от разлома Чарли Гиббс (рис. 2).

Район Фарадей включает самые разнообразные по морфологии и составу структуры и по совокупности признаков может быть разделен на пять тектоно-магматических сегментов (ТМС) (рис. 3):

- ТМС-1 – между разломом Чарли Гиббс и 51.2° с.ш.;
- ТМС-2 – между 51.2° с.ш. и 50.3° с.ш.;
- ТМС-3 – между 50.3° с.ш. и 49.7° с.ш.;
- ТМС-4 – между 49.7° с.ш. и 48.9° с.ш.;
- ТМС-5 – между 48.9° с.ш. и разломом Максвелл.

СТРОЕНИЕ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКИХ СЕГМЕНТОВ РАЙОНА ФАРАДЕЙ

ТМС-1 – между разломом Чарли Гиббс и 51.2° с.ш.

ТМС-1 включает два блока, имеющих сходное строение, разделенных субширотной линейной депрессией, по которой северный блок смещен относительно южного к западу (рис. 4).

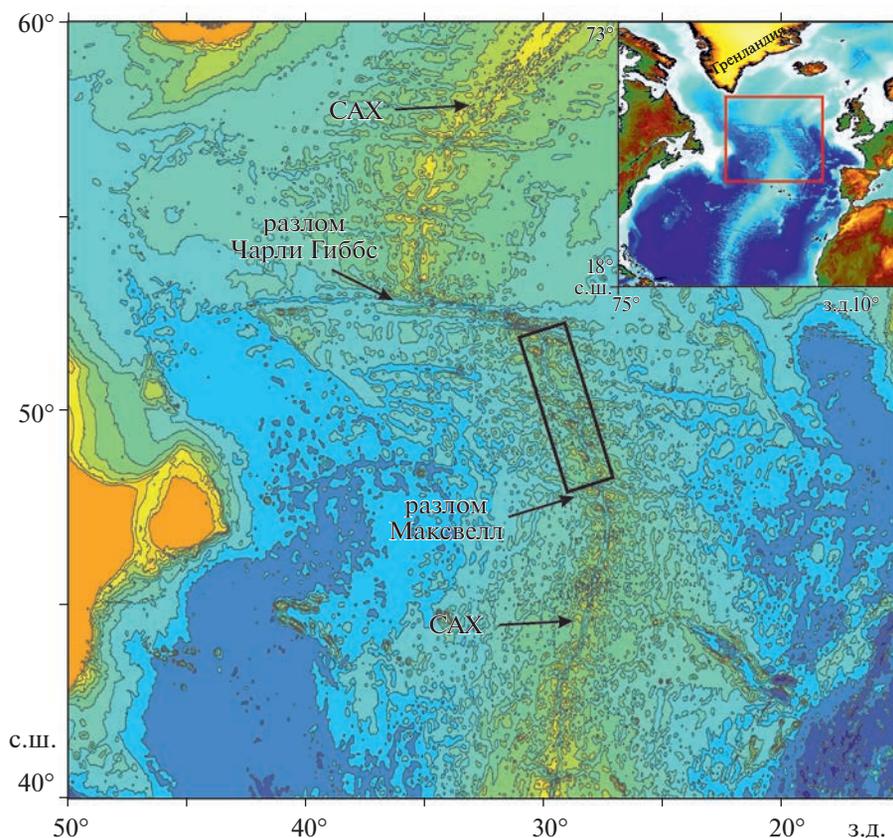


Рис. 1. Карта рельефа дна Северной Атлантики. На врезке: показан регион исследования (квадрат красным). На карте: показано положение района детальных исследований (прямоугольник черным).

Рифтовая долина в пределах северного блока имеет ширину 11–12 км и глубину 3600 м, протягивается по азимуту 5°. Днище долины выровненное, постепенно поднимается в южном направлении до глубины 3200 м, что соответствует центральной части спрединговой ячейки, где генерируются и изливаются максимальные объемы базальтов (см. рис. 4 профиль А–А').

Далее к югу (на 51.8° с.ш.) рифтовая долина распадается на две субпараллельные впадины со смещением относительно оси рифта, резко погружаясь до глубины 3600 м (в западной впадине) и 4100 м (в восточной впадине). Разделяющий впадины неовулканический хребет ориентирован с небольшим разворотом на северо-восток. Борты симметричные, представлены крутыми протяженными сбросовыми эскарпами, наклоненными в сторону оси рифта. По данному драгированию рифтовая долина сложена свежими подушечными базальтами с многочисленными закалочными стеклами [7, 10].

Субширотная линейная депрессия, по которой северный блок смещен относительно южного к западу на 5 км относится к группе нетрансформных смещений. Такие структуры могут образовываться как на начальной стадии раскола

литосферных плит, так и при изменении кинематики их относительного движения.

Данное нетрансформное смещение пересекает ось САХ на 51.6° с.ш. с азимутом 93° и представляет собой в поперечном сечении U-образную долину шириной 12–15 км и глубиной 2900–3200 м (местами перекрытую осадками), которую пересекают, без разрыва сплошности, структуры как рифтовой долины, так и обрамляющих рифтовых гряд. Но если высота гряд в районе центральных частей спрединговых ячеек достигает 1300 м, то в нетрансформном смещении глубины не превышают 2300 м.

Это обусловлено тем, что на краях сперединговых ячеек литосфера более холодная и объемы генерируемых расплавов существенно ниже. Имеется и другая особенность – западная ветвь данного нетрансформного смещения сдвинута к северу на 5 км вместе с западным флангом северного блока, что может указывать на существование сдвиговой компоненты в пределах рифтовой долины.

Рифтовые впадины северного и южного блоков расположены кулисообразно, с небольшим перекрытием. Это приводит к асимметричному спредингу в районе перекрытия с регулярным пе-

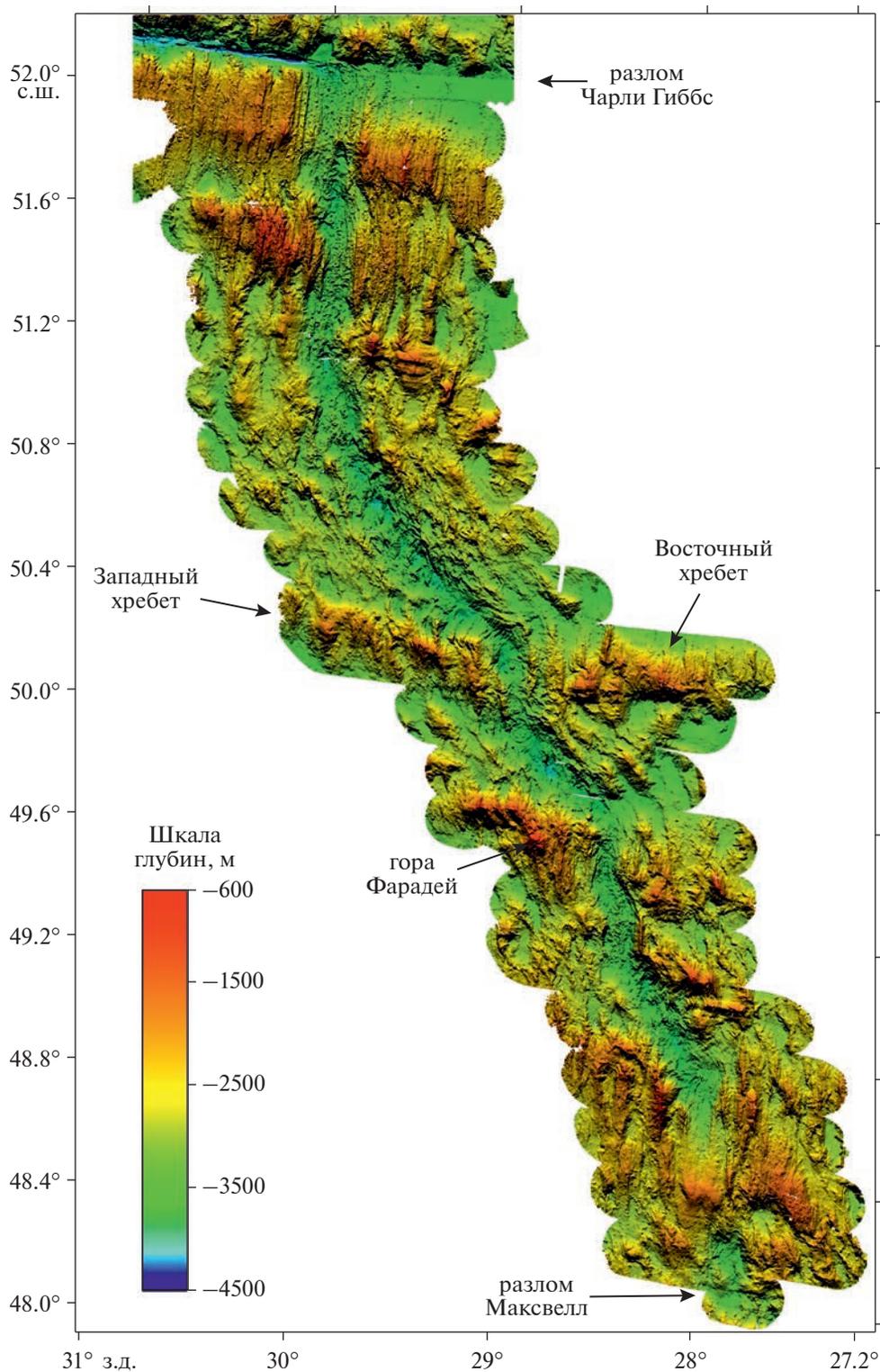
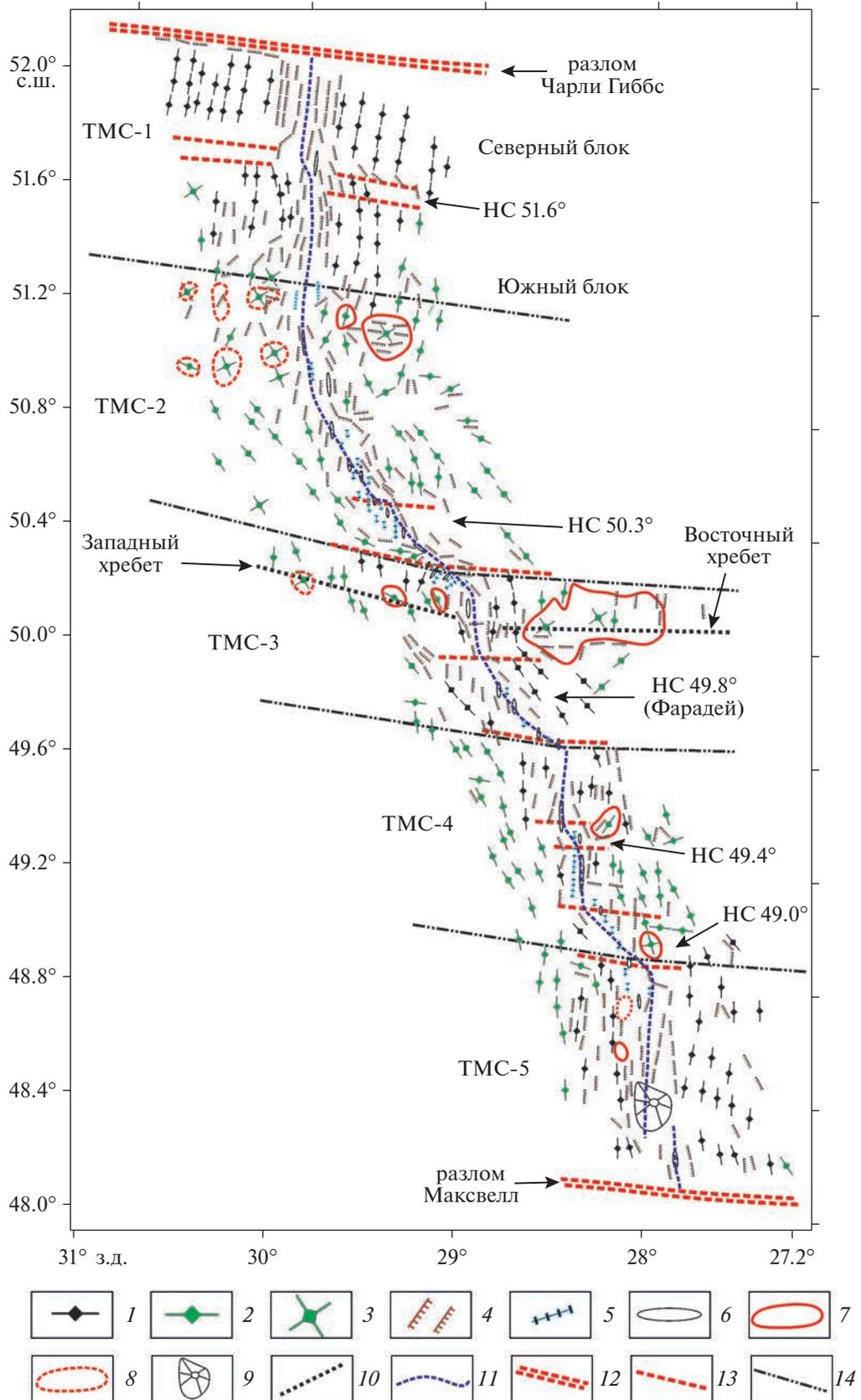


Рис. 2. Карта рельефа океанского дна САХ района Фарадей.

Рис. 3. Структурная схема района Фарадей.

1–2 – простирающие структуры на флангах рифтовой долины САХ: 1 – вулканической природы, 2 – неясной природы; 3 – изометричные куполовидные поднятия; 4 – сбросовые эскарпы; 5–6 – структуры рифтовой долины: 5 – неовулканические хребты, 6 – впадины; 7–8 – области распространения глубинных пород (габброиды, ультрабазиты): 7 – по полученным данным драгирования, 8 – предполагаемые; 9 – куполовидное вулканическое поднятие; 10 – простирающие субширотных поднятий; 11 – простирающие оси рифтовой долины; 12 – трансформные разломы; 13–14 – границы: 13 – нетрансформных смещений, 14 – тектоно-магматических сегментов



рескоком на небольшую величину оси растяжения в восточном (для северного блока) и в западном (для южного блока) направлениях. В результате, в области нетрансформного смещения наблюдается зубчатое сочленение рифтовых гор, образованных в северном и южном блоках.

Рифтовые гряды как северного, так и южного блоков – это линейные структуры, протягивающиеся параллельно бортам рифтовой долины на 20–30 км, разделенные узкими впадинами (см. рис. 4 проф. Б–Б'). Высота гряд от основания 200–500 м, крутизна склонов 10° – 22° .

Такие структуры образуются при нормальном спрединге, когда рифтовая долина ортогональна направлению расхождения литосферных плит, и сложены базальтами. Каждая гряда соответствует циклу образования океанической коры, включающему излияние базальтов на дне рифтовой долины и последующее расхождение и воздымание бортов долины с образованием сбросовых эскарпов и окончательным формированием рифтовых гряд.

ТМС-2 – между 51.2° с.ш. и 50.3° с.ш.

Рифтовые гряды ТМС-1 в южном направлении быстро погружаются и дискордантно сочленяются с несколькими изометричными или округлыми куполовидными поднятиями. По южным подножиям этих поднятий мы проводим границу между ТМС-1 и ТМС-2.

В пределах ТМС-2 рифтовая долина плавно на протяжении 130 км меняет простирание от 5° – 6° до 310° , более чем на 50° , и упирается в поднятие на 50.3° с.ш. Поднятие маркирует резкое изменение простираний как рифтовой долины, так и рифтовых гряд на субширотное. Данный перегиб структур может рассматриваться как нетрансформное смещение, которое маркирует границу с ТМС-3. Ось рифтовой долины здесь смещена к востоку на 11 км без разрыва сплошности.

Структура рифтовой долины ТМС-2 существенно отличается от ТМС-1.

Здесь рифтовая долина – это система, коротких кулисообразно расположенных, линейных или изометричных впадин протяженностью 3–10 км и максимальной глубиной 4100–4200 м, ориентированных в северном направлении, систематически смещенных в юго-восточном направлении.

В районе нетрансформного смещения 50.3° с.ш., южная впадина фестончато расходится на несколько линейных апофизов-долин протяженностью 3–7 км, которые веерообразно разворачиваются с юго-востока на юго-запад до азимута 300° в самых молодых структурах и упираются в субширотное поднятие на 50° с.ш. (рис. 5).

Данная структура могла быть образована в поле сдвиговых напряжений при локальном асим-

метричном спрединге, когда каждый последующий раскол происходит не в центре рифтовой долины, а смещается в восточном направлении.

Все внутририфтовые впадины разграничены системой коротких узких неовулканических хребтов высотой от основания 300–500 м, протягивающимися на 10–15 км по азимуту 4° – 5° . В районе 50.9° с.ш. и 29.9° з.д. имеется подводное вулканическое плато размером 8×15 км с отчетливыми отдельными вулканическими постройками, полностью перегораживающими рифтовую долину. Многочисленные одиночные вулканические постройки имеют изометричную форму, диаметр по основанию постройки около 1.8 км и относительную высоту от 100 до 250 м.

Борта рифтовой долины симметричны: средняя крутизна склонов составляет 20° – 25° . Хотя генеральное простирание бортов рифтовой долины соответствует простиранию оси рифта, в нижней части склоны террасированы и расчленены системой многочисленных небольших сбросов и сдвигов субмеридионального простирания. Превышение сбросовых ступеней друг над другом варьируется от 10 до 100–120 м, а их ширина достигает 700 м. Такие структуры образуются при косом спрединге, когда направление раздвижения литосферных плит не совпадает с направлением спрединга.

Для ТМС-2 характерно отсутствие отчетливых протяженных рифтовых гор. Как к западу, так и к востоку от рифтовой долины имеются отдельные поднятия линейной и изометричной формы с простиранием от 6° до 330° на платообразной поверхности с глубинами 3000–2900 м, образующие мелкогрядовый рельеф. Наиболее высокие поднятия с глубинами вершин 750–2400 м расположены в северной части ТМС-2. Это отдельные гряды протяженностью 5–25 км, разделенные широкими (5–7 км) U-образными долинами.

В южном направлении гряды становятся более узкими, шириной у основания ~500 м, слабо выраженными в рельефе с превышением от дна около 50–150 м.

Нами были опробованы драгированием наиболее крупные поднятия к востоку от рифтовой долины (рис. 6).

Одно из них с центром на 51.15° с.ш. и 29.73° з.д. – это узкая линейная структура длиной 15 км и шириной около 6 км, которая протягивается по азимуту 6° , что соответствует структурам рифтовых гор. Превышение от основания составляет 1750 м. Поднятие асимметричное. Крутизна западного склона составляет 20° – 25° , а восточного 25° – 45° .

Драгирование в средней части юго-восточного склона показало, что помимо базальтов и долеритов, которые составляют 65% материала, данная структура сложена также серпентинизированны-

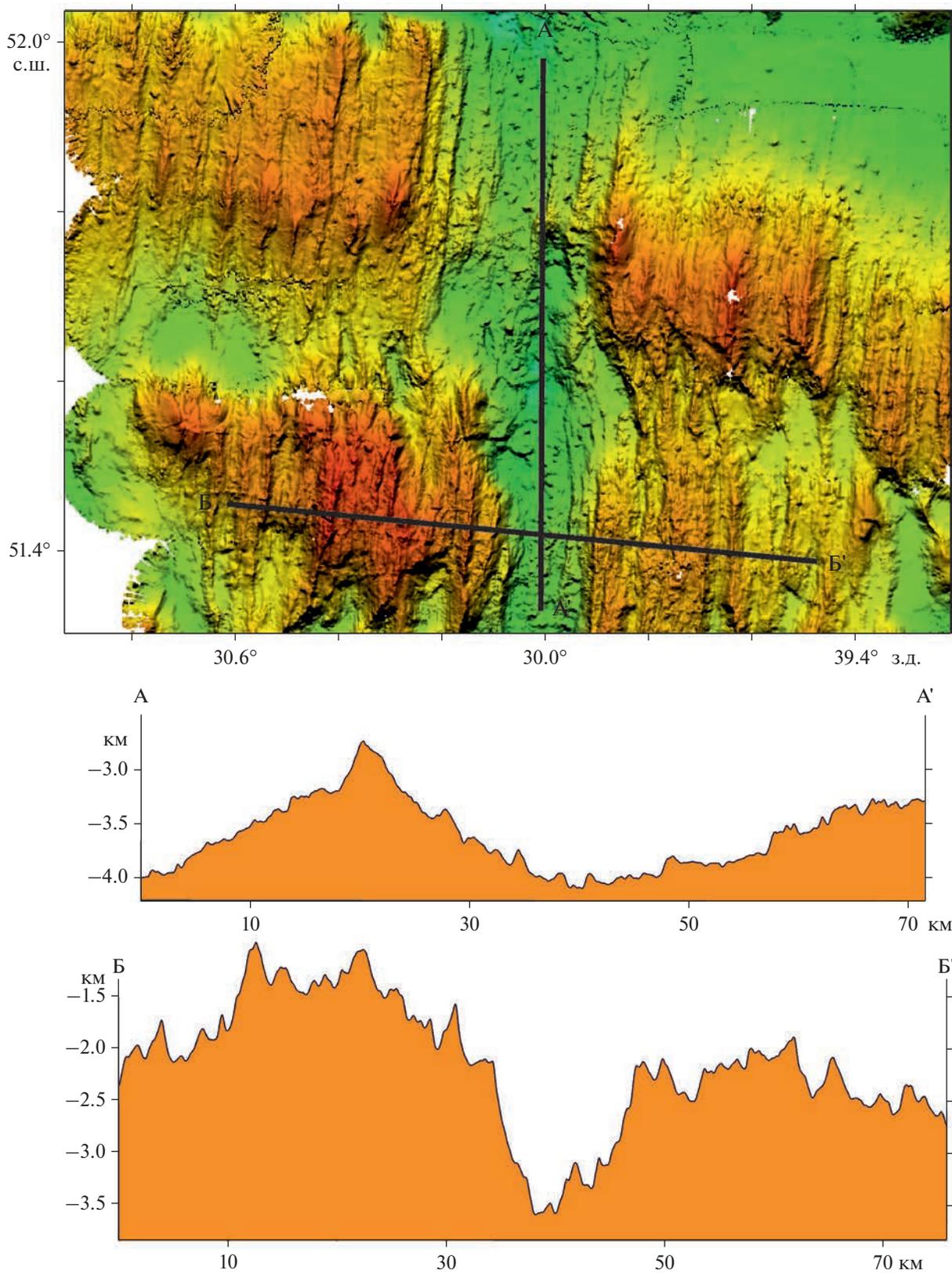


Рис. 4. Рельеф океанского дна и профили в районе ТМС-1.

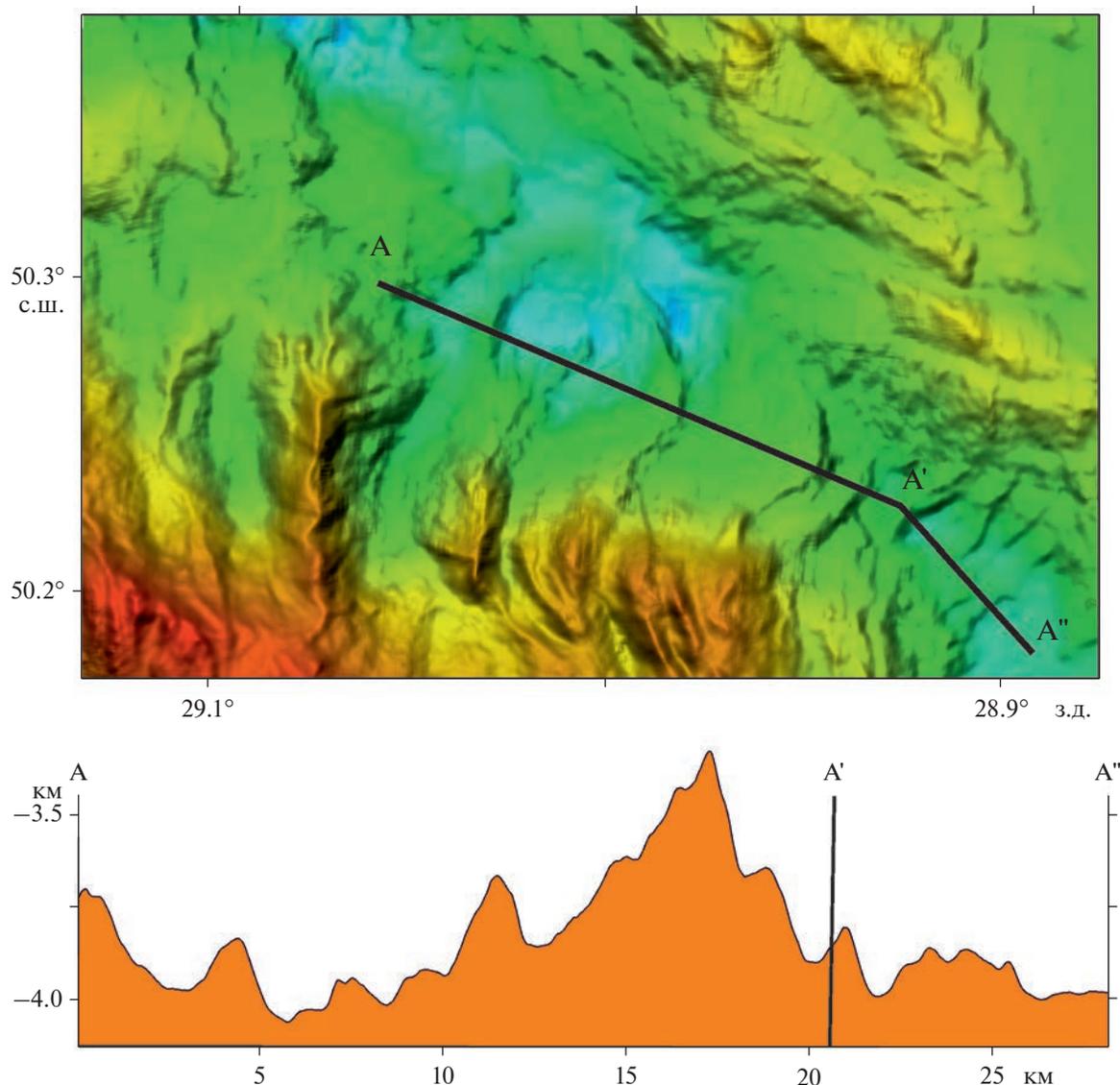


Рис. 5. Рельеф океанского дна и профили в районе ТМС-2.

ми мантийными перидотитами (35%). Последние, по данным драгирования, выведены на глубины не менее чем 2200 м. Таким образом, с учетом глубины рифтовой долины на данной широте в 3500 м, амплитуда вертикального перемещения, даже без учета того, что это — глубинные породы, составляет не менее 1300 м.

Другое поднятие с центром на 51.1° с.ш. и 29.5° з.д. — это изометричное, брахиморфное поднятие с минимальными глубинами около 1500 м, в пределах которого имеются субширотные плосковершинные гряды различного размера с простиранием 278° , образующие некоторое подобие гофрированной поверхности (см. рис. 6, профиль Б—Б').

По данным опробования, на глубинах 2200–1900 м в пределах юго-западного склона поднята

одна полуокатанная глыба базальтов не вполне ясного происхождения. Весь остальной материал — это рудные такситовые и пегматоидные габброиды с большим количеством ильменита и сфена. Гофрированные поверхности на склонах могут соответствовать тектонической штриховке [14, 30].

Морфология и состав пород данного поднятия близки внутренним океаническим комплексам, образуемым при тектоническом выведении глубинных пород на уровень морского дна, когда изливающиеся базальтовых расплавов недостаточно, чтобы сформировать нормальный разрез океанической коры, либо возникают очень продолжительные интервалы между изливаниями базальтов.

Имеется явная асимметрия относительно оси рифтовой долины. На западном фланге отсут-

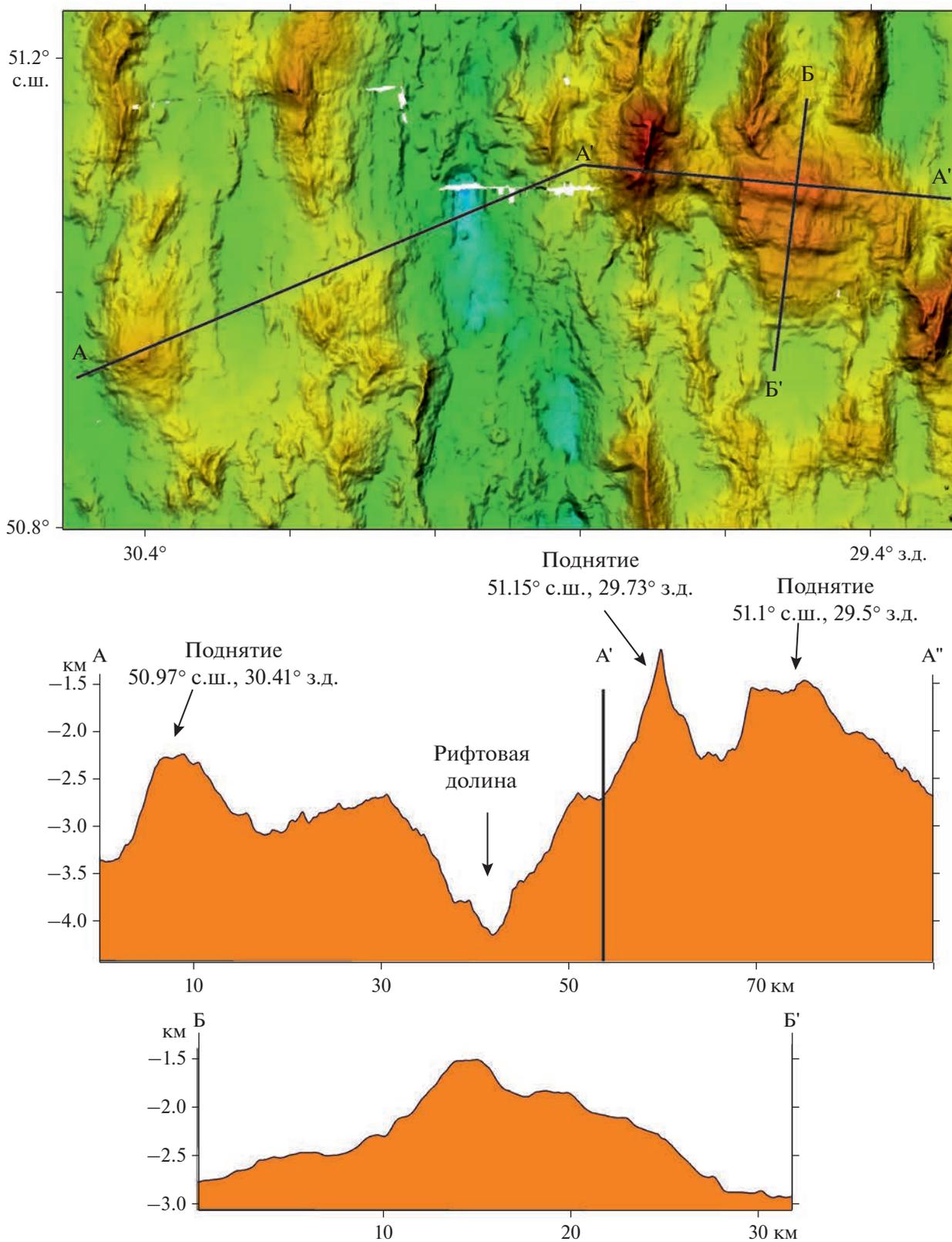


Рис. 6. Рельеф океанского дна и профили через структуры внутренних океанических комплексов.

ствуют такие крупные поднятия, какие есть на восточном фланге. К западу от рифтовой долины имеется ряд округлых куполовидных поднятий с вершинами 2400–2200 м, как, например, поднятие на 50.97° с.ш., 30.41° з.д (см. рис. 6, профиль А'–А").

Данные структуры нами не опробовались, но как видно по морфологии, они существенно отличаются от рифтовых гряд вулканической природы, могут в значительной степени состоять из глубинных пород и иметь тектоническую природу.

ТМС-3 – между 50.3° с.ш. и 49.7° с.ш.

В северной части ТМС-3 крупный субширотный хребет шириной 15–20 км, разделяется рифтовой долиной на Западный и Восточный (см. рис. 2).

К югу от 50.2° с.ш., рифтовая долина резко изменяет свое простирание до 355° , причем собственно осевая рифтовая впадина – до 7° , что совпадает с простиранием оси растяжения (рис. 7). Данный ортогональный сегмент протягивается на юг на 25 км до 49.9° с.ш.

В области пересечения с субширотным хребтом рифтовая долина сужается до 7 км, а ее глубина резко уменьшается с 4100 м до 3375 м, но уже на 50° с.ш. долина резко расширяется до 21 км и снова углубляется до 4000 м. Днище долины сильно расчлененное, наблюдаются многочисленные вулканические постройки диаметром до 1.5 км и высотой до 180 м (см. рис. 7, профиль А–А").

Начиная с 49.9° с.ш., простирание рифтовой долины вновь изменяется на 311° и вплоть до 49.7° с.ш. остается неизменным.

Рифтовая долина на этом участке состоит из нескольких субмеридиональных впадин, разделенных крупными неовулканическими линейными грядами, пересекающими целиком дно рифтовой долины по азимутам 356° – 358° и кулисообразно смещенными к юго-востоку, что соответствует структурам, образованным в кинематических условиях косоугольного сдвигания. Общее смещение оси рифтовой долины к востоку составляет 25 км. Эту структуру можно рассматривать как крупное нетрансформное смещение. Оно известно как трансформный разлом Фарадей [23]. Однако нарушения сплошности рифтовой долины при пересечении структуры не происходит, а сама структура расположена, как и предыдущие смещения, неортогонально к простиранию оси рифтовой долины.

Фланговые части ТМС-3 отличаются асимметрией. Западный фланг представлен мелкогрядовым рельефом, по морфометрическим параметрам и северному простиранию схожим с внутренними структурами рифтовой долины. На удалении 15–20 км от бровки долины мелко-

грядовый рельеф сменяется крупными массивами, ориентированными в северо-западном направлении, т.е. в соответствии с простиранием самой рифтовой долины. В длину эти массивы достигают 20 км при ширине 7–8 км, а их относительная высота доходит до 1050 м. В пределах массивов наблюдаются отдельные кратеры и кальдеры. Друг от друга массивы отделены впадинами до 6 км шириной, с выровненным днищем.

Восточный фланг спредингового сегмента полностью состоит из подобных крупных массивов, схожих по морфометрическим параметрам и северо-западному простиранию с массивами западного фланга, однако, здесь их очертания более плавные и вершинные поверхности являются преимущественно округлыми. Превышение массивов над уровнем разделяющих их впадин достигает 1300 м.

Также встречаются отдельные кальдеры и кратеры, однако, в меньшем количестве, чем на западном фланге. Ширина впадин, отделяющих массивы друг от друга, достигает 12 км. Мелкогрядовый рельеф, описанный для западного фланга, практически отсутствует в пределах восточного. Возможно, некоторые из этих массивов могут быть сложены глубинными породами.

Субширотные хребты расположены между нетрансформным смещением 50.3° на северной границе и нетрансформным смещением 49.8° (Фарадей) и протягиваются по азимуту 286° (Западный) и 88° (Восточный) на расстояние соответственно 200 км и 135 км (см. рис. 7, профиль Б–Б').

Обстановка формирования этих структур, судя по протяженности Западного субширотного хребта и экстраполяции линейных магнитных аномалий [32], существует не менее 14–16 млн лет. И, если простирание Восточного хребта, в целом, соответствует направлению спрединга (расхождение всего около 3°), то для Западного – расхождение составляет 21° .

Хребты представлены в виде сочетания меридиональных гряд и массивов, образуемых при слиянии нескольких коротких гряд, достигающих глубин 1300 м. Гряды и массивы асимметричны, имеют более пологие склоны, обращенные к рифтовой долине. На этих склонах отмечаются мелкие широтные гряды, образующие гофрированные поверхности. Наблюдается асимметрия и в меридиональном направлении. Северные склоны западного хребта более крутые, тогда как для восточного хребта наблюдается противоположная ситуация. Длина гряд варьируется от 5 до 18 км при ширине от 2 до 6 км. Массивы имеют длину до 20 км при ширине до 25 км. Вершинные поверхности округлой формы, реже представлены узкими гребнями.

По данным драгирования (девять драгировок) Восточный хребет сложен в основном серпенти-

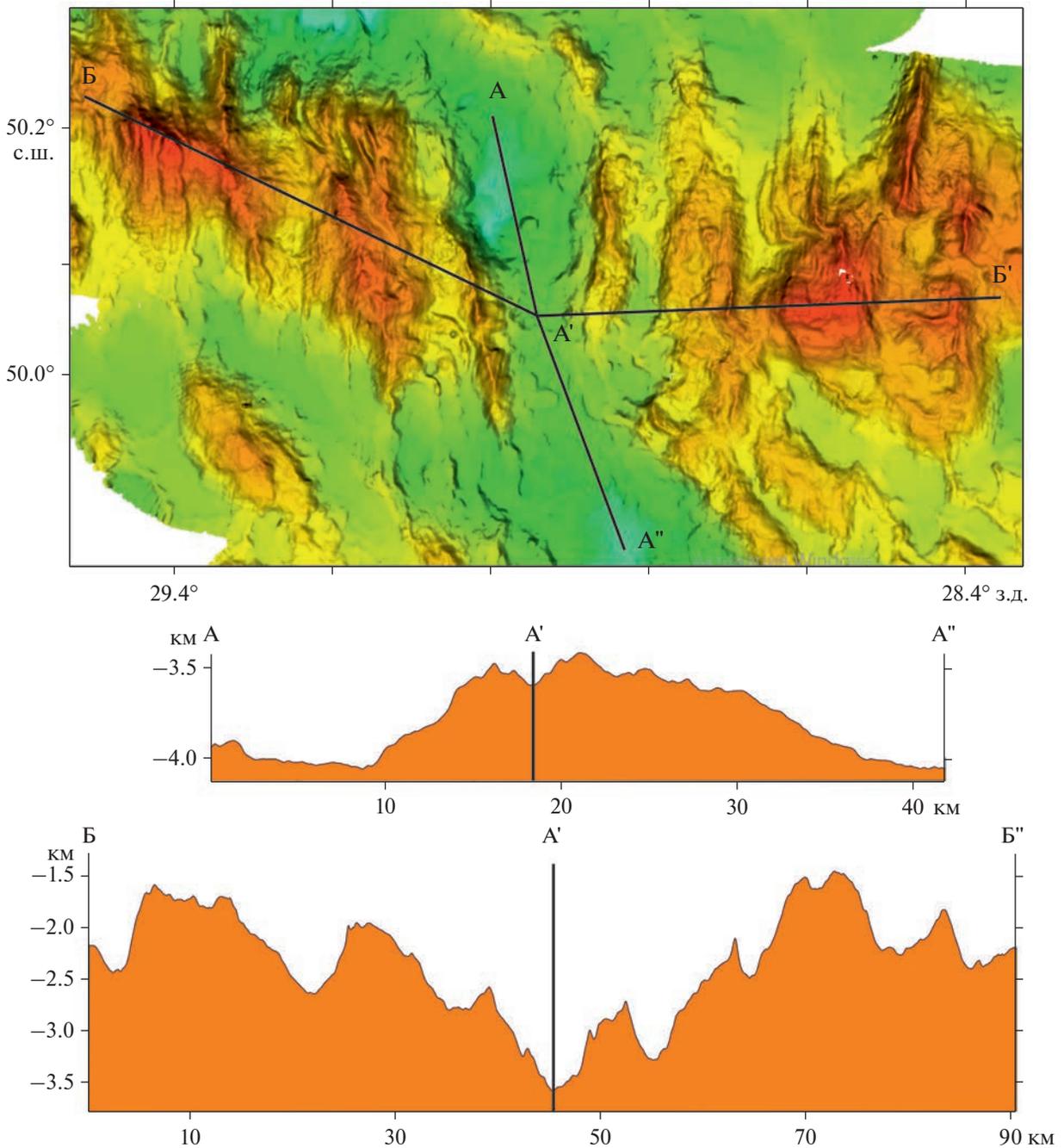


Рис. 7. Рельеф океанского дна и профили в районе ТМС-3.

низированными и тектонизированными ультрабазидами – 70%. Габброиды составляют ~25%, базальты и долериты – 5%. В пределах Западного хребта преобладают базальты и долериты – 75%. Габброиды составляют около 20%, ультрабази- ты – 5%.

Таким образом, наблюдается асимметрия как в морфологии, так и в составе пород Восточного и

Западного хребтов на расстоянии 60 км в стороны от оси рифтовой долины.

ТМС-4 – между 49.7° с.ш. и 48.9° с.ш.

Данный сегмент протягивается в южном на- правлении от южной границы нетрансформного смещения Фарадей (49.7° с.ш.) до 48.9° с.ш. и включает два меридиональных сегмента рифто-

вой долины, разделенных небольшими нетрансформными смещениями (см. рис. 3):

– северное нетрансформное смещение 49.4° (49.42° – 49.36° с.ш.) со смещением рифтовой долины к востоку на 4 км;

– южное нетрансформное смещение 49.0° с.ш. (49.1° – 49.93° с.ш.) со смещением рифтовой долины к востоку на 17 км.

Южнее нетрансформного смещения Фарадей долина меняет простирание с 311° на 4° . Протяженность этого сегмента рифтовой долины 28 км, ширина – 10–12 км при наименьшей ширине в центральной части. Здесь днище долины наиболее приподнято до глубины 3300 м (рис. 8, профиль А–А").

Наблюдаются многочисленные конусовидные вулканические постройки. Диаметр отдельных вулканических конусов варьируется от 600 до 1300 м, при высоте от 40 до 70 м. Склоны долины ступенчатые, симметричные, их средняя крутизна составляет 15° – 20° .

Нетрансформное смещение 49.0° с общим северо-западным простиранием рифтовой долины разбито на несколько удлиненных рифтовых впадин, разделенных крупными вулканическими хребтами шириной 5–7 км и протяженностью 12–20 км, высотой от основания 500–600 м. Простирание этих структур в рифтовой долине 3° – 7° . Крутизна склонов, представленных сбросовыми эскарпами, достигает 35° – 40° . Такая структура рифтовой долины отвечает кинематической обстановке косоугольного спрединга.

Наибольшее разнообразие в структурах отмечается за пределами рифтовой долины.

Между 49.7° с.ш. и 49.3° с.ш. – это крупные гряды рифтовых гор и изометричных, реже вытянутых по простиранию долины массивов, наложенных на грядовой рельеф. Причем, если на восточном фланге наблюдается явное преобладание грядового рельефа и выделяются лишь два крупных массива, сложенных преимущественно ультрабазитами и разделенных впадинами, то западный фланг практически полностью состоит из массивов, соединенных в единый хребет длиной 65 км (рис. 8, профиль Б–Б'). Один из этих массивов известен как гора Фарадей [23]. Данный хребет сложен помимо базальтов и долеритов глубинными породами (габброидами).

Для грядового рельефа характерны островершинные гребни. Длина гряд достигает 22 км при ширине до 2.2 км и высоте до 300 м, при простирании 352° . Гряды асимметричные. Обращенные к рифтовой долине склоны, как правило, имеют большую крутизну. На восточном фланге долины гряды отделены межгрядовыми понижениями до 3 км шириной. На западном фланге гряды разделены лишь узкими (первые сотни метров) ложбинами (см. рис. 2).

Массивы имеют, как правило, округлую форму. Их диаметр варьируется от 8 до 10 км. Склоны также имеют асимметрию, – обращенные к долине склоны являются более пологими. Также наблюдается асимметрия по направлению север–юг. Характер асимметрии аналогичен рассмотренной ранее в пределах ТМС-3 (северные склоны более крутые). Вершинные поверхности неровные. В пределах отдельных массивов выделяются единичные небольшие вулканические постройки. Простирание гряд западного фланга субмеридиональное, в то время как сами массивы имеют различное простирание. Отдельные драгировки показали, что массивы в значительной степени сложены глубинными породами – габброидами и ультрабазитами.

В интервале между 49.3° с.ш. и 48.9° с.ш. морфология западного и восточного флангов различается. Восточный фланг представлен грядовым рельефом рифтовых гор. Гряды, кроме ближайшей к рифтовой долине, имеют небольшую высоту (не более 150 м) при ширине 1.5–2 км. Их простирание – около 350° , что соответствует усредненному простиранию оси рифтовой долины. Длина гряд колеблется в пределах 8–10 км.

С находящимися севернее массивами на 49.4° с.ш. гряды не соединяются, будучи отделенными ложбиной глубиной 100–150 м. Друг от друга гряды также отделены небольшими ложбинами или впадинами шириной до 3 км. В пределах гряд видны отдельные кратеры и кальдеры. Диаметр кальдер варьируется от 1.5 до 17 км. Отдельно выделяется ближайшая к рифтовой долине гряда, достигающая высоты 600 м при ширине 3.5 км.

К югу гряды переходят в крупный массив с высотой от основания 1500 м, состоящий из нескольких округлых и субширотных поднятий, некоторые из которых сложены серпентинизированными мантийными ультрабазитами. Общее простирание массива – 286° .

Для западного фланга характерны более длинные гряды (от 10 до 17 км) извилистой формы. Ширина гряд находится в пределах 2–4 км. Высота также значительно варьирует – от 200 до 600 м.

Часто гряды сливаются в более крупные массивы различной ориентировки. По длинной оси они достигают 20 км, по короткой оси – 12 км. Друг от друга гряды и массивы отделены впадинами от 3 до 5 км шириной. Характерной особенностью рельефа является присутствие большого количества кольцевидных структур, которые могут быть интерпретированы как кальдеры. В диаметре они варьируются от 2.5 до 5 км при глубине днища до 450 м.

Проведенный анализ рельефа показал, что простирание рифтовых гор на флангах рифтовой долины как на восточном, так и на западном флангах соответствует простиранию оси рифто-

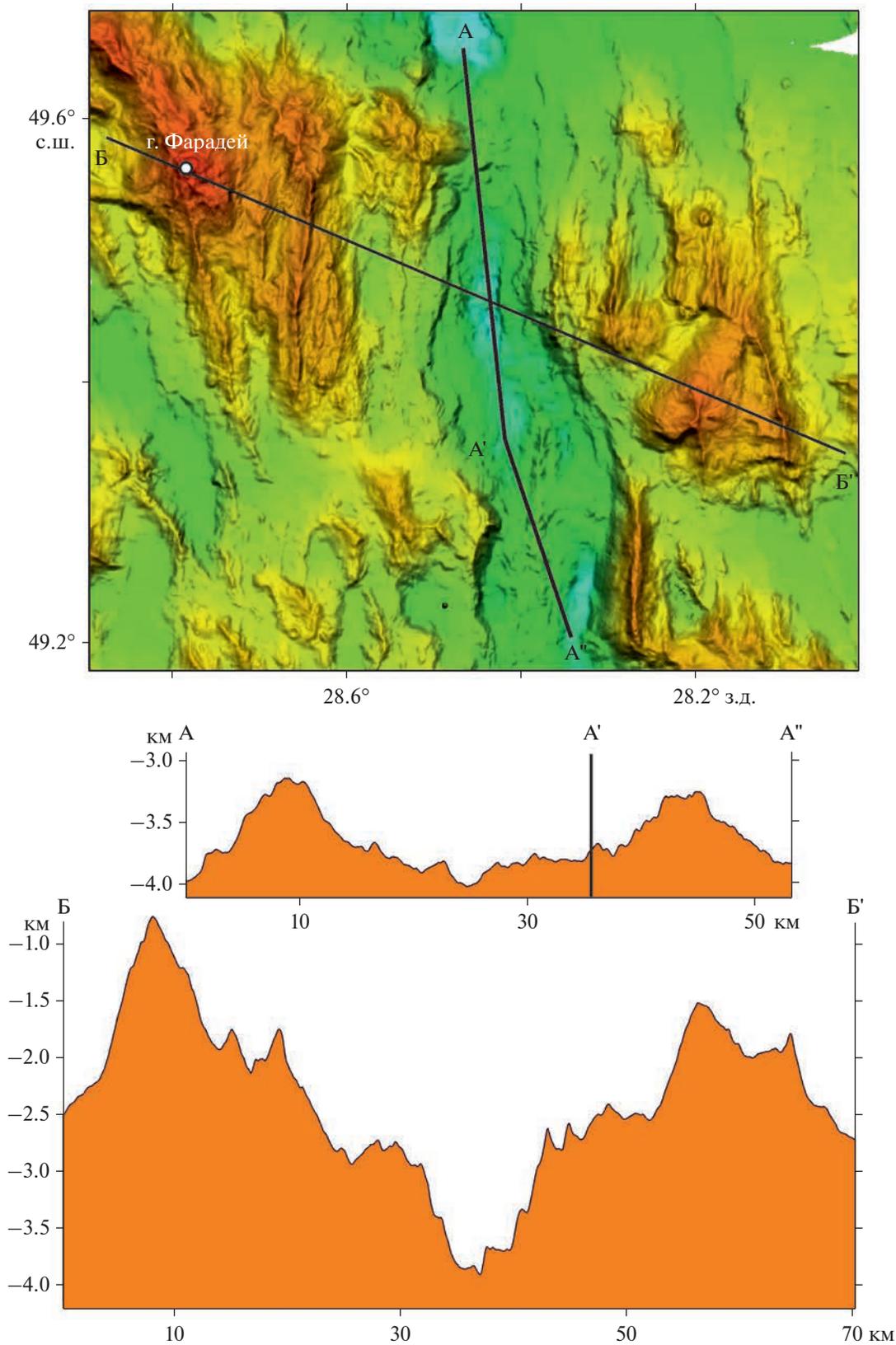


Рис. 8. Рельеф океанского дна и профили в районе ТМС-4.

вой долины и не соответствует ориентировке кулисообразных структур, которые сформированы в самой рифтовой долине. На этом основании, а также по данным интерпретации линейных магнитных аномалий, можно предполагать, что перестройка кинематики произошла недавно — 0.8–1 млн лет. В районе 49.25° с.ш. и 28.46° з.д. сбросовый эскарп западного борта рифтовой долины срезает ранее сформированные рифтовые горы.

ТМС-5 — между 48.9° с.ш. и разломом Максвелл

Границу между ТМС-4 и ТМС-5 проходит по субширотной линейной депрессии на 48.9° с.ш. Признаков смещения рифтовой долины не видно, хотя изменение структурного плана несомненно. Кроме того, как показало проведенное нами опробование, небольшое поднятие на восточном борту рифтовой впадины с центром на 48.97° с.ш. и 27.97° з.д. сложено ультрабазитами.

ТМС-5 кардинально отличается от рассмотренных выше сегментов. В южной части ТМС-5 рифтовая долина перегорожена крупной вулканической структурой на широте 48.4° (рис. 9, профиль А–А').

Вулканическая структура куполовидной формы состоит из двух сочлененных вулканических поднятий, вытянутых перпендикулярно к рифтовой долине и отделенных от структур более древних гряд рифтовых гор линейными впадинами. Длина купола составляет 17 км, ширина 10.6 км. Его лавовые потоки прослеживаются на удалении до 16 км от центра вулканического купола. Вершинная поверхность расположена на глубине 1600 м. В пределах купола располагаются несколько кратеров.

По данным драгирования купол сложен слабо измененными базальтами, самые свежие из которых были подняты с западного склона купола. В связи с этим можно предположить, что в настоящее время рифтовый вулканизм и ось спрединга смещены в район западной линейной впадины.

С севера к центральной части купола подходит рифтовая долина с простиранием 2° . На севере ее ширина 15–17 км при глубине до 4000 м. В днище долины присутствует несколько параллельных друг другу вулканических хребтов, длиной до 6 км и высотой до 100 м. Они вытянуты по простиранию рифтовой долины. Долина асимметричная (см. рис. 9, профиль Б–Б').

Западный склон относительно пологий (4° – 5°), состоит из многочисленных сбросовых ступеней. Восточный борт крутой (19° – 20°), представлен в виде единой сбросовой поверхности амплитудой по падению 150–300 м, которая прослеживается с севера на юг на расстояние по крайней мере 25 км.

К югу от 48.7° с.ш. глубина и ширина рифтовой долины постепенно уменьшаются, последняя приобретает в плане клиновидную форму. Южнее купола наблюдается лишь небольшой фрагмент рифтовой долины, в рельефе выраженный в виде изометричной впадины шириной 14 км при глубине до 3700 м.

С запада и востока она ограничена ступенчатыми крутыми (15° – 25°) склонами. Южнее рифтовая долина вероятно ограничена разломом Максвелл [23]. На этот район отсутствуют данные по рельефу дна.

Фланговая зона ТМС-5 имеет типичный грядовый рельеф рифтовых гор. Ширина и высота гряд варьируется в значительных пределах. Ширина различается от 2 до 9 км, а превышение от основания — от первых сотен метров до 1500 м. Расстояние между грядами также варьирует.

На восточном фланге в районе 48.4° с.ш. и 27.5° з.д. гряды сливаются, формируя крупный массив с грядовым рельефом, разделенным лишь небольшими V-образными ложбинами. Встречаются и крупные впадины до 4 км шириной с U-образным поперечным профилем и выровненным днищем. Простирание всех структур меридиональное, совпадающее с простиранием рифтовой долины.

Несмотря на то, что морфология рифтовых гряд свидетельствует о том, что они представляют собой фрагменты базальтовой океанической коры, в их пределах отмечены и более глубинные породы — габброиды (например, в нижней части гряды в районе 48.63° с.ш. и 28.14° з.д.), что подтверждает существенное влияние тектонических подвижек на формирование структур ТМС-5.

СЕЙСМОТЕКТОНИКА И ГРАВИТАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ РЕГИОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Особенностью распределения сейсмичности вдоль САХ в районе Фарадей является формирование плотных групп мелкофокусных событий и фактически полное их отсутствие в ряде сегментов (рис. 10).

Сейсмические мелкофокусные события почти отсутствуют в рифтовой долине САХ между 51.8° и 50.3° с.ш. за исключением сегмента, находящегося между 51.2° и 51° с.ш., в котором группа мелкофокусных событий имеет магнитуду $M \geq 4$. В этом же сегменте наблюдается некоторое количество глубокофокусных событий на флангах в 30–40 км от его оси, которые образуют псевдолинейную группу с той же ориентацией что и нетрансформное смещение в ТМС-2.

Мелкофокусная сейсмичность наиболее широко распространена в пределах рифтовой долины и на ее бортах и включает как спрединговые

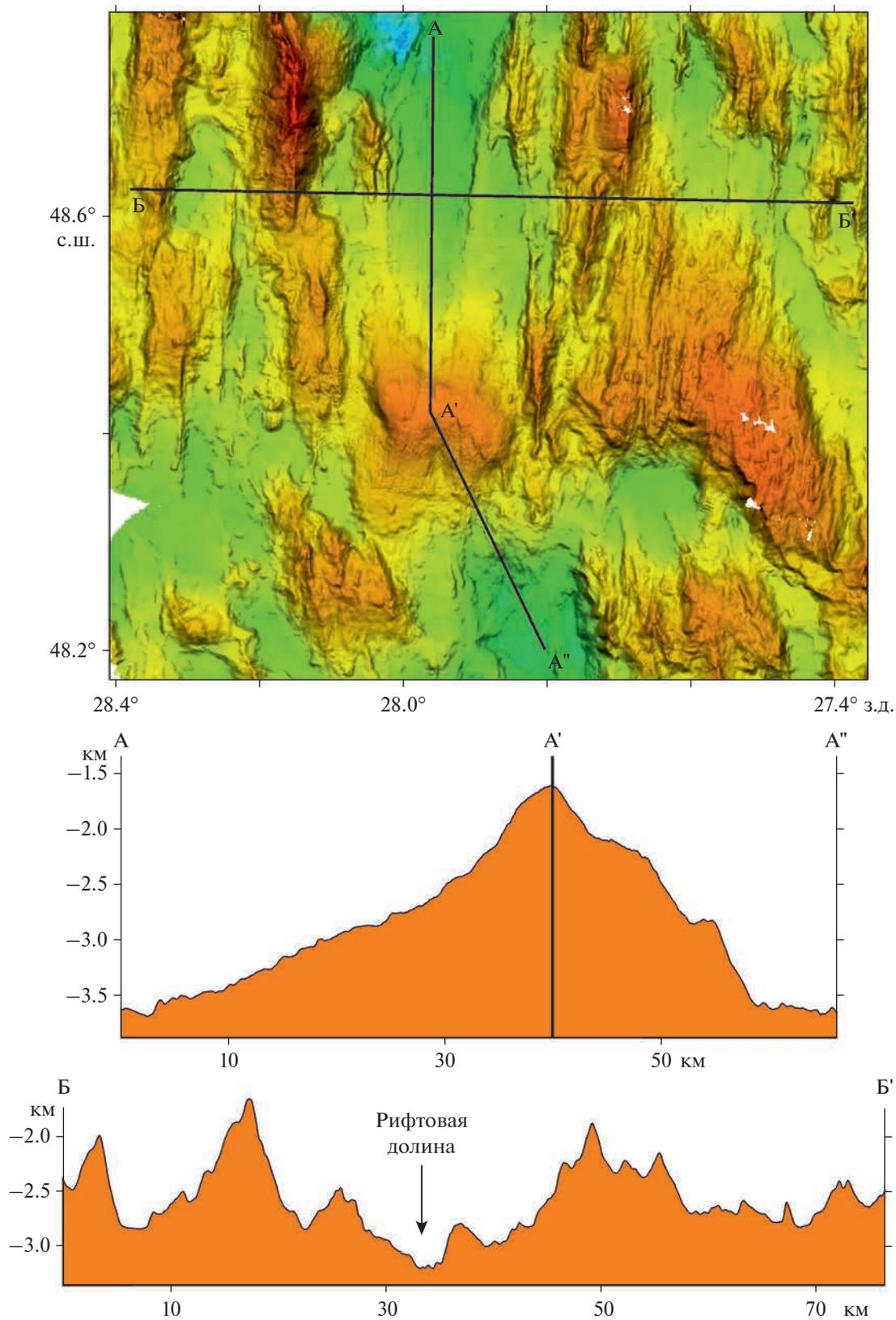


Рис. 9. Рельеф океанского дна и профили в районе ТМС-5.

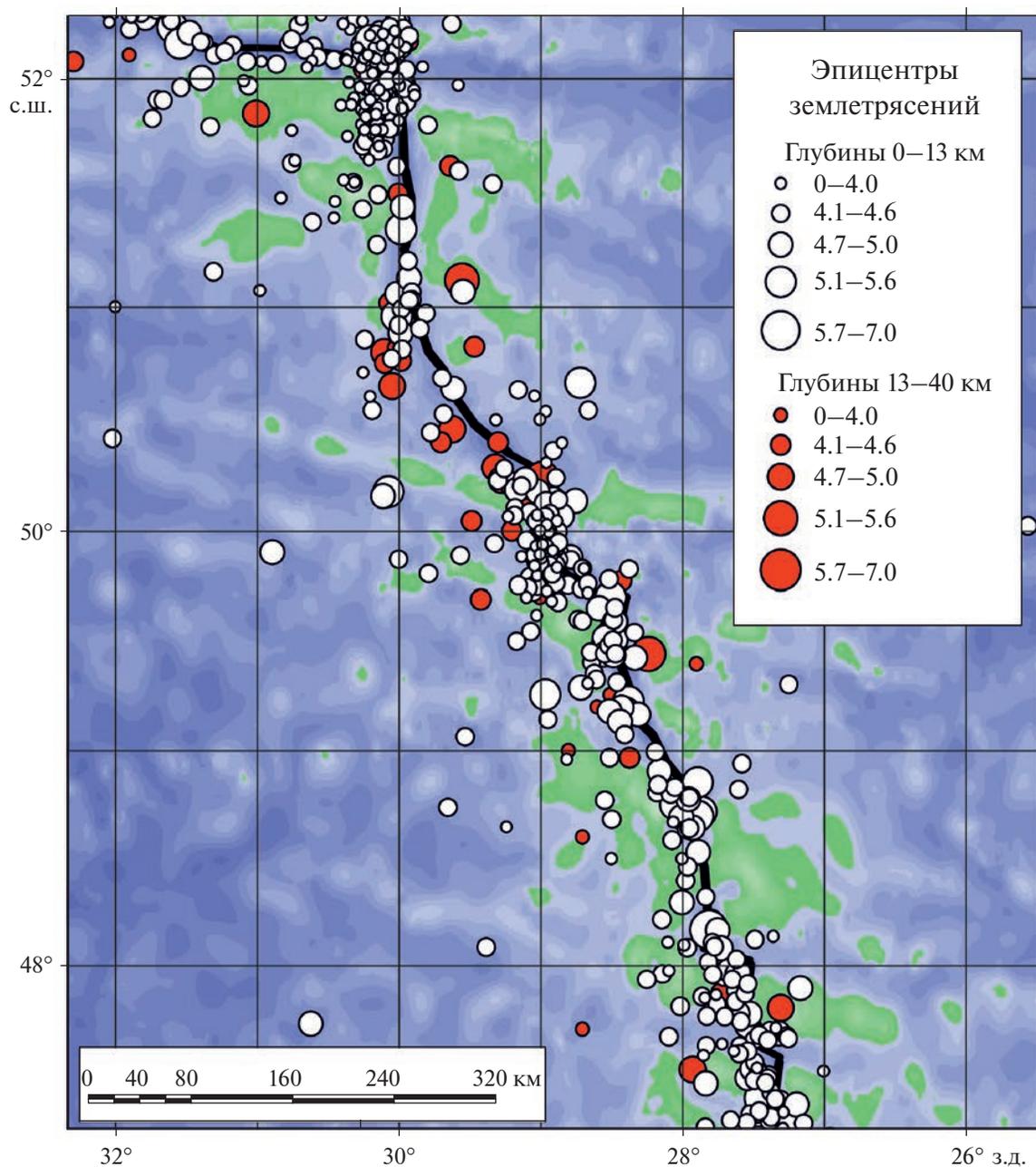


Рис. 10. Сейсмичность САХ (по данным [40], с изменениями и дополнениями). Показано: положение эпицентров на разных глубинных интервалах магнитудой событий (шкала); ось САХ (линия черным).

ячейки с базальтовым вулканизмом, где она обусловлена подъемом в них прогретого вещества, так и в нетрансформном смещении, где по данным анализа морфологии рельефа и поднятым породам, происходили тектонические движения. Причем очаги на минимальных глубинах с небольшой магнитудой $0 > M \leq 4$ характерны именно для приповерхностных тектонических процессов.

Глубокофокусная сейсмичность сосредоточена в основном вдоль самого протяженного участ-

ка с косым спредингом между 50.8° и 50.4° с.ш. Природа глубокофокусной сейсмичности может быть связана с появлением глубинных сколов со сдвиговой компонентой, меняющих динамику растяжения в данном сегменте. Это может быть реализовано, когда направление расхождения плит не совпадает с направлением спрединга, либо, когда имеется перепад скоростей спрединга к югу и северу от границы между ТМС-2 и ТМС-3. В обоих возможных случаях причиной является неравномерность кинематических параметров

движения на данном участке дрейфующих плит по обе стороны от оси САХ.

Анализ сейсмических событий с решениями для механизмов очагов по данным [19, 20, 27] показывает, что вдоль оси САХ проявлены в основном механизмы растяжения.

Сдвиговые механизмы проявлены только на западном фланге САХ на границе ТМС-2 и ТМС-3, на удалении до 100 км от оси. Это поддерживает приведенную нами интерпретацию пространственной связи нетрансформного смещения и глубокофокусной сейсмичности, согласно которой в настоящее время происходит трансформация конфигурации САХ с появлением нового трансформного смещения. Кроме того, на таких же удалениях на восточном фланге установлены надвиговые механизмы с субмеридиональной вергентностью. Все это указывает на сложную геодинамическую обстановку района.

Гравитационные аномалии отражают плотностную структуру коры и верхней мантии. С некоторыми допущениями низкие значения соответствуют участкам с более мощной корой, сложенной материалом с меньшей плотностью (базальт). Соответственно, высокие значения соответствуют менее мощной коре, сложенной более плотными породами (ультрабазит). Средние значения плотностей коррелируются с поднятиями, сложенными базальтами, долеритами и габброидами [12].

Осевая часть САХ имеет сложную, мозаичную конфигурацию гравитационных аномалий Буге (рис. 11).

Типичные для осевой части САХ низкие значения редукции сильно варьируют по ширине и амплитуде. Максимальная ширина и амплитуда установлены в северной части района Фарадей (ТМС-1) в пределах Северного и Южного блоков, а также в южной части района (ТМС-5), где вулканическое поднятие в осевой части САХ настолько велико, что фактически перекрывает рифтовую долину. Это дополнительно указывает на четкую обратную связь продуктивности магматизма и интенсивности осевой аномалии Буге. Дополнительно отметим, что в районах с интенсивными гравитационными минимумами наличие глубокофокусных сейсмических событий минимально (см. рис. 10).

Повышенные значения аномалий Буге отмечаются в районе НС 51.6°. Причем они сильнее выражены к востоку от рифтовой долины. Максимумы отмечаются над изометричными поднятиями в районе 51.1° с.ш. и 29.6° з.д.

В аномальном поле отчетливо проявлены структуры широтных поднятий на 50.1° с.ш. Причем над Восточным отмечаются более высокие значения, чем над Западным, что хорошо коррелируется с данными драгирования и подчеркива-

ет структурную и вещественную асимметрию САХ, но весь участок рифтовой долины между 49.9° и 49.7° с.ш., судя по аномалиям, характеризуется утоненной корой.

МАГНИТНОЕ ПОЛЕ И ВОЗРАСТ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

В районе Фарадей прослеживаются субмеридиональные знакопеременные линейные аномалии. Размах аномалий составляет, в среднем, 800–1000 нТл. Для положительных аномалий характерны значения +400÷+600 нТл, для отрицательных –400÷–500 нТл. Выявленные аномалии симметричны относительно центральной аномалии и хорошо коррелируются от профиля к профилю, формируя систему линейных магнитных аномалий спрединговой природы, характерную для этого района Атлантики [32].

Центральная аномалия, соответствующая геомагнитной эпохе Брюнес (0–0.78 млн лет), протягивается через весь район в субмеридиональном направлении, изгибаясь и меняя азимут простираения от строго меридионального до 315°–320°. Ее положение практически повторяет контуры рифтовой долины, что очевидно при совмещении магнитных и батиметрических данных (рис. 12).

Конформно ей, по обе стороны рифта прослеживается аномалия 2 (отрицательная 0.78–4.19 млн лет), включающая в себя 2А (положительная 2.58–3.6 млн лет). Эти аномалии имеют характерные формы и достаточно хорошо идентифицируются, что позволило рассчитать скорости спрединга рассматриваемого района. Наиболее высокие значения намагниченности центральной аномалии отмечаются в ТМС-1 и ТМС-5, что закономерно, так как здесь это единственные два сегмента САХ, которые характеризуются формированием мощной океанической коры при поступлении больших объемов базальтов на поверхность дна.

Скорость спрединга в пределах полигона остается стабильной и лежит в пределах 10–12 мм/год, что особенно характерно для западного фланга САХ в пределах района, более того, эта скорость закономерно снижается с 12 мм/год на севере до 9.7 мм/год на юге, на западном фланге. Это свидетельствует в пользу достаточно стабильной тектонической обстановки на западном фланге САХ в пределах изученной площади. Более сложная картина наблюдается на восточном фланге рифтовой долины. Здесь наблюдается несколько большая (12–13 мм/год) средняя скорость раскрытия, чем на западе и ее большая вариативность.

В районе субширотного хребта (50°–50.33° с.ш.) в рифтовой долине наблюдается заметное ослаб-

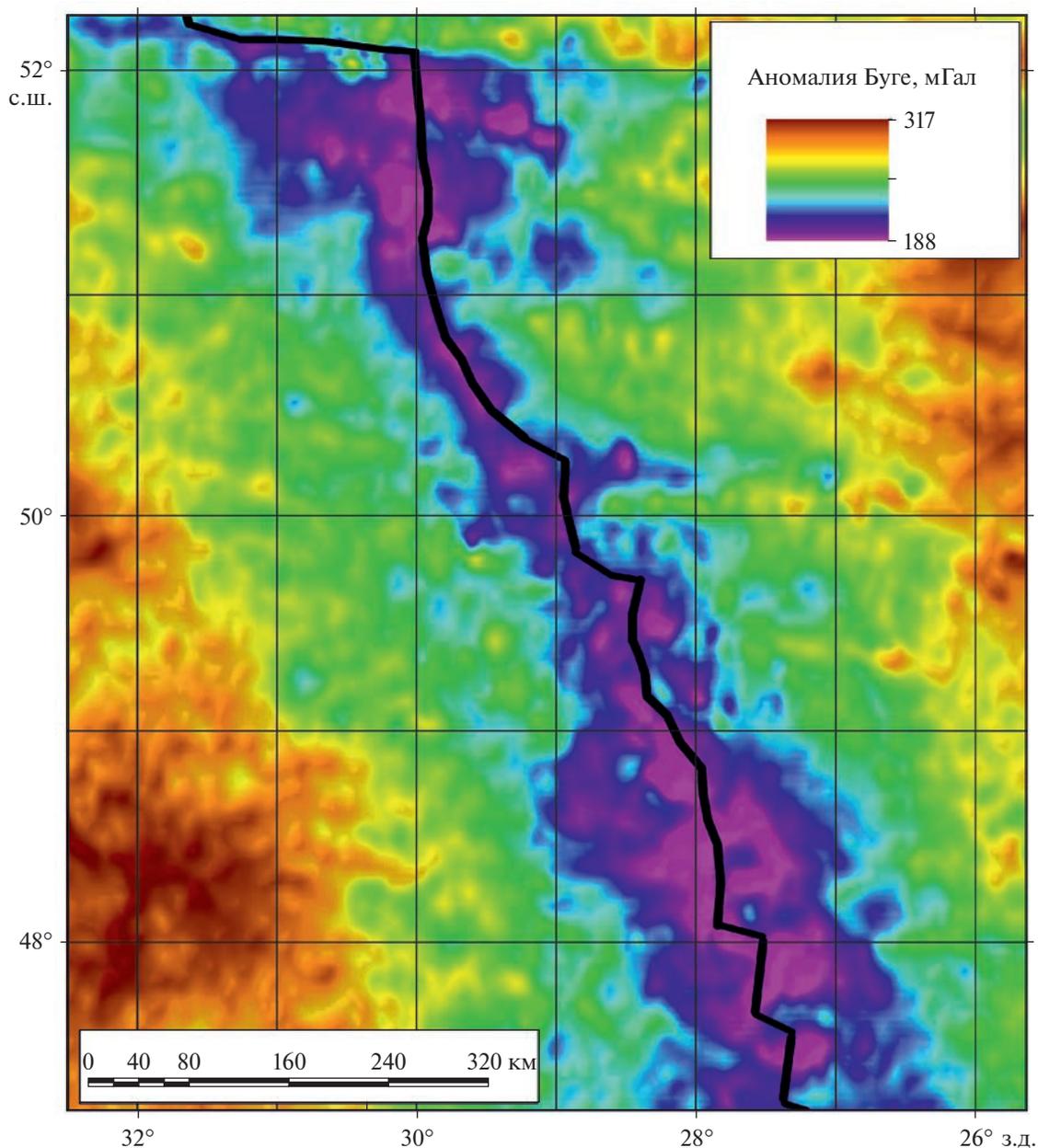


Рис. 11. Аномалии Буге, рассчитанные по данным спутниковой альтиметрии (по [34]) и рельефа (по [23]) на сетке $1' \times 1'$. Показана ось САХ (линия черным).

ление интенсивности вплоть до полного исчезновения центральной аномалии.

На широте 49.9° с.ш. центральная аномалия расщеплена на две ветви, одна из которых упирается с юга в Западный широтный хребет, а другая смещается на 20 км к востоку и прослеживается на северо-восток вплоть до 50.3° с.ш. Это фиксирует перескок оси спрединга в восточном направлении, не приведший, однако, к образованию трансформного разлома. В дальнейшем, возможно (не имеется данных о том, что западная ветвь в настоящее время перестала быть активной), весь

участок рифтовой долины от 28.28° з.д. на широте 50.1° с.ш. будет смещаться к западу. Этим, вероятно, объясняются сниженные скорости спрединга в районе 50.42° – 50.27° с.ш. Миграция оси рифтинга частично переработала часть коры, имевшей возраст и обратную намагниченность, соответствующих началу 2-й аномалии.

Похожая ситуация наблюдается и на юге ГМС-5, в районе 48.33° – 48.67° с.ш. Центральная аномалия расширяется и расщепляется на две ветви, которые сходятся к югу от куполовидного поднятия. По данным драгирования наиболее

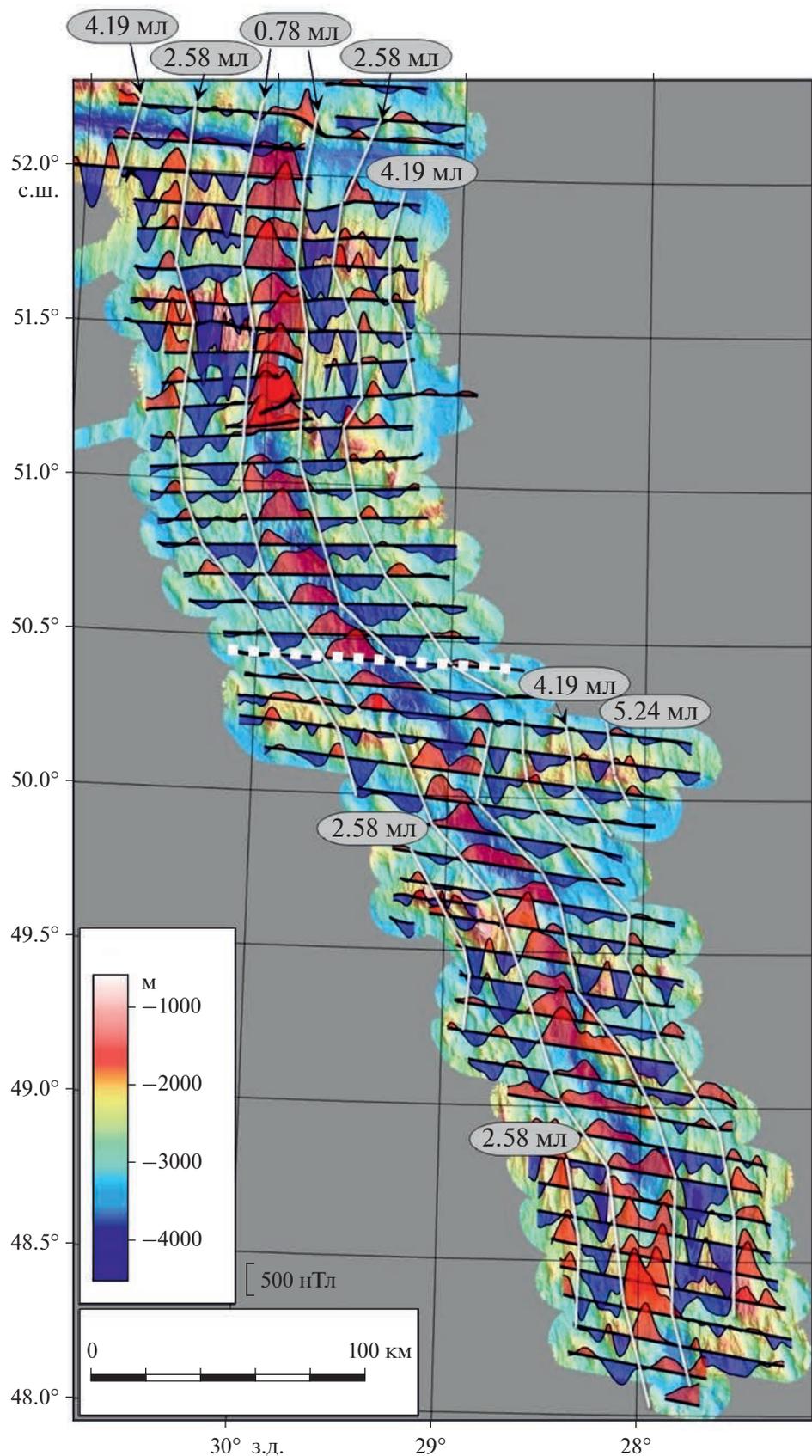


Рис. 12. Схема графиков аномального магнитного поля, наложенная на карту рельефа дна. Показано: изохроны (сплошные линии белым); профиль 10 (пунктирная линия белым); возраст литосферы (цифры в овалах), согласно выделенным линейным магнитным аномалиям.

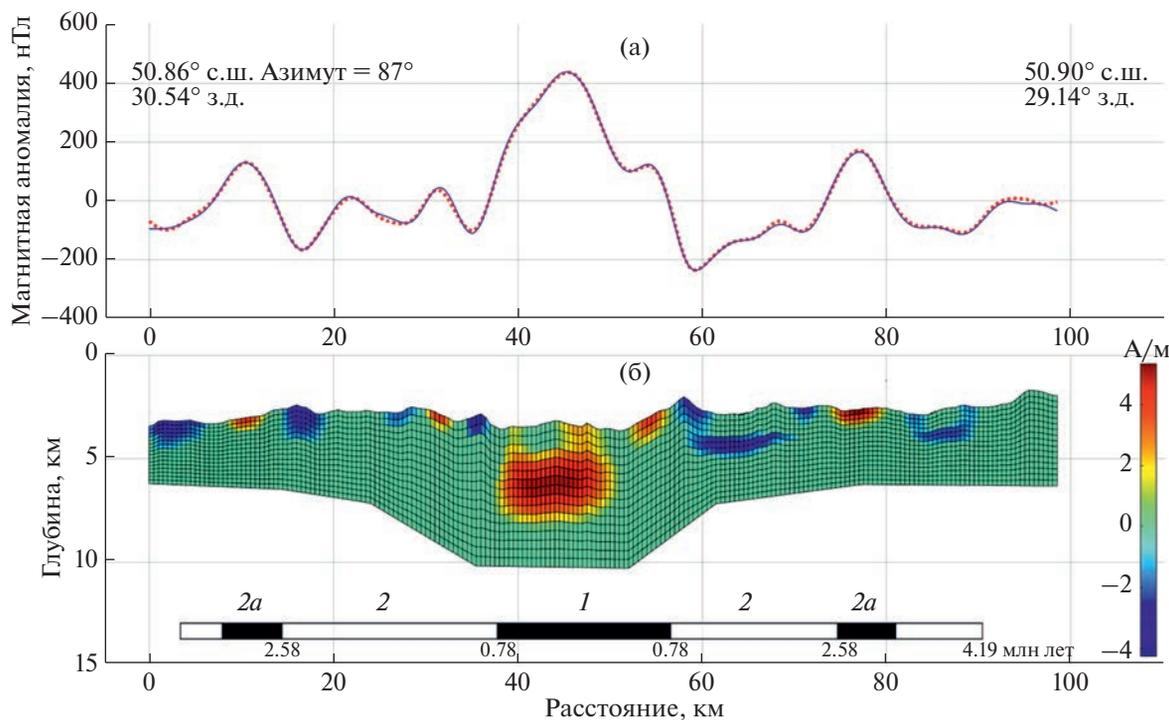


Рис. 13. Модель решения обратной задачи магнитометрии в двухмерном варианте по расчету магнитоактивного слоя для профиля 10 полигона Фарадей.

(а) – аномальное магнитное поле: измеренное (сплошная линия синим), подобранное (красный пунктир), ошибка подбора составила $<0.5\%$ от амплитуды аномального магнитного поля; (б) – модель магнитоактивного слоя: размеры элементарной ячейки не превышают 0.5 км по обоим измерениям, подобранные по намагниченности хроны магнитной полярности (внизу) с номерами аномалий и возрастом (млн лет).

Положение профиля 10 (пунктирная линия белым) – см. рис. 12.

молодой является западная ветвь, в то время как восточная перестала быть активной.

На рис. 13 представлены результаты подбора источников магнитных аномалий для профиля 10 (см. рис. 12) с помощью оригинальной технологии решения обратной задачи магнитометрии в двухмерном варианте, ранее применявшейся для моделирования магнитоактивного слоя в пределах рифтовой системы Белого моря и Курильской островной дуги [1, 3].

Эта технология основана на итерационном процессе, объединяющем интерактивный выбор относительно использования технологии обработки и выполнения шагов инверсии с вычислениями по выбранным алгоритмам. Исследователь не влияет на конкретные детали полученных моделей, поскольку определяет лишь общие параметры вычислительной схемы – размерность задачи, мощность и тип ограничений на искомые параметры, степень гладкости решений, скорость сходимости и чувствительность к ошибкам и т.п. Для каждого конкретного профиля предусмотрено и, как правило, выполняется т.н. процедура проверки адекватности алгоритма решения в данных конкретных условиях – полученное предва-

рительное решение аппроксимируется простой блоковой моделью, для которой решается прямая задача. К полученным модельным данным добавляется случайный шум, и они подаются на вход основного алгоритма инверсии.

В случае успешного восстановления простой блоковой модели, полученный при этом набор параметров переносится в схему решения обратной задачи для реальных данных, в случае неуспеха – выполняется процедура интерактивного итерационного подбора требуемых параметров вычислительной схемы.

В результате мы получаем устойчивые контрастные распределения намагниченности в найденной, либо заданной области распространения аномальных источников магнитного поля с привлечением доступной априорной информации и минимальным влиянием на решение субъективных представлений исследователя.

Полученное решение обладает рядом интересных свойств.

Во-первых, с обеих сторон центральной рифтовой аномалии в верхней части разреза наблюдается чередование субгоризонтальных блоков пря-

мой и обратной полярности, соответствующих наблюдаемой симметричной картине выделенных линейных магнитных аномалий 1, 2 и 2а (см. рис. 12). Границы между этими блоками не столь четкие как у стандартных моделей разнополярного по намагниченности магнитоактивного слоя, обычно используемых при магнитной геохронологии [24].

По нашему мнению, эта нечеткость межблоковых границ указывает скорее в пользу найденного нами решения, поскольку, согласно [24], процесс инверсии магнитного поля Земли занимает значимое в геологическом масштабе время и, следовательно, зона перехода между блоками прямой и обратной полярности в спрединговой литосфере может быть протяженной — до нескольких км при скоростях спрединга, характерных для САХ.

Во-вторых, центральной аномалии, помимо традиционно выделяемого тонкого магнитного слоя в верхней части разреза, соответствует мощное (3×10 км) магнитное тело прямо под рифтовой долиной, в диапазоне глубин 3–5 км ниже уровня дна, там, где в обычных моделях рифтовых зон у спрединговых хребтов помещают магматическую камеру. Эта зона выделяется геофизическими методами по локально пониженным значениям плотности и скорости распространения сейсмических волн.

Заметим, что аналогичным набором пониженных значений физических параметров будут обладать и серпентинизированные мантийные перидотиты под рифтовой долиной в областях редуцированной вулканической активности.

Следовательно, вопрос о наличии той или иной структуры под рифтовой долиной мог бы быть решен на основании данных о тепловом потоке и температурном градиенте. Если температуры здесь выше температуры Кюри у серпентинитов ($\sim 595^\circ\text{C}$) — предлагаемая модель неверна, если же ниже — она имеет право на существование. Опубликованных измерений теплового потока в этом сегменте САХ не имеется. В пользу серпентинитовой модели свидетельствует значительное количество драгировок с мантийными ультрабазитами на полигоне Фарадей, что характерно для сегментов САХ с признаками сухого спрединга.

В-третьих, в восточной части разреза мы наблюдаем фрагменты магнитоактивного (по-видимому — базальтового) слоя в силу конформности поверхности дна и малой мощности, соответствующие аномалии 2 (обратная магнитная полярность), перекрытые полутора километровым слоем немагнитного материала (см. рис. 13).

Поскольку значимые осадочные отложения вблизи оси САХ в этом районе Атлантики отсутствуют, мы вправе предположить, что магнитоактивная часть базальтового слоя в силу каких-то факторов находится глубже поверхности дна, ли-

бо данные аномалии напрямую не связаны с базальтами.

Вариантом интерпретации данной геометрии источников может быть формирование серпентинитов на глубине выделения аномалий. Это предположение также согласуется с обилием драгированных мантийных пород в этом районе полигона Фарадей и одинаковой глубиной верхней кромки этих аномалий с осевой аномалией.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как показали наши исследования, рассмотренный район к югу от разлома Чарли Гиббс характеризуется исключительно разнообразными морфоструктурами, образование которых происходило при взаимодействии вулканических и тектонических факторов, обусловленных как особенностями поля напряжений в пределах литосферных плит, так и структурно-вещественными и тепловыми неоднородностями в пределах осевой зоны САХ.

Северный тектономагматический сегмент (ТМС-1) имеет наиболее простое строение. Здесь наличествует ортогональный спрединг в двух одинаково построенных спрединговых ячейках, разделенных нетрансформным смещением. По полученным данным в этом районе формируется стандартный разрез океанической коры с мощным базальтовым слоем. Как на западном, так и на восточном флангах, имеется устойчивая система близких по морфологии крупных рифтовых гряд, наличие которых подтверждает стационарность процессов мантийного апвеллинга на протяжении 4 млн лет (с плиоцена).

Другой сегмент с активным проявлением вулканических процессов и аномальной морфологией обнаружен на самом юге района Фарадей (ТМС-5). Крупное куполовидное поднятие, сложенное, по данным драгировок, базальтами, фактически полностью перекрывает рифтовую долину. Это единая, но локальная структура возникла при однократном мощном всплеске вулканизма, который в настоящее время не продолжается, т.к. обсуждаемый купол отделен от более древних рифтовых гор линейными впадинами, образованными в ходе растяжения в рифтовой долине. Причем в настоящее время ось растяжения и вулканизма проходит западнее купола. По магнитным данным ранее ось растяжения проходила восточнее рассматриваемого поднятия.

На восточном фланге на расстоянии около 30 км от оси рифтовой долины имеется похожее поднятие вулканической природы, которое, исходя из интерпретации линейных магнитных аномалий, формировалось на протяжении последних 1–2 млн лет.

Таким образом, можно отметить цикличность всплесков вулканизма с большими перерывами. Нам представляется маловероятным существование под САХ долгоживущих крупных магматических камер, поэтому, возможно, вспышки вулканизма связаны с циклическим поступлением из глубинных горизонтов Земли более разогретого мантийного вещества в виде “капель”, которые ускоряют процессы частичного плавления и приводят к излиянию больших объемов базальтов. В период, когда дополнительная тепловая энергия не поступает, спрединг приходит в состояние, характерное для медленно-спрединговых хребтов.

Между 51.2° с.ш. и 50.2° с.ш. рифтовая долина разворачивается от меридионального к юго-восточному направлению. В то же время, внутренние структуры рифтовой долины по-прежнему ориентированы меридионально, образуя систему впадин и неовулканических поднятий, что характерно для кинематической системы косоугольного спрединга. Косой спрединг сопровождается формированием сбросов и сдвигов в пределах рифтовой долины и ее бортов, протяженность и простирания которых зависят от угла между направлением спрединга и простиранием оси рифтовой долины.

В Северной Атлантике структуры косоугольного спрединга характерны для расположенных севернее хребтов Мона и Книповича [4, 35]. Меридиональные структуры имеются и на флангах рифтовой долины на удалении до 25 км, но более древние структуры имеют простирание, близкое к простиранию оси рифтовой долины, что подтвердило смену структурной обстановки, произошедшую ~2.5 млн лет назад.

Надо отметить, что весь этот дугообразный сегмент характеризуется мелкогрядовым рельефом, что нетипично для вулканизма нормально функционирующих спрединговых ячеек. Судя по магнитным аномалиям средней интенсивности и аномалиям Буге, мощность базальтового слоя здесь невелика. Перепад высот между дном рифтовой долины и грядками на флангах не превышает 1000 м. Можно предположить, что такой рельеф образуется многочисленными малоамплитудными сбросовыми дислокациями без формирования крупных рифтовых гряд, в обстановке широтного растяжения с дополнительной компонентой сдвига.

Как правило, считается, что глубина рифтовой долины прямо зависит от объемов поднимающихся расплавов [2, 29, 37]. Там, где под осью САХ есть повышенные температуры – там формируются и поступают на поверхность большие объемы базальтового материала, что приводит к уменьшению глубины рифтовой долины. Соответственно, чем холоднее мантия под САХ, тем глубже рифтовая долина.

Как показывают наши исследования в районе Фарадей, глубина рифтовой долины в районах субширотных линейных поднятий 50.1° с.ш. и 49.5° с.ш. резко уменьшается, хотя сами они сложены в значительной степени глубинными породами, т.е. этот район характеризуется холодной мантией. Таким образом на глубину рифтовой долины могут оказывать серьезное влияние и другие факторы, связанные с тектоническими процессами.

В районе Фарадей чередуются участки, где рифтовая долина имеет меридиональное простирание с участками, где простирание рифтовой долины сменяется на северо-западное. Переход от одного простирания к другому происходит без разрыва сплошности рифтовой долины, что характерно для нетрансформных смещений, которые являются зонами, где происходит разрядка горизонтальных сдвиговых напряжений с формированием небольших сбросов и сбросо-раздвигов.

Каких-либо признаков протяженных линейных субширотных сдвигов с разрывами сплошности рифтовой долины, характерных для активных частей трансформных разломов, не наблюдается. Разнообразие морфотектонических проявлений нетрансформных смещений свидетельствует о том, что эти смещения являются продуктом переменных условий, в том числе полей напряжений, кинематических характеристик плит и реологии пород.

Особенность района Фарадей состоит в том, что здесь повсеместно (за исключением ТСМ-1), как непосредственно у бортов рифтовой долины, так и на флангах, на значительном удалении, встречаются массивы (как правило изометричной формы), в которых на поверхность, в тех или иных процентных соотношениях с базальтами и долеритами, выведены глубинные породы, представляющие низы коры (породы полосчатого комплекса, преимущественно различные габброиды) и более глубинные породы (серпентинизированные дуниты и перидотиты), изначально находившиеся в верхах верхней мантии.

Практически все глубинные породы несут следы интенсивных тектонических деформаций, связанных с выведением в верхние горизонты коры, вплоть до появления их на поверхности дна. Такие структуры характерны для сегментов САХ с низкой скоростью спрединга специфического строения (районы разломов Сьерра-Леоне, Зеленого Мыса и др.), где их образование связывается с существованием аномальных областей с очень малыми объемами базальтовых расплавов, поступавших на поверхность в ходе сухого спрединга. В Северной Атлантике такие структуры ранее не были известны.

Массивы имеют различную морфологию, но наиболее часто встречаются структуры с пологим

склоном, обращенным к рифтовой долине и более крутым противоположным склоном. Поверхности склонов, обращенных к рифтовой долине, иногда имеют гофрированные поверхности (как в районе 51.1° с.ш. и 29.5° з.д.).

Считается, что такие массивы (внутренние океанические комплексы) образованы при выведении глубинных пород по пологим сбросам в пределах бортов рифтовых долин. Однако проведенное нами драгирование структур района Фарадей показало, что морфология поднятий, сложенных глубинными породами может быть самая разнообразная:

- сглаженные поднятия округлой формы;
- изометричные массивы любого простирания;
- узкие линейные гряды с незакономерной крутизной склонов (склоны, обращенные к рифтовой долине, могут быть гораздо круче, чем противоположные).

Незакономерная крутизна склонов может сформироваться за счет частой смены полярности сбросов, ограничивающих рифтовую долину, что приводит к консервации сбросовых поверхностей с близкими углами склонов по обе стороны от поднятий [15]. Округлые поднятия, как правило, сложены глубинными породами и связаны с субвертикальным подъемом массивов ультраосновных пород.

Серпентинизация – низкотемпературный изотермический процесс приводит к существенному разуплотнению исходных пород и их всплытию/выдавливанию к поверхности дна.

Как известно серпентиниты – это очень пластичные породы, которые при небольшой нагрузке начинают течь. Они проникают по ослабленным зонам и трещинам в вышележащие и соседние породы, расчлняя их на блоки, которые в дальнейшем хаотически перемещаются как латерально, так и вертикально, образуя при разрушении (по крайней мере, на суше) специфический мелкоблоковый хаотичный рельеф серпентинитовых меланжей.

Можно допустить, что аналогичные механизмы действуют и в верхних горизонтах океанической коры района Фарадей, приводя к развороту и наклону в любых направлениях коровых блоков и формированию хаотичного тектонического рельефа.

Структуры, сложенные в основном серпентинизированными ультрабазитами, расположены на восточном фланге рифтовой долины, а габброиды и долериты находятся в основном на ее западном фланге.

Такая асимметрия может быть связана с асимметричным строением рифтовой долины, когда в ходе растяжения наиболее пологие сбросы, по которым происходит относительное смещение

блоков новообразованной коры, локализованы в районе восточного борта долины, имея постоянную западную вергентность. Менее пологие сбросы приурочены к западному борту рифтовой долины. За счет такого различия в кинематике и амплитуде тектонических движений, в пределах восточного борта рифтовой долины, вскрываются более глубинные породы.

На широтах 50° , 49.5° и 48.5° с.ш. рифтовая долина сужается. Ее дно поднимается с глубин 4300–4200 м до 3300–3200 м. Анализ рельефа показывает, что данные участки соответствуют крупным и протяженным линейным субширотным хребтам, состоящим из близко расположенных крупных изометричных массивов, некоторые из которых протягиваются симметрично по обе стороны рифтовой долины.

Судя по протяженности данных массивов (до 200 км), они существуют длительное время в системе формирования новообразованной коры в осевой части САХ. Выявлено последовательное омоложение массивов по направлению к рифтовой долине, где процесс выведения на поверхность дна глубинных пород идет и в настоящее время. Все массивы ограничены нетрансформными смещениями разного размера.

Как правило, крупные линейные структуры, сложенные в значительной степени глубинными породами, известны как поперечные хребты – структуры, расположенные в бортах активных частей крупных трансформных разломов и образуемые в областях сочленения рифтовых и разломных долин.

В пределах двойных разломов, как, например, разлома Чарли Гиббс, когда две разломные долины расположены близко друг от друга, межразломный хребет тоже может состоять из последовательности поднятий, сложенных глубинными породами [10, 38]. Как было показано, отдельные хаотично расположенные массивы глубинных пород могут образовываться и в пределах рифтовых долин, но в этом случае они не образуют единую последовательность в виде протяженных хребтов.

Особенность района Фарадей состоит в том, что имеющиеся здесь субширотные хребты не приурочены к трансформным разломам. Они расположены между нетрансформными смещениями, которые не рассматриваются как крупные глубинные структуры, длительное время контролирующее формирование очень специфических линейных поднятий.

Субширотные хребты района Фарадей отчетливо прослеживаются в виде высоких значений аномалий Буге. Можно предположить, что корни таких высокоплотных структур уходят до основания литосферы и совместно с ограничивающими их нетрансформными смещениями,

обуславливают существование участков мощной, холодной литосферы, где формируются магматические ячейки с редуцированной генерацией базальтовых расплавов. Вероятно, менее протяженные и крупные структуры только частично контролируют границы магмогенерирующих объектов, поэтому здесь не формируются протяженные субширотные хребты.

ВЫВОДЫ

1. Район Срединно-Атлантического хребта между разломами Чарли Гиббс и Максвелл характеризуется существенной редуцированностью вулканизма, что приводит к выведению на поверхность дна нижнекоровых и верхнемантийных пород. Формируются как отдельно расположенные внутренние океанические комплексы различной конфигурации, так и протяженные субширотные хребты, сложенные глубинными породами — ультрабазитами и различными габброидами.

Растяжение и спрединг непрерывны, в то время как вулканизм возникает в виде отдельных этапов, разделенных длительными периодами спокойствия. Данная обстановка, судя по протяженности Западного субширотного хребта и экстраполяции линейных магнитных аномалий существует не менее 14–16 млн лет.

2. Образование большинства внутренних океанических комплексов связано не только с тектоническими факторами (снятие литостатического давления), но и с серпентинизацией перидотитов, которая приводит к уменьшению плотности, увеличению объема и, как следствие, — всплытию крупных массивов ультрабазитов, включающих растащенные блоки габброидов, долеритов и базальтов. Многочисленные зоны скольжения, дробления, истирания и деформаций пород свидетельствуют о тектонических перемещениях.

3. Поскольку направление расхождения Северо-Американской и Евразийской литосферных плит близко к субширотному, то спрединг в рифтовой долине в секторах с меридиональным и северо-западным простиранием реализуется по-разному. В секторах с северо-западным простиранием образуются субпараллельные линейные косые, по отношению к направлению спрединга, структуры. Их морфология разнообразна, начиная от эшелонированно смещенных осей спрединга, ограниченных параллельными впадинами или линейными неовулканическими поднятиями, кулисовидных уступов с перекрывающимися окончаниями и зон косоугольного сдвига с бассейнами растяжения, расположенными под углом к оси рифтовой долины.

4. Для района Фарадей характерны многочисленные нетрансформные смещения разной ам-

плитуды, формируемые тогда, когда относительное перемещение участков океанической литосферы реализуется не в виде локальных зон разрыва сплошности литосферы по трансформным разломам, а в широких областях, которые целиком претерпевают деформации сдвига и растяжения. При этом формируются многочисленные локальные сдвиго-сбросовые структуры небольшой амплитуды.

5. Тектонические факторы определяют морфологию формирующихся тектоно-магматических структур региона исследования. Исключением являются случаи, когда объемы расплавов, поступающих на поверхность в короткий период времени существенно выше, чем средние объемы для данного сегмента рифтовой долины такой, как в районе 48.4° с.ш.

6. Проведенный анализ показал наличие в пределах региона исследования неоднородных по своей природе источников магнитных аномалий. Они как правило имеют вулканическое происхождения, но могут также быть связаны с серпентинизированными ультраосновными породами.

Благодарности. Авторы благодарны экипажу НИС “Академик Николай Страхов” (Россия) и всему коллективу экспедиции за всестороннюю помощь в экспедиционных исследованиях в ходе проведения 53-го рейса в 2022 г. Авторы работы признательны рецензентам за сделанные замечания и рекомендации, направленные на улучшение представленного нами материала.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственных заданий FMMG-2022-0003, FMMG-2023-0005, FMWE-2021-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балувев А.С., Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н. Структура земной коры Онежско-Кандалакшского палеорифта по данным комплексного анализа аномального магнитного поля акватории Белого моря // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 4. С. 1293–1312.
2. Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю., Плечова А.А. Статистическая оценка вариаций состава и Р–Т условий эволюции базальтов срединно-океанических хребтов и их региональное строение // Петрология. 2006. Т. 14. № 2. С. 1–22.
3. Пальшин Н.А., Иваненко А.Н., Алексеев Д.А. Неоднородное строение магнитоактивного слоя Курильской островной дуги // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 3. С. 583–594.
4. Пейве А.А. Аккреция океанической коры в условиях косоугольного спрединга // Геотектоника. 2009. № 2. С. 5–19.
5. Пейве А.А., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н. и др. Особенности строения района разлома Сьерра-

- Леоне (Центральная Атлантика) // ДАН. 2001. Т. 377. № 6. С. 803–806.
6. *Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А.* Тектоника и формирование океанической коры в области “сухого” спрединга Центральной Атлантики (7°10′–5° с.ш.) // Геотектоника. 2003. № 2. С. 3–25.
 7. *Пейве А.А., Соколов С.Ю., Иваненко А.Н. и др.* Аккреция океанической коры в Срединно-Атлантическом хребте (48°–51.5° с.ш.) в ходе “сухого” спрединга // ДАН. 2023. Т. 508. № 2. С. 155–163.
 8. *Пущаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н. и др.* Разлом Зеленого Мыса: вещественный состав пород и структуры (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 1988. № 6. С. 18–31.
 9. *Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Санфилиппо А. и др.* Особенности тектоно-магматических процессов в области взаимодействия исландского плюма и трансформного разлома Байт (Северная Атлантика) // ДАН. 2022. Т. 504. № 1. С. 5–12.
 10. *Сколотнев С.Г., Санфилиппо А., Пейве А.А. и др.* Геолого-геофизические исследования разломной зоны Чарли Гиббс (Северная Атлантика) // ДАН. 2021. Т. 497. № 1. С. 5–9.
 11. *Abelson M., Agnon A.* Mechanics of oblique spreading and ridge segmentation // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. Vol. 148. P. 405–421.
 12. *Blackman D.K., Canales J.P., Harding A.* Geophysical signatures of oceanic core complexes // Geophys. J. Int. 2009. Vol. 178. P. 593–613.
 13. *Cann J.R., Blackman D.K., Smith D.K. et al.* Corrugated slip surfaces formed at North Atlantic ridge-transform intersections // Nature. 1997. Vol. 385. P. 329–332.
 14. *Cannat M., Lagabriele Y., Bougault H. et al.* Ultramafic and gabbroic exposures at the Mid-Atlantic Ridge: geological mapping in the 15° N region // Tectonophysics. 1997. Vol. 279. No. 1–4. P. 193–213.
 15. *Cannat M., Sauter D., Mendel V. et al.* Modes of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge // Geology. 2006. Vol. 34. No. 7. P. 605–608.
 16. *Dauteuil O., Brun J.* Oblique rifting in a slow-spreading ridge // Nature. 1993. Vol. 361. P. 145–148.
 17. *Dick H.J.B., Tivey M.A., Tucholke B.E.* Plutonic foundation of a slow spreading ridge segment: Oceanic core complex at Kane Megamullion, 23°30′ N, 45°20′ W // Geochem. Geophys. Geosyst. 2008. Vol. 9. No. 5. P. 1–44.
 18. *Dick H.J., Thompson G., Bryan W.B.* Low angle faulting and steady state emplacement of plutonic rocks at ridge-transform intersections // EOS. Trans. AGU. 1981. Vol. 62. P. 406.
 19. *Dziewonski A. M., Chou T.-A., Woodhouse J.H.* Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. P. 2825–2852.
 20. *Ekström G., Nettles M., Dziewonski A.M.* The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes // Phys. Earth Planet. Inter. 2012. Vol. 200–201. P. 1–9.
 21. *Escartin J., Mevel C., Petersen S. et al.* Tectonic structure, evolution, and the nature of oceanic core complexes and their detachment fault zones (13°20′ N and 13°30′ N, Mid Atlantic Ridge) // Geochem. Geophys. Geosyst. 2017. Vol. 18. P. 1451–1482.
 22. *Fournier M., Petit C.* Oblique rifting at oceanic ridges: Relationship between spreading and stretching directions from earthquake focal mechanisms // J. Structural Geology. 2007. Vol. 29. P. 201–208.
 23. *GEBCO 15" Bathymetry Grid.* Vers. 2019, <http://www.gebco.net> (Accessed September 01, 2022).
 24. *Gee J.S., Kent D.V.* Source of Oceanic Magnetic Anomalies and the Geomagnetic Polarity Timescale // Treat. Geophys. 2007. Vol. 5. P. 455–507.
 25. *Gracia E., Charlou J., Radford-Knoery J., Parson L.* Non-transform offsets along the Mid-Atlantic Ridge south of the Azores (38° N–34° N) ultramafic exposures and hosting of hydrothermal vents // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 177. P. 89–103.
 26. *Grindlay N., Fox P., Macdonald K.* Second-order ridge axis discontinuities in the south Atlantic: Morphology, structure, and evolution // Marine Geophys. Res. 1991. Vol. 13. P. 21–49.
 27. *Harvard CMT.* Harvard University Centroid-Moment Tensor Catalog, <http://www.globalcmt.org/> (Accessed October 10, 2018).
 28. *Karson J.A., Thompson G., Humphries S.E. et al.* Along axis variations in seafloor spreading in the MARK area // Nature. 1987. Vol. 328. P. 681–685.
 29. *Klein E.M., Langmuir C.H.* Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // J. Geophys. Res. 1987. Vol. 92. No. B8. P. 8089–8115.
 30. *Lavier L., Buck W.R., Poliakov A.N.* Self-consistent rolling-hinge model for the evolution of large-offset low-angle normal faults // Geology. 1999. Vol. 27. P. 1127–1130.
 31. *MacLeod, C.J., Searle R.C., Casey J. F. et al.* Life cycle of oceanic core complexes // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. Vol. 287. P. 333–344.
 32. *Merkouriev S., DeMets C.* High-resolution Quaternary and Neogene reconstructions of Eurasia–North America plate motion // Geophys. J. Int. 2014. Vol. 198. P. 366–384.
 33. *Mevel C., Cannat M., Gente P. et al.* Emplacement of deep crustal and mantle rocks on the west median valley wall of the MARK area (MAR, 23° N) // Tectonophysics. 1991. Vol. 190. P. 31–53.
 34. *Okino K., Curewitz D., Asada M. et al.* Preliminary analysis of the Knipovich Ridge segmentation: influence of focused magmatism and ridge obliquity on an ultraslow spreading system // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 202. P. 275–288.
 35. *Sandwell D.T., Smith W.H.* Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmen-

- tation versus spreading rate // *J. Geophys. Res.* 2009. Vol. 114. No. B1. P. 1–18.
36. *Sauter D., Cannat M., Rouméjon S. et al.* Continuous exhumation of mantle-derived rocks at the Southwest Indian Ridge for 11 million years // *Nature Geosci.* 2013. Vol. 6. P. 314–320.
37. *Schilling J., Zajac M., Evans R., et al.* Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29°N to 73°N // *American J. Sci.* 1983. Vol. 283. P. 510–586.
38. *Skolotnev S.G., Sanfilippo A., Peyve A.A. et al.* Seafloor spreading and tectonics at the Charlie Gibbs transform system (52°–53° N, Mid Atlantic Ridge): Preliminary results from R/V A. N. Strakhov expedition S50 // *Ofioliti.* 2021. Vol. 46. No. 1. P. 83–101.
39. *Taylor B., Crook K., Sinton J.J.* Extensional transform zones and oblique spreading centers // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. No. B10. P. 19707–19718.
40. *USGS Earthquake Composite Catalog.* 2021, <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/> (Accessed February, 2021).
41. *Zheng T., Tucholke B.E., Lin J.* Long-term evolution of nontransform discontinuities at the Mid-Atlantic Ridge, 24° N–27°30' N // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2019. Vol. 124. P. 10023–10055.

Relation between Magmatic and Tectonic Processes in the Formation of the Oceanic Crust to the South of the Charlie Gibbs Fracture Zone (North Atlantic)

A. A. Peyve^{a, *}, S. Yu. Sokolov^a, A. A. Razumovsky^a, A. N. Ivanenko^b, I. S. Patina^a,
V. A. Bogolyubskiy^a, I. A. Veklich^b, A. P. Denisova^a

^a*Geological Institute RAS, Pyzhevsky per. bld. 7, 119017 Moscow, Russia*

^b*Shirshov Institute of Oceanology RAS, Nakhimovsky prosp. bld. 36, 117997 Moscow, Russia*

**e-mail: apeyve@yandex.ru*

The article presents new data on the structure and relationship of tectonic and magmatic processes during the formation of the Mid-Atlantic Ridge between the Charlie Gibbs and Maxwell fracture zones in the North Atlantic. It is shown that this region is characterized by significant reduction in volcanism, which leads to the excavation of low crustal and upper mantle rocks to the surface. Both individual inland oceanic complexes of the most varied configurations and extended sublatitudinal ridges composed of plutonic rocks are formed. Our analysis showed that this formation setting existed for at least 14–16 Ma. The formation of most internal oceanic complexes is associated not only with tectonic factors, but also with the serpentinization of peridotites, which leads to a decrease in density, an increase in volume, and, as a result, to the emergence of large ultrabasic massifs, including separated blocks of gabbroids, dolerites, and basalts. Numerous zones of sliding, crushing, abrasion and deformation of rocks indicate tectonic movements. The study region is characterized by numerous non-transform displacements of different amplitudes, which are formed under conditions when relative displacements of oceanic lithosphere segments are realized in wide areas undergoing shear and extension deformations. The morphology of the emerging tectonic-magmatic structures of the region is determined by tectonic factors. The exceptions are cases when the volumes of melts entering the surface in a short period of time are significantly higher than the average for a certain segment of the rift valley. The analysis performed shows the presence within the region of sources of magnetic anomalies that are heterogeneous in nature, both of volcanic origin and associated with manifestations of superimposed tectonic activity.

Keywords: North Atlantic, Mid-Atlantic Ridge, non-transform displacement, dry spreading, inland oceanic complexes

УДК 551.24

ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ ФЛАНГ ХРЕБТА КНИПОВИЧА (СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА): СТРУКТУРА ФУНДАМЕНТА И НЕОТЕКТОНИКА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОМУ МОДЕЛИРОВАНИЮ

© 2023 г. С. Ю. Соколов^{1, *}, Г. Д. Агранов^{1, 2}, С. И. Шкарубо³, А. Л. Грохольский²

¹Геологический институт РАН,

Пыжевский пер., д. 7, 119017 Москва, Россия

²Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова,

Музей землеведения, Ленинские горы, д. 1, 119991 Москва, Россия

³АО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция»,

ул. Софьи Перовской, д. 26, 183038 Мурманск, Россия

*e-mail: sysokolov@yandex.ru

Поступила в редакцию 05.12.2022 г.

После доработки 28.01.2023 г.

Принята к публикации 30.01.2023 г.

Для юго-восточного фланга хребта Книповича по выделенному на временных разрезах ОГТ акустическому фундаменту проведена калибровка гравитационных аномалий Буге в глубины и построена структурная карта фундамента для области с океаническим типом коры. На карте к востоку от хребта Книповича выделяется субмеридиональное поднятие, являющееся северным продолжением разлома Сенья и интерпретируемое как поперечный хребет при трансформном разломе. Это поднятие обрамлено линейными группами эпицентров вне осевой сейсмичности, указывающей на активизацию структур района. Полученные данные ОГТ над выявленным поднятием показывают нарушения плиоцен–четвертичного осадочного чехла со взбросовой и сдвиговой кинематикой. Физическое моделирование структурообразования в районе хребта Книповича наглядно продемонстрировало особенности главных тектонических элементов при косом спрединге. Результат, особенно близкий к реальности, был получен при проведении комбинированных экспериментов с изгибом ослабленной зоны до больших углов между направлением растяжения и перпендикуляром к оси ослабленной зоны. При этом отмечается появление полноценных аккреционных валов и нетрансформных смещений, имитирующих структуры юго-восточного фланга хребта Книповича близко к реальности. Серия экспериментов, проведенная для изучения возможного формирования перескока оси спрединга в восточном направлении на продолжение разлома Сенья, показала возможность активизации этой структуры, рассматриваемой нами в качестве одной из причин формирования особенностей, наблюдаемых по геофизическим данным. Современное положение активных зон региона, сейсмичность, структура фундамента и строение осадочного чехла указывают на смещение активности главных тектонических элементов в восточном направлении относительно современного положения оси растяжения. Вероятным сценарием дальнейшего развития региона будет трансформация хребта Книповича в один или серию трансформных разломов, параллельных западной бровке шельфа Баренцева моря и серию коротких спрединговых сегментов между ними.

Ключевые слова: хребет Книповича, трансформный разлом, спрединг, физическое моделирование, деформации осадочного чехла, сейсмичность, аномалии Буге, активизация структуры

DOI: 10.31857/S0016853X2301006X, EDN: ELZHAU

ВВЕДЕНИЕ

Хребт Книповича расположен в восточной части Норвежско-Гренландской котловины на удалении 40 км на севере и 200 км на юге от западной бровки шельфа Баренцева моря, являющегося источником сноса терригенного материала и лавинной седиментации в котловине (рис. 1).

Выровненный осадками рельеф восточного фланга данного сегмента Срединно-Атлантиче-

ского хребта (САХ) и частично выровненный рельеф западного фланга не отражают первичной структуры океанического базальтового фундамента, какой она известна по наблюдениям в других сегментах САХ, не расположенных настолько близко от источников сноса осадочного материала [17].

По данным экспедиций Геологического института РАН (ГИН РАН, г. Москва, Россия) в

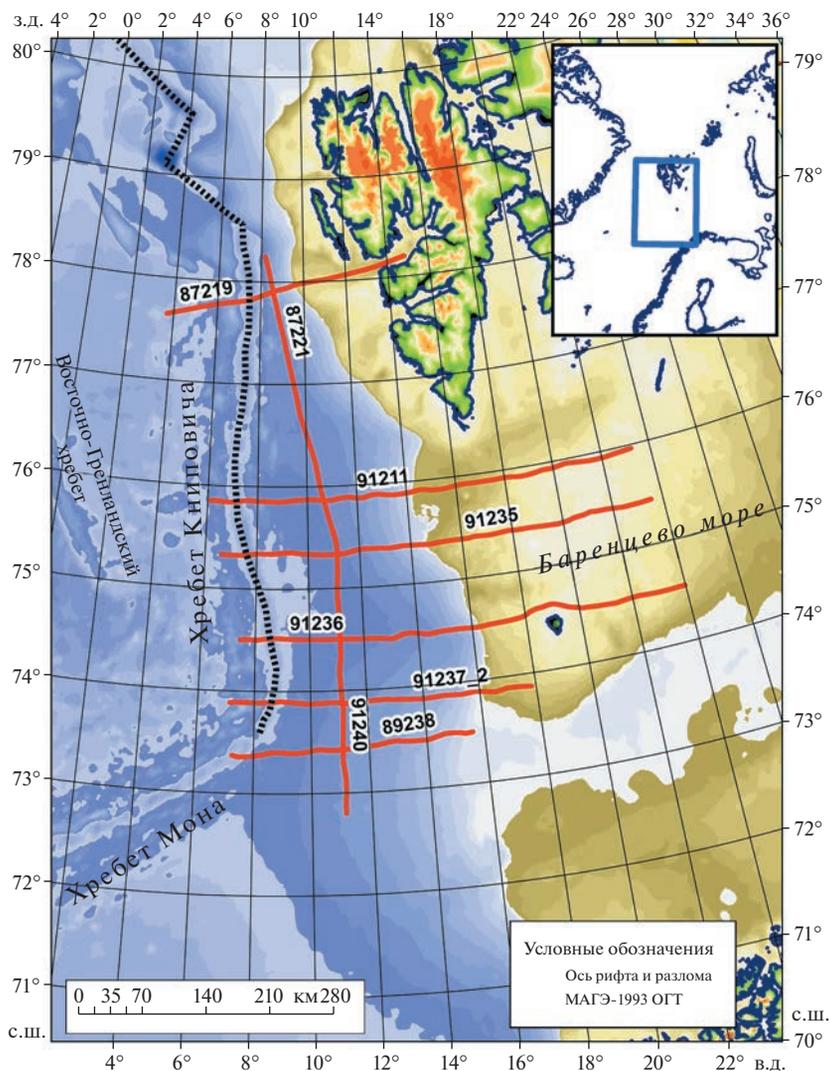


Рис. 1. Район хребта Книповича и положение сейсмических разрезов МАГЭ-1993 г., использованных в настоящей работе. На врезке: показан регион исследования (прямоугольник синим). На карте обозначено: ось рифта и разлома (точечная линия); временные разрезы МАГЭ-1993 г. (линия красным); номера временных разрезов (арабские цифры).

период с 2006 г. по 2010 г. на НИС “Академик Николай Страхов” в районе хребта Книповича, в верхней части разреза осадков по данным сейсмоакустики были установлены многочисленные неотектонические дислокации, по которым была построена карта вертикальных амплитуд нарушений осадочного чехла [18]. Интерпретация их пространственного распределения и генезиса была проведена с учетом присутствия сдвиговой компоненты в кинематике рифтовой структуры.

Наличие неотектонических нарушений на юго-восточном фланге хребта Книповича указывает на современную активность района вне осевой части рифта. Это является подтверждающим фактором возможной активизации структур фундамента, поскольку именно консолидированная часть земной коры и верхней мантии является но-

сителем движения, которое формирует картируемые сейсмоакустическими методами деформации и разрывные нарушения в покрывающей ее слабоконсолидированной осадочной толще.

Близость рифта к источнику лавинной седиментации создает уникальную возможность уверенно выявлять современные тектонические нарушения по осадкам, отложенным на фундаменте с подвижным блоковым строением.

Океанический фундамент без осадочного чехла представлен поверхностью с неровной морфологией грядового рельефа, в котором сложно отличить первичный рельеф, сформированный аккрецией в процессе спрединга, от неровностей, возникших под действием тектонических нарушений.

Одним из признаков деформаций, наложенных на первичную структуру фундамента, является их

дискордантная ориентация по отношению к основным структурным элементам рифта и его флангов. Анализ карты фундамента позволяет выявить такие структуры.

При наличии хорошей сейсмической изученности района в открытых источниках структурные карты фундамента отсутствуют. Единственной информацией о структурной поверхности фундамента в юго-восточном обрамлении хребта Книповича является работа [24], которая проведена по съемке 1993 г. В настоящей работе мы приводим положение использованных разрезов этой съемки [24] (см. рис. 1).

Детальной и равномерной является информация редукции Буге силы тяжести в океанической части района [28], построенная на сетке с шагом в 2 дуговые минуты. Она использована в настоящей работе для получения аналога структурной поверхности фундамента методом ее калибровки по сейсмическим разрезам. Полученный результат сопоставляется с аномальным магнитным полем и сейсмичностью, а также литературными данными, для обнаружения активированной в настоящее время структуры фундамента, формирующей наблюдаемую в геофизических полях картину. Полученное из этого сравнения предположение о характере геодинамики района и природе наблюдаемой трансформации на юго-восточном фланге хребта Книповича проверяется при помощи физического моделирования процессов спрединга в условиях, сходных с его юго-восточным обрамлением.

Задачей моделирования является выяснение условий, а также геометрии влияния мантийных термальных неоднородностей, при которых возможна инициация перескока оси хребта и активизация его флангов. Планируется физическое моделирование процесса смещения и определения условий, необходимых для реализации перескока оси рифта, и мантийных плюмовых аномалий как эффективных триггеров смены конфигурации главных тектонических элементов хребта Книповича.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОДИНАМИКА

Современные представления о начале раскрытия Норвежско-Гренландского бассейна сходятся на том, что на начальном этапе расхождения Гренландии и Свальбардской плиты ~54 млн лет назад процесс происходил вдоль трансформной межплитной границы, представленной эшелонированной системой разломов Хорнсунн и Сенья и вулканической провинции Вестбакен между ними [31–33].

В работе [33] был предложен вполне логичный механизм дальнейшей тектонической эволюции региона, состоящий в том, что спрединг, сформировавший магматический фундамент, изначально проходил по направлению, субпараллельному

трансформной границе с небольшой девиацией в сторону Гренландии. Данная модель была основана на предположении, что хребет Книповича на одном из этапов развития геодинамики обеспечил раскрытие бассейна по более короткой рифтовой структуре, пересекающей начальные спрединговые сегменты молодого океанического бассейна со сформированным осадочным чехлом [33]. Но современная тенденция рассматривать хребет Книповича, как изначальный центр спрединга, привела к значительному разнообразию представлений о геодинамике региона.

Большинство исследований хребта Книповича указывают на аномальность его тектонического строения по сравнению с остальными структурами САХ с типичной конфигурацией структурных элементов. Эта аномальность заключается в следующих фактах:

- Осевая зона хребта с ограничивающими рифт бортами по данным аномального магнитного поля имеет угловое соотношение с отрезками линейных магнитных аномалий между 35° и 50° , что слишком велико для обычного косоугольного спрединга с углами не более 15° [35] (см. рис. 1). Это указывает на то, что динамика вдоль дивергентной границы при таких углах вдоль направления аккреции и перпендикулярно к оси рифта, вероятнее всего, будет иметь сдвиговую компоненту [19].

- Донное опробование западного борта хребта Книповича показало наличие олигоценых аргиллитов в коренном залегании [1]. Это указывает на то, что хребет Книповича не являлся центром спрединга, при котором на флангах накапливаются рыхлые осадки и уплотняются по мере удаления от оси. Это также видно на сейсмических разрезах, на которых установлено смещение литифицированных осадочных толщ по сбросовым нарушениям в бортах рифта [8, 26].

- Углы наклона склонов в местах проявлений смещенных по сбросам осадков достигают 35° , что физически не реализуемо для накопления рыхлых обводненных отложений в сейсмически активной зоне [16].

- Кривые повторяемости сейсмических событий вдоль хребта также аномальны и находятся в промежуточном положении между типичными наклонами для рифтов и трансформных разломов [9].

Перечисленные факты указывают на перескок центра спрединга, который в данном случае сопровождается также разворотом его оси на 45° . Известные случаи перескока северных сегментов САХ происходили как субпараллельное смещение оси спрединга [32].

Другие представления о развитии региона представлены схемами, по которым современная ось хребта Книповича является изначальным центром косоугольного спрединга, вдоль которого

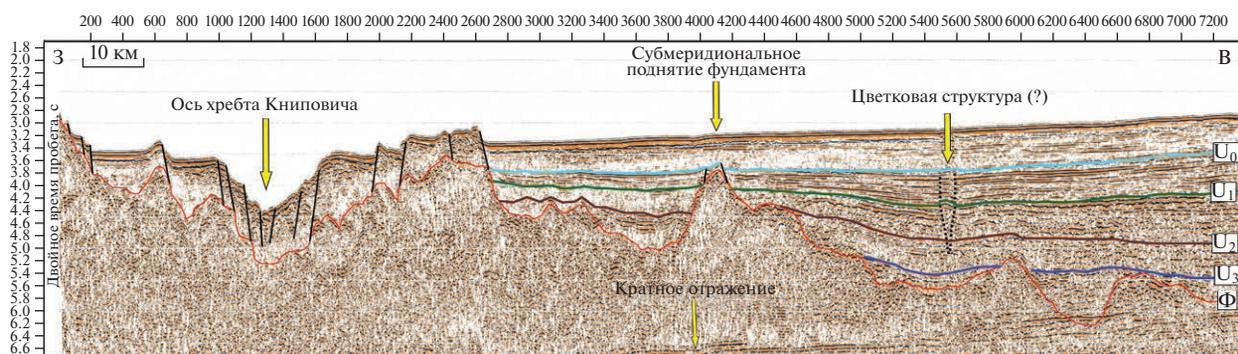


Рис. 2. Интерпретация фрагмента временного сейсмического разреза 91 236 (по данным [24], с изменениями).

Положение разреза см. рис. 1.

Разломы: выделяемые уверенно (линия черным), предполагаемые (пунктир); акустический фундамент Φ (линия красным).

Кровля сейсмокомплексов: U_3 — средний олигоцен—нижний миоцен (32—22.5 млн лет); U_2 — миоцен (22.5—9.8 млн лет); U_1 — верхний миоцен (9.8—6.6 млн лет); U_0 — верхний миоцен—плейстоцен (6.6—2.8 млн лет).

Подощва сейсмокомплекса: U_0 — плейстоцен (2.8—0 млн лет).

по системе коротких сегментов рифта происходила аккреция коры с косым направлением наращивания океанической коры относительно нормали к его современной оси [10, 13, 23, 30].

В работе [30] была предпринята попытка идентифицировать короткие мозаичные фрагменты аномального магнитного поля хребта Книповича таким образом, чтобы текущее положение его оси стало исходным центром спрединга, что, по нашему мнению, не снимает противоречия с приведенными нами фактами [30].

Другие предположения о тектоническом развитии региона в разной мере учитывают имеющиеся несоответствия перечисленных фактов с упрощенными модельными представлениями, — это объясняет существующее разнообразие этих предположений.

Наиболее значимы реконструкции, основанные на том, что хребет Книповича не является классическим спрединговым хребтом, а сдвиговая трансформная структура с элементами раздвига [2, 6, 29], что совпадает с определением структур типа пулл-апарт, сформированными в виде цепочки амагматических депрессий, разделенных магматическими перешейками с вулканическими постройками центрального типа [9, 29]. Геодинамическим явлением, которое устранило бы противоречие в наблюдаемых фактах без рассмотрения косо го спрединга, может быть именно перескок дивергентной границы с разворотом на 45° и начало рифтогенеза в совершенно новом положении с расколом ранее сформированного спредингового фундамента с осадочным чехлом.

По мнению [6] оформление структурного плана новой рифтогенной структуры еще не закончено, но старт этого процесса возник в миоцене. Отсутствие осевой магнитной аномалии вдоль всего хребта Книповича, за исключением неболь-

шого участка на севере, по нашему мнению, указывает на то, что перескок мог произойти в четвертичное время [15].

Это может означать, что спрединг вдоль хребта Книповича еще не возник, но начался рифтогенез в цепочке депрессий пулл-апарт, которыми представлен данный хребет. Появление таких нарушений, спрямляющих межплитную границу, скорее всего, является наиболее простым решением разрядки системы тектонических напряжений [19].

Имеющиеся петрологические данные по изотопии гафния и неодима в основных породах также указывают на уникальность структуры хребта Книповича, которая согласно отношениям изотопов этих элементов может возникнуть только при повторном плавлении ранее деплетированной мантии, что подтверждает перескок оси дивергентной границы в регионе [36, 37].

В настоящее время хребет Книповича имеет гибридные свойства рифта и трансформного разлома [9]. Анализ данных сейсмотомографии указывает на наличие пониженных значений сейсмических волн, связанных, по всей видимости, с локальной “горячей” аномалией в верхней мантии около южной оконечности хребта Книповича, которая теоретически может являться триггером наблюдаемой трансформации [25].

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

В работе использовались временные сейсмические разрезы МОВ ОГТ, полученные АО “МАГЭ” в 1993 г. [7, 24] (см. рис. 1). Нами приведен пример сейсмических данных с интерпретацией кровли фундамента и кайнозойских сейсмокомплексов (рис. 2).

Для построения расчетной структурной карты фундамента использовались гравитационные аномалии в редукции Буге (рис. 3).

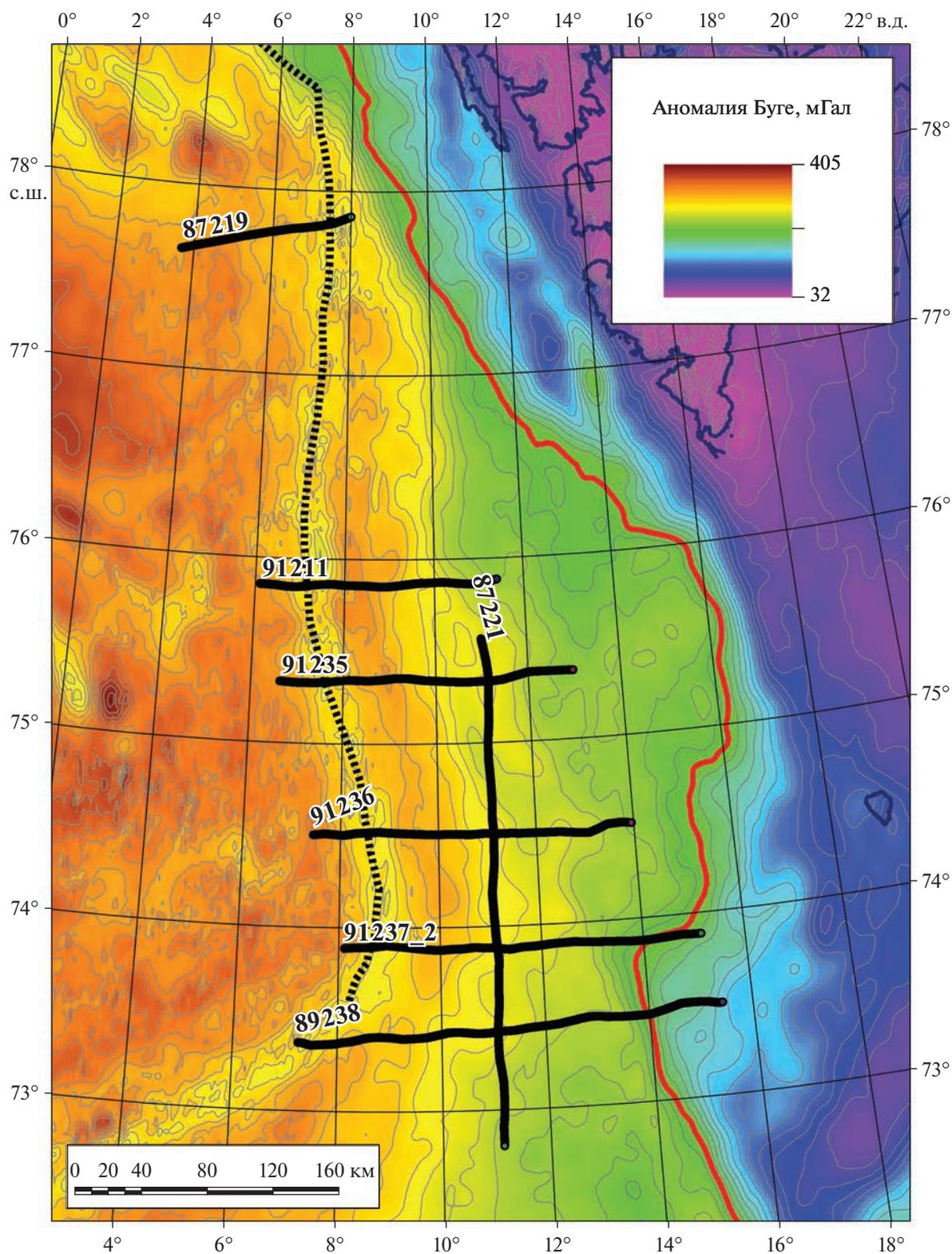


Рис. 3. Положение интерпретированных глубин акустического фундамента вдольсейсмических профилей МАГЭ-1993 г. и изолиния 240 мГал, отделяющая область с океанической корой от области перехода к коре континентального типа. Обозначено: аномалии Буге (по данным [28]) (шкала); ось рифта и разлома (пунктир); выделенный фундамент (линии черным); изолиния 240 мГал (линия красным); изолинии с интервалом 10 мГал (линии серым).

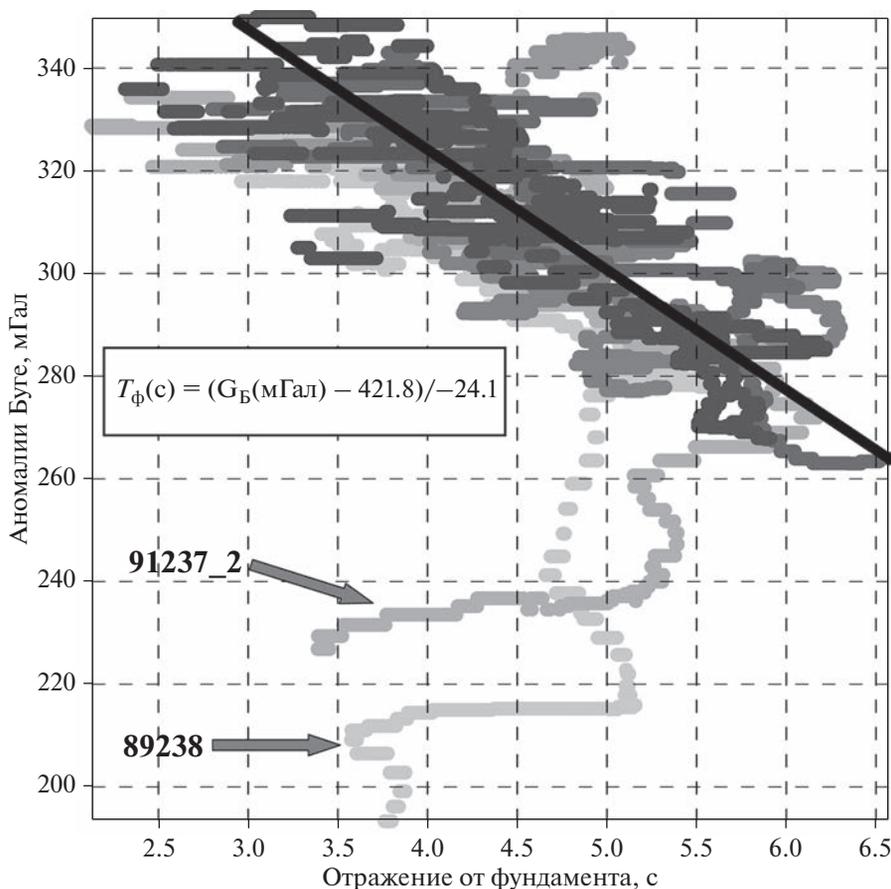


Рис. 4. Корреляция глубин фундамента в двойном времени пробега со значениями аномалий Буге (по [28]). Формула показывает линейную аппроксимацию тренда зависимости глубин от значений гравитационной редукции. Стрелками показаны сильные отскоки значений вдоль разрезов, где положение интерпретированного фундамента выходит за изолинию 240 мГал.

Показаны положения на плане отпикированного фундамента в сегментах разрезов, где он различим до суперпозиции с кратными волнами (см. рис. 3). Отдельно показана изолиния аномалий Буге 240 мГал, которая для данного поля [28] условно отделяет континентальную литосферу от океанической. Сейсмичность хребта Книповича и его флангов рассматривается по данным каталога NOR SAR [34]. Карта аномального магнитного поля ΔT_a приведена по данным [35].

Обработка данных и первичная интерпретация результатов

Проведено сопоставление и сделана корреляция глубин фундамента на временных разрезах со значениями аномалии Буге. Это дало возможность получить линейную аппроксимационную зависимость глубины фундамента от значения гравитационной редукции (рис. 4).

Редкая сеть суммарных временных сейсмических разрезов, на которых выделен акустический фундамент, соответствующий кровле второго

базальтового слоя океанической коры, позволила на этих разрезах осуществить привязку значений глубин фундамента к значениям аномалии Буге. Кросс-плот по полученным парам числовых значений для части экватории с океанической литосферой является достаточно компактным для получения линейной зависимости пересчета поля редукции в структурную поверхность в изохронах. Редкая сеть прямых сейсмических наблюдений фундамента калибрует поле аномалий Буге, которое на рассматриваемой площади имеет равномерное покрытие, таким образом, что после пересчета в глубины фундамента создает реалистичный структурный план кровли 2-го океанического слоя (рис. 5).

Отметим, что для области, в которой сегменты разрезов 89238 и 91237_2 выходят на восток за изолинию 240 мГал, условно отделяющую океаническую литосферу от переходной зоны океан-континент, на кросс-плоте сформированы отскоки от основного облака с линейным трендом (см. рис. 3, см. рис. 4).

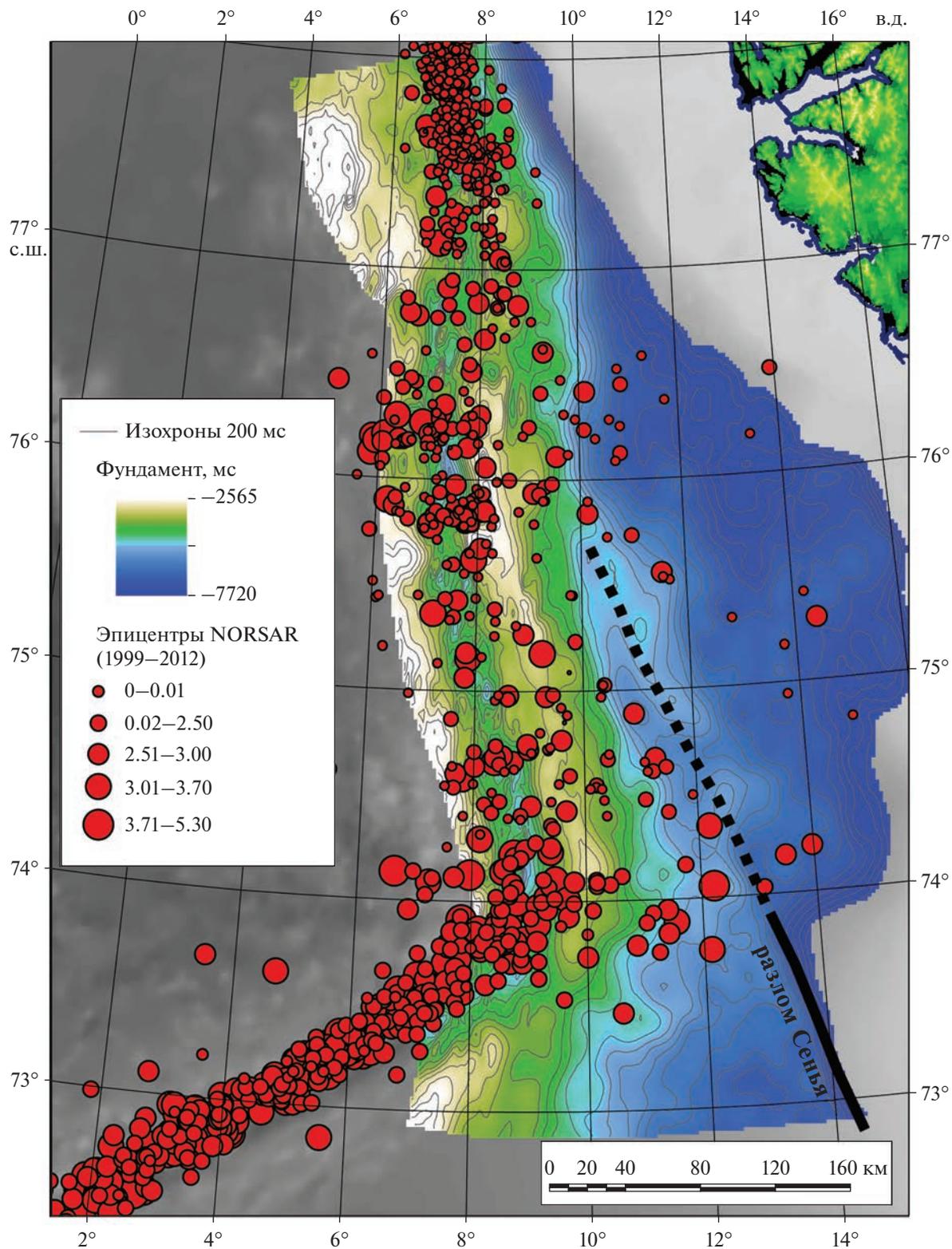


Рис. 5. Структурная карта акустического фундамента в изохронах в области юго-восточного фланга хребта Книповича и сейсмичность района (по данным [34]). Показано: положение разлома Сеня (сплошная линия черным), его вероятное современное продолжение (пунктир).

Это указывает на неприменимость полученной аппроксимации к континентальной и переходной области с присутствием вулканического плато. Основные структурные особенности сейсмических разрывов после пересчета по ним всей площади района исследований в поверхность, сохраняются в характере локального рельефа фундамента, но приобретают равномерное отображение, позволяющее адекватно оценивать строение всего района. Это возможно из-за того, что в аномалиях Буге отображается главным образом наиболее контрастная плотностная граница, каковой является именно кровля фундамента, разделяющая базальтовую и осадочную часть разреза.

Сопоставление рассчитанной структурной поверхности с сейсмичностью по данным NORSAR показывает, что внеосевые события, указывающие на современную активизацию фланга хребта Книповича, группируются в линейные кластеры, которые расположены на флангах субмеридионального поднятия, примыкающего к хребту с востока севернее 76° с.ш. (см. рис. 5). Это поднятие расположено на продолжении разлома Сенья, вдоль которого изначально проходило раскрытие океанического бассейна по межплитной границе трансформного типа.

События вдоль оси хребта Книповича группируются в изолированные друг от друга группы, что не противоречит предположению о формировании хребта Книповича в виде цепочки впадин пулл-апарт, возникших при действии растяжения со сдвигом.

Сопоставление рассчитанной структурной поверхности с аномальным магнитным полем (АМП) ΔT_a показывает расхождение ориентации структур рельефа фундамента с прилегающей к ней мозаикой линейных отрезков магнитных аномалий (рис. 6).

Это указывает на разный генезис структур, возникших при спрединговой аккреции фундамента и отраженных в линейных фрагментах аномального магнитного поля, и структур, возникших в фундаменте к востоку от линейных аномалий. Именно с этими структурами пространственно связана активизация фланга хребта Книповича в новейшее время, и на современном этапе сопровождающейся сейсмической активностью вдоль северного продолжения разлома Сенья. Полученный структурный рисунок определяет направление и первичную геометрию, которую предстоит моделировать экспериментально.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Постановка и методика проведения экспериментов

Экспериментальные исследования проводились в лаборатории физического моделирования

геодинамических процессов Музея Землеведения МГУ (г. Москва, Россия) в соответствии с методиками, описанными в работах [3, 4, 7, 38]. Модельное вещество представляет собой сложную коллоидную систему, основой которой являются жидкие (минеральное масло) и твердые (церезин, парафин) углеводороды с различными поверхностно-активными добавками. Вещество отвечает критерию подобия по модулю сдвига:

$$F = \tau_s / \rho gh = \text{const}, \quad (1)$$

где τ_s – характерные надгидростатические напряжения; ρ , h – соответственно плотность и толщина литосферы; g – ускорение свободного падения [22]. Для его выполнения требуется, чтобы отношение напряжений в литосфере, вызывающих ее деформации (надгидростатических напряжений), к гидростатическим напряжениям в плите, в природе и модели было одинаковым.

Экспериментальная установка представляет собой текстолитовую ванну с поршнем, движущимся с помощью электромеханического привода (рис. 7).

Равномерное температурное поле модельного вещества создается благодаря нагревательному контуру, расположенному вдоль стенок и дна установки. Электромеханический привод позволяет варьировать скорости деформации модельной плиты (см. рис. 7, п. 3).

Применяемые методики дают возможность создавать обстановки ортогонального, или косоуго растяжения модельной плиты. Изменение длительности ее охлаждения при подготовке обеспечивает различное соотношение ее хрупкого и пластичного слоев [3]. При подготовке эксперимента вещество нагревается в установке до определенной температуры, при условии поддержания фиксированного температурного режима в лаборатории (см. рис. 7, а).

Затем начинается процесс охлаждения расплавленного модельного вещества – образуется корка (модельная литосфера), которая приваривается к поршню и противоположной стенке ванны (см. рис. 7, б).

После того как модельная плита достигает необходимой для данного эксперимента толщины (параметр h в описании экспериментов), начинается ее горизонтальное растяжение (см. рис. 7, в).

При необходимости создания ослабленной или более прочной зоны часть плиты вырезалась или дополнительно охлаждалась. В рамках данного исследования в ряде опытов использовался локальный источник нагрева (ЛИН), который на этапе подготовки экспериментов помещался в модельную астеносферу в нужной локации и включался в необходимый момент в процессе проведения эксперимента. Локальный источник

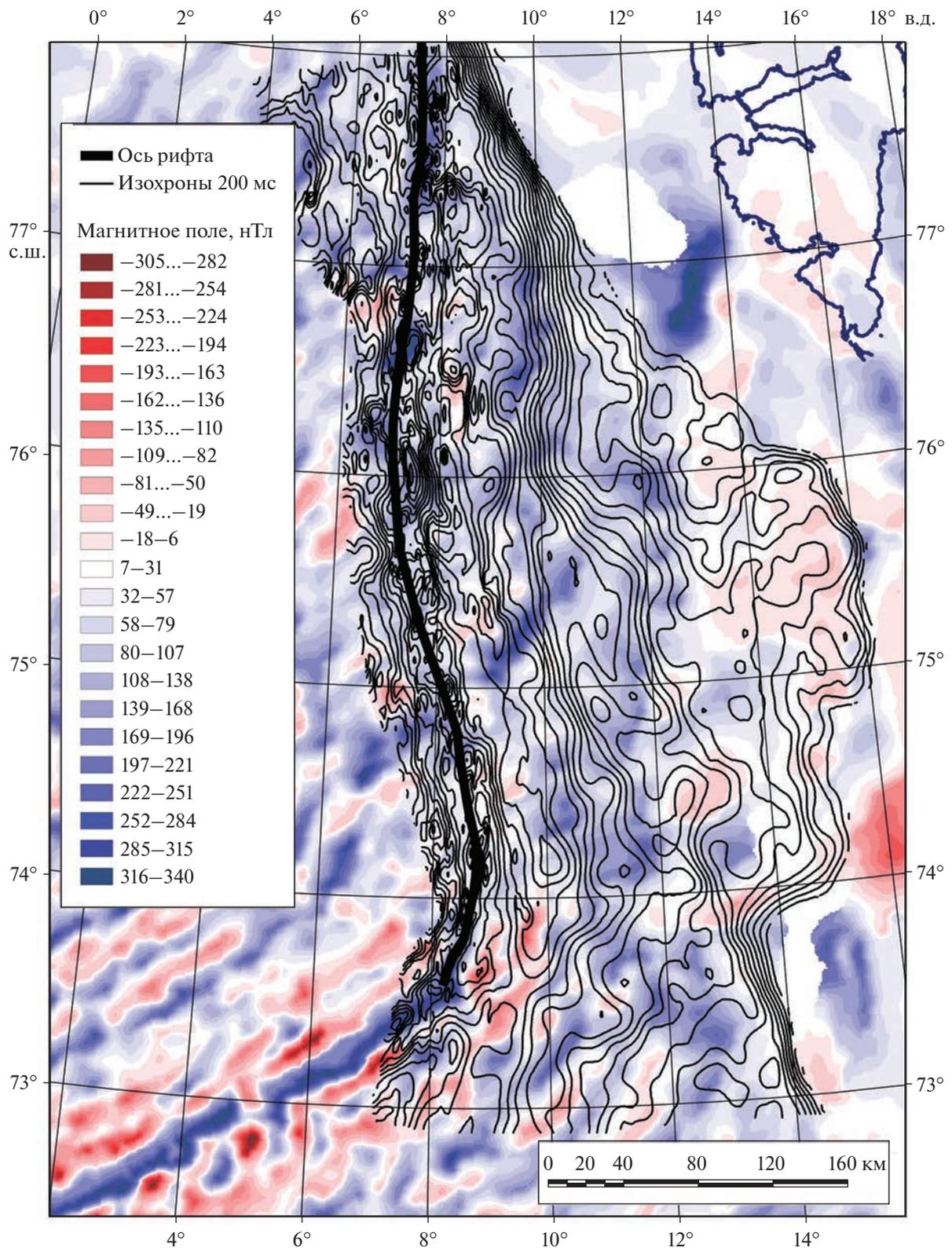


Рис. 6. Структурная карта акустического фундамента в изохронах в области юго-восточного фланга хребта Книповича и аномальное магнитное поле ΔT_a (по данным [35]).

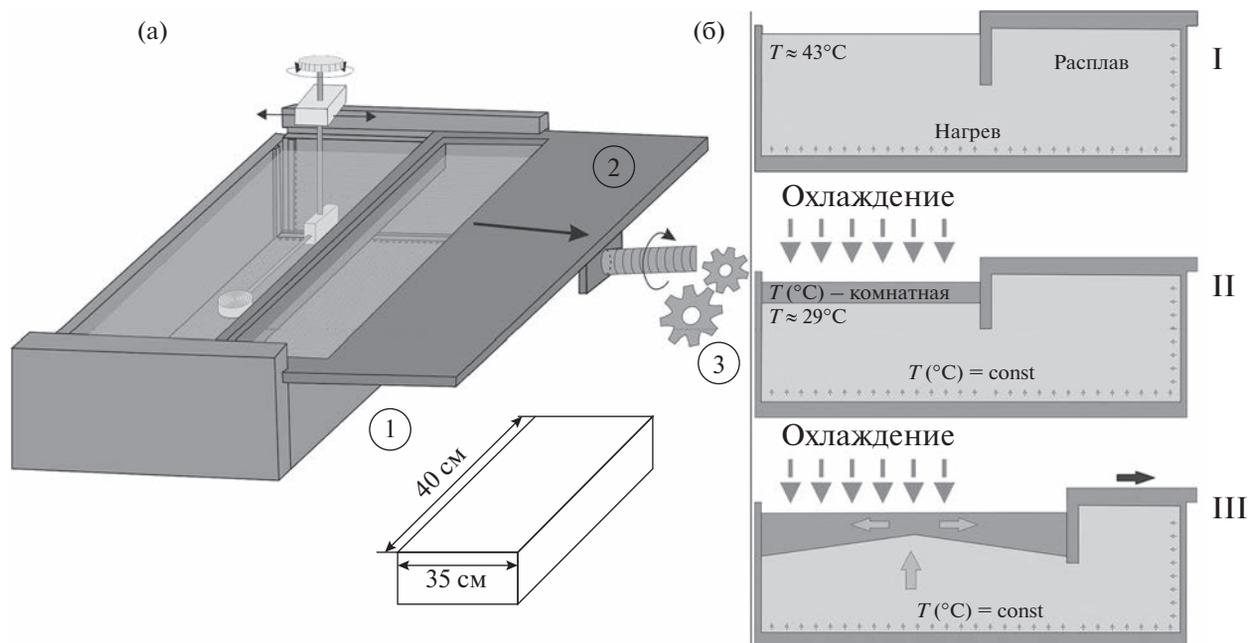


Рис. 7. Экспериментальная установка (а), подготовка модели в разрезе (б).

На (а): 1 – ванна из текстолита; 2 – рамка с поршнем; 3 – электромеханический привод.

На (б): I – стадия нагревания рабочего вещества; II – формирование охлажденного слоя; III – запуск кинематики моделирования.

нагрева представляет собой устройство, позволяющее имитировать деятельность горячей точки путем локального повышения температуры и плавления модельного вещества.

В рамках данного исследования перед физическим моделированием были поставлены две основные цели, в соответствии с которыми все эксперименты были разделены на две серии:

- изучение особенностей структурообразующих деформаций при формировании хребта Книповича в условиях косоугольного растяжения между Шпицбергом и Гренландией;
- моделирование возможной реактивации разломной зоны Сенья, проявленной в природе линейно вытянутой зоной современной сейсмической активности на продолжение древнего разлома.

СЕРИИ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Серия 1

В рамках первой серии хребт Книповича был разделен на две части по углу между направлением растяжения и простиранием хребта:

- верхний сегмент, определяемый значениями угла наклона оси растяжения в пределах $\angle 35^\circ\text{--}45^\circ$ (рис. 8, а; рис. 9, эксп. № 2397);
- южный сегмент, определяемый значениями в пределах $\angle 50^\circ\text{--}60^\circ$ (см. рис. 8, а; см. рис. 9, эксп. № 2407).

После получения результатов в данных двух группах экспериментов была проведена комбинированная группа экспериментов с изгибом ослабленной зоны (см. рис. 8, а; см. рис. 9, эксп. № 2416).

Для моделирования косоугольного растяжения в рамках экспериментальной установки в модельной литосфере на этапе подготовки эксперимента задавалась ослабленная зона для локализации напряжений под необходимым углом к направлению растяжения. После чего запускался электродвигатель, благодаря чему начиналось равномерное растяжение. Рассмотрим эксперименты №№ 2397, 2407 и 2416.

Эксперимент № 2397. На первой стадии видна первоначально заданная ослабленная зона в модельной литосфере под углом $\angle 40^\circ$ и шириной 2 см (см. рис. 9). Для создания данной зоны при формировании модельной литосферы на этапе подготовки происходила зачистка зоны от застывшего вещества, после чего производилось повторное охлаждение, благодаря чему создается разность мощностей литосферы в пределах ослабленной зоны (h_2) и основной модельной литосферой (h_1). При начале растяжения первоначально в пределах зоны сфокусированных напряжений формируется серия трещин, которые соединяются в единую ось через трансформные разломы.

На второй стадии начинается процесс аккреции новой океанической модельной коры вдоль спрединговых сегментов.

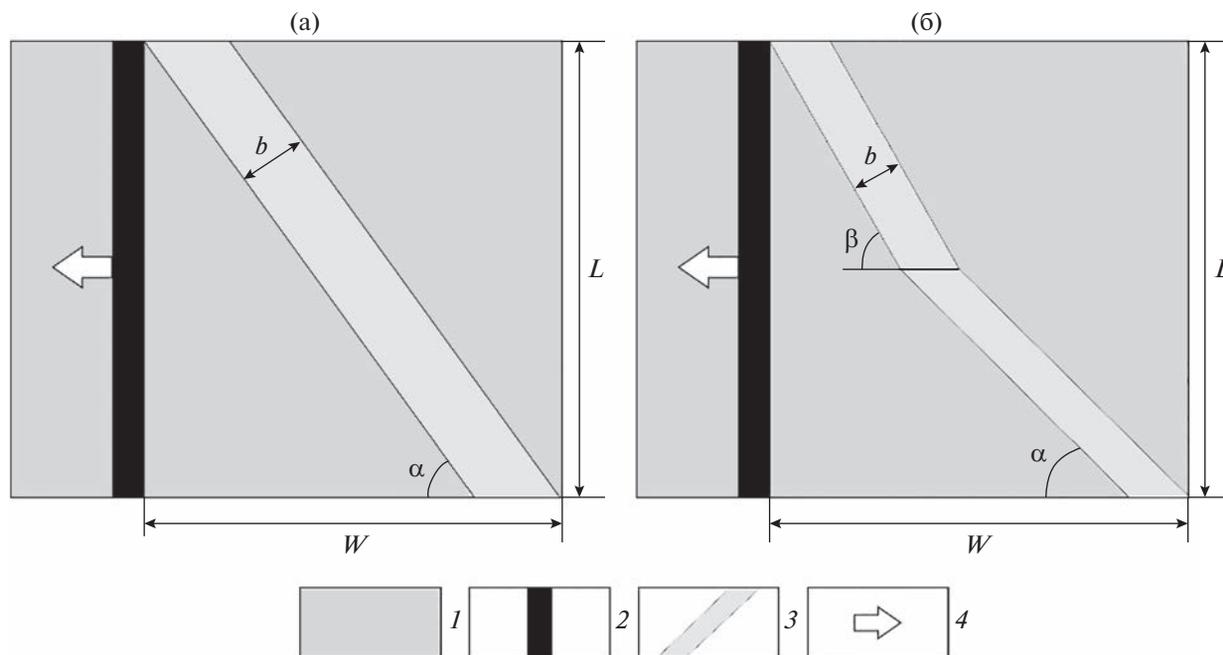


Рис. 8. Схемы и параметры экспериментов.

(а) — ослабленная зона без изгиба; (б) — ослабленная зона с изгибом.

На (а)–(б): b — ширина структурной неоднородности; α и β — угол между ослабленной зоной и направлением растяжения; W и L — начальные размеры модельного участка установки.

1 — модельная плита; 2 — поршень установки; 3 — структурная неоднородность с пониженной толщиной модельной литосферы; 4 — направление растяжения

На третьей стадии более отчетливо наблюдается неравномерность аккреции вдоль хребта, трансформные разломы уже частично компенсировались. Отчетливо видны все геоморфологические особенности рифтовой долины в условиях косоугольного спрединга, ярко выражена узкая рифтовая долина с аномально большой для ортогонального спрединга глубиной.

Данный эксперимент наглядно демонстрирует особенности косоугольного спрединга с углом наклона растяжения меньше $\sim 45^\circ$, выраженные в практически полном отсутствии аккреционных валов, свойственных ортогональному или слабонаклонному спредингу, узкой и аномально глубокой рифтовой долиной, наличием трансформных разломов.

Эксперимент № 2407. Во второй группе экспериментов в рамках данной серии угол наклона оси растяжения был увеличен до $\sim 50^\circ$, что соответствует значениям северо-западного сегмента хребта Книповича (см. рис. 9).

На первой стадии при зарождении трещины видны отличия: сегменты трещины более вытянутые и меньше смещены вдоль трансформных разломов.

На второй стадии так же видно, что начинается аккреция новой океанической коры. Отметим, что в сравнении с экспериментом № 2397, аккре-

ционные валы формируются вдоль большей части простирания хребта.

На третьей стадии произошла компенсация большинства трансформных разломов, а в центральной части эксперимента продолжается формирование аккреционных валов. Подобных деформаций в эксперименте № 2397 с другим углом растяжения на данной стадии не наблюдалось.

На финальном фото отчетливо видно, что в сравнении с экспериментом № 2397, в результате изменения угла наклона оси растяжения всего на $\sim 10^\circ$ рифтовая долина стала менее глубокой, но продолжает быть достаточно узкой (см. рис. 9). Вторым важным отличием являются ярко выраженные аккреционные валы в центральном и северном сегментах, что так же связано с изменением угла наклона оси растяжения.

Эксперимент № 2416. Данный эксперимент наглядно демонстрирует отличие структурообразующих деформаций вдоль хребта Книповича при изменении угла наклона оси растяжения на $\sim 10^\circ$ (от 40° до 50°) вдоль его простирания с юго-востока на северо-запад (см. рис. 9).

По аналогии с экспериментами № 2397 и № 2416, первоначально в модельной литосфере задавалась ослабленная зона шириной 2 см, после чего запускался электропривод, благодаря чему начиналось ее растяжение.

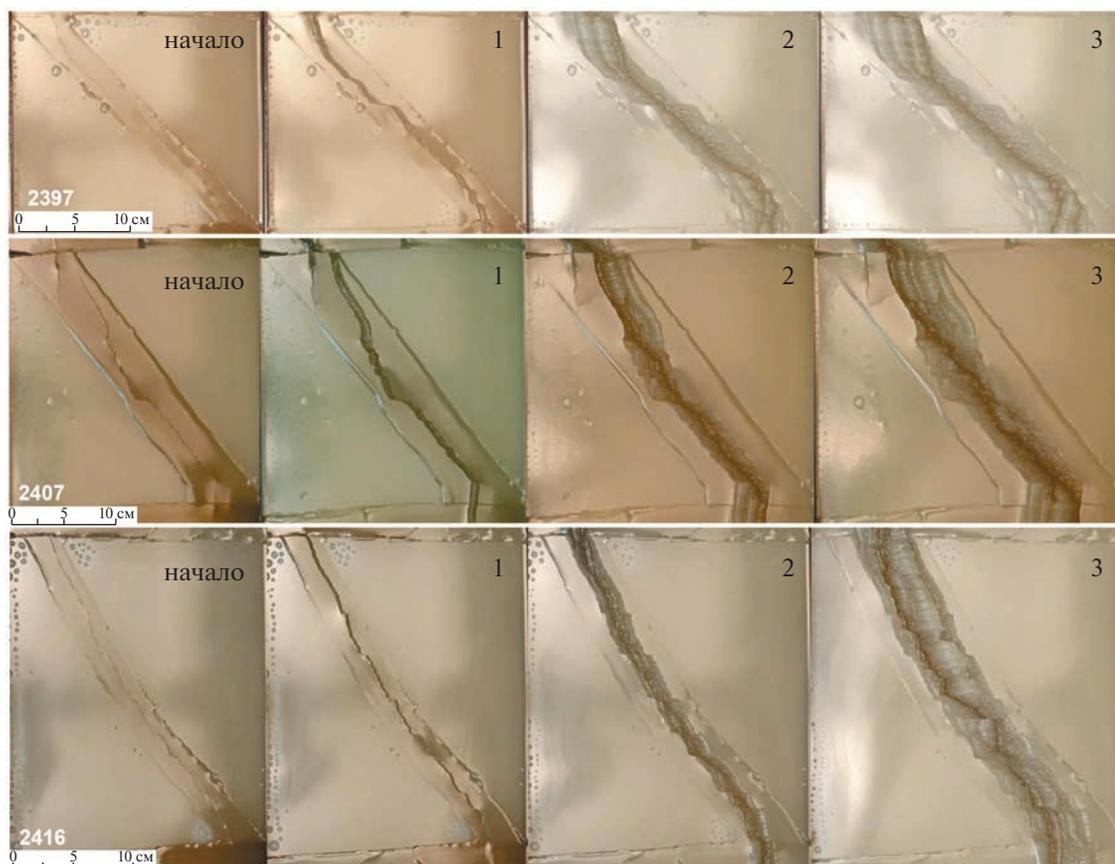


Рис. 9. Эксперименты №№ 2397, 2407 и 2416.

Особенности структурообразующих деформаций вдоль простирания хребта Книпович при различном угле наклона косого спрединга (№ 2397 – 40° , № 2407 – 50°) и при изгибе ослабленной зоны (№ 2416, $h_1 = 3 \times 10^{-3}$ м; $h_2 = 1.5 \times 10^{-3}$ м; $V_1 = 1.87 \times 10^{-5}$ м/с).

Обозначено: номер эксперимента (цифры белым); стадии эксперимента (цифры черным).

На первом этапе раскола литосферы и зарождения системы трещин в пределах ослабленной зоны видно различие в северном и южном сегментах. Если в северном сегменте формируется серия крупных линейных трещин с короткими трансформными разломами, то в южном сегменте длина сегментов меньше, а смещение больше. Это так же прослеживается и на более поздних этапах растяжения, что наблюдается с первого по третий этапы.

Также северный и южный сегменты различаются по амплитудам новообразованных структур, которые в верхней части модельной трещины выражены большими амплитудами. Данный эксперимент наглядно демонстрирует отличие структурообразующих деформаций при изменении угла растяжения вдоль простирания, что подтверждается геолого-геофизическими данными [8].

Серия 2

Вторая серия проводилась для изучения возможной реактивации разлома Сенья и структур,

находящихся на его северном продолжении и примыкающих к хребту Книповича, с последующим изменением геометрии структурных элементов растяжения без введения в эксперимент термической и, как следствие, плотностной гетерогенности (рис. 10).

Первоначальные условия экспериментов данной серии аналогичны экспериментам серии 1 (см. рис. 8, а). В модельной литосфере задавалась ослабленная зона 50° – 55° , после чего запускался двигатель. Особенностей данной серии является введение структурной неоднородности на границе новообразованной литосферы, которая соответствует разлому Сенья в природе. В некоторых экспериментах данная неоднородность служила причиной формирования перескока оси спрединга, что видно на примере эксперимента № 2421.

Эксперимент № 2421. На этапе подготовки задавалась ослабленная зона под углом $\sim 55^\circ$ и шириной 2.5 см. Первая часть эксперимента аналогична прошлой серии (см. рис. 9, см. рис. 10). На первой и второй стадиях формируется серия

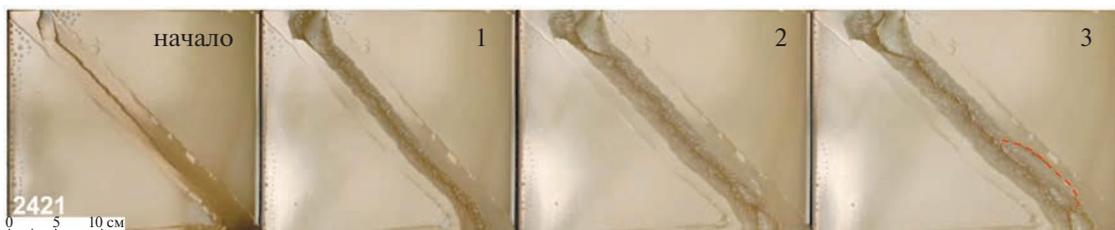


Рис. 10. Эксперимент № 2421.

Моделирование формирования юго-восточного сегмента хребта Книповича и возможное формирования перескока оси спрединга (красный пунктир) в сторону разлома Сенья ($h_1 = 3 \times 10^{-3}$ м; $h_2 = 1.5 \times 10^{-3}$ м; $V_1 = 1.87 \times 10^{-5}$ м/с). Обозначено: номер эксперимента (цифры белым); стадии эксперимента (цифры черным).

трещин, которые, соединяясь, формируют единую рифтовую ось, возникают неортогональные трансформные смещения, структура долины четко выражена, практически отсутствуют аккреционные валы.

По завершении второй стадии двигатель был остановлен и задана структурная неоднородность для воссоздания природных условий. После повторного запуска двигателя заданная структура повлияла на геометрию рифтовой трещины, инициировав перескок оси, что видно на третьей стадии эксперимента, новый фрагмент рифтовой оси отмечен красным пунктиром (см. рис. 10).

Полученный перескок оси спрединга из-за изменившейся геометрии структурных неоднородностей в области рифтогенеза не является единственным вариантом, при котором такие изменения возможны. В работах [5] в эксперименте № 1997 и [21] в эксперименте № 1967 было показано, что изменение положения оси спрединга возможно из-за плотностной неоднородности, или термической аномалии в литосфере, возникающей в процессе эксперимента при наличии плюма в окрестностях рифта.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геодинамическая интерпретация

Проявление современной тектонической активности в осевой части рифтовой структуры с деформацией осадочного чехла, отложенного в ней конусами выноса с шельфа Баренцева моря, является процессом с очевидным геодинамическим обоснованием. Тектоническая активность на фланге, зафиксированная в сейсмичности, нуждается в другой интерпретации (см. рис. 5).

Линейные группы эпицентров, вытянутые преимущественно вдоль западного борта субмеридионального поднятия, указывают на современную активизацию данной структуры (см. рис. 5, см. рис. 6). Поскольку раскрытие Норвежско-Гренландского бассейна, начиная с 54 млн лет, прошло вдоль трансформной сдвиговой границы со

сменной дополнительной компоненты с транспрессионной на транстенсионную 36 млн лет назад, этот процесс должен был сопровождаться образованием типичных для данной геодинамической обстановки приразломных структур — трансверсивных (поперечных хребтов) [11, 24, 31–33].

Поднятие на одном из бортов трансформных разломов может сформироваться как при сжатии, так и при растяжении после изостатического компенсационного подъема одного из бортов из-за снятия нагрузки на мантийный субстрат. Многие трансформные разломы в Атлантике (Вима, Романш, Сан-Паулу, Эндрю Бейн и др.) имеют на одном из бортов поперечные хребты с превышением до 3 км и более от основания, возникновение которых может быть интерпретировано как изостатическая реакция на смену типа кинематики сдвигового режима [17].

Отметим, что перечисленные разломы имеют сравнительно длинную офсетную часть — не менее 300 км, в пределах которой даже отклонения траектории от прямолинейной формы могут создать условия как для транстенсии, так и для транспрессии, не говоря уже о вариациях параметров кинематики плит, которые трансформный разлом разделяет. Современная общая длина смещения между головными частями хребтов Мона и Гаккеля составляет 1030 км, и на ее протяжении вариации типов геодинамического режима вполне реальны.

Интерпретация описанного в данной работе субмеридионального поднятия, расположенного на продолжении разлома Сенья, может быть сформулирована как поперечный хребет, уверенно прослеживаемый на структурной карте фундамента (см. рис. 5). Кроме его геометрии и соотношения с основными структурными элементами бассейна, включая Восточно-Гренландский хребет с запада от хребта Книповича, наша интерпретация объясняет также налегание на его склоны осадочных комплексов U3-U2-U1-U0 без сильных деформаций, свойственных активной тектонике осевой части рифта (см. рис. 2).

Небольшие пликативные деформации прослеживаются по горизонту U2, хотя это могут быть и штамповые складки (см. рис. 2). Наблюдается положительная цветковая структура, смещающая отложения между горизонтами U0 и U2 (см. рис. 2). Такая форма волнового поля обычно выявляется около сдвиговых зон. Также по горизонту U0 мы видим малоамплитудный взброс над поднятием, имеющий перепад ~100 мс (см. рис. 2).

Это указывает на то, что перед началом четвертичного периода в районе могла возникнуть обстановка транспрессии, которая отображена в волновом поле положительной цветочной структурой и небольшим вертикальным движением вдоль погребенного под современными осадками поднятия. Поскольку над ним в рельефе дна наблюдается ступень около 35 м, можно предположить, что вертикальная компонента движения, возникшая в начале четвертичного времени, действует и в настоящее время, приводя к появлению сейсмичности между осью хребта Книповича и флангом поднятия, а также к востоку от него. Поступление большого объема гляциального материала сформировало сглаженный рельеф над этим поднятием.

Экспериментальное моделирование спрединговых процессов в районе хребта Книповича и его флангов с геометрическими параметрами движения, близкими к наблюдаемому в реальности показали, что наращивание спредингового фундамента сильно зависит от угла между осью рифта и направлением движения. Наиболее реалистичное воспроизведение современных структур рифта около хребта Книповича достигается с переменным углом между этими направлениями (см. рис. 9, эксперимент № 2416).

В этой серии модель в южном сегменте рифта показывает на третьей стадии пририфтовые дуги на флангах, как при реальном переходе к хребту Мона, и возникновение самых выраженных по сравнению с другими сериями трансформных и нетрансформных смещений оси моделируемого рифта.

Эксперимент с добавлением на восточном фланге структурной неоднородности показал, что ее активизация с потенциальным переносом центра растяжения является вполне правдоподобной (см. рис. 10). Таким образом, переменная кинематика движения плит при наличии ослабленной зоны может привести к миграции центра растяжения и к появлению дополнительных пространственных смещений оси.

Эксперименты с имитацией воздействия плюма показали, что воздействие горячей точки также может инициировать перескок центра растяжения в другое положение, близкое к проекции плюма на поверхность [5, 21]. Поскольку по данным региональной сейсмотомографии на юго-

востоке от хребта Книповича такая прогретая зона есть, мы вправе предположить, что триггер активизации может быть комплексным [25]. Современная схема геодинамики хребта Книповича и его флангов может быть отображена следующим образом (рис. 11, а).

Пространство между головными частями хребтов Мона и Гаккеля представляет собой широкую правосдвиговую зону, в которой в настоящее время сформирована трещина отрыва, являющаяся хребтом Книповича. Данные по веществу [1] и строению рельефа и осадочного чехла [16] показывают, что хребет Книповича с большой степенью вероятности не является первоначальным центром спрединга, а возник в результате рифтогенеза по спрямленной траектории на уже сформированном океаническом фундаменте с литифицированным осадочным чехлом. Хребет на северном продолжении разлома Сенья является неоднородностью, которая активизируется в результате развития тенденции на спрямление перехода между хребтами Мона и Гаккеля. Дополнительным источником подпитки этого процесса может быть мантийный плюм, выявленный по данным сейсмотомографии [25].

Данные по деформациям в верхней части разреза осадочного чехла, полученные в ходе экспедиций НИС “Академик Николай Страхов” с 2006 г. по 2010 г., позволили сформулировать представления о современной тектонике на юго-восточном фланге хребта Книповича [8, 18].

Ранее предлагалась идея о том, что логика развития в тектонически сложнопостроенном районе может состоять в спрямлении конфигурации дивергентной границы в Атлантике [17]. Если рассматривать процесс на флангах хребта Книповича с этих позиций, можно предположить следующее (см. рис. 11, б). Головная часть хребта Мона будет продвигаться в направлении Баренцева моря, вовлекая осадочный чехол в деформирование первоначальной структуры, возникшей в удаленных частях конуса выноса. Трансформация единой трещины отрыва хребта Книповича будет происходить путем выделения нескольких коротких спрединговых сегментов, перпендикулярных бровке шельфа, и оформления нескольких длинных трансформных разломов, параллельных ей одновременно с общим сужением зоны сдвига.

Сценарий перехода активизации на шельф также подтверждает область между бровкой шельфа и восточным флангом хребта Книповича с сильной сейсмичностью параллельно этим структурам [27]. Кроме этого, на Шпицбергене известен четвертичный вулканизм [14] и рифтогенный тепловой поток [20]. Эти факты указывают на возможность изменения траектории перехода активизации спрединга от хребта Мона к Гаккелю и далее — на шельф.

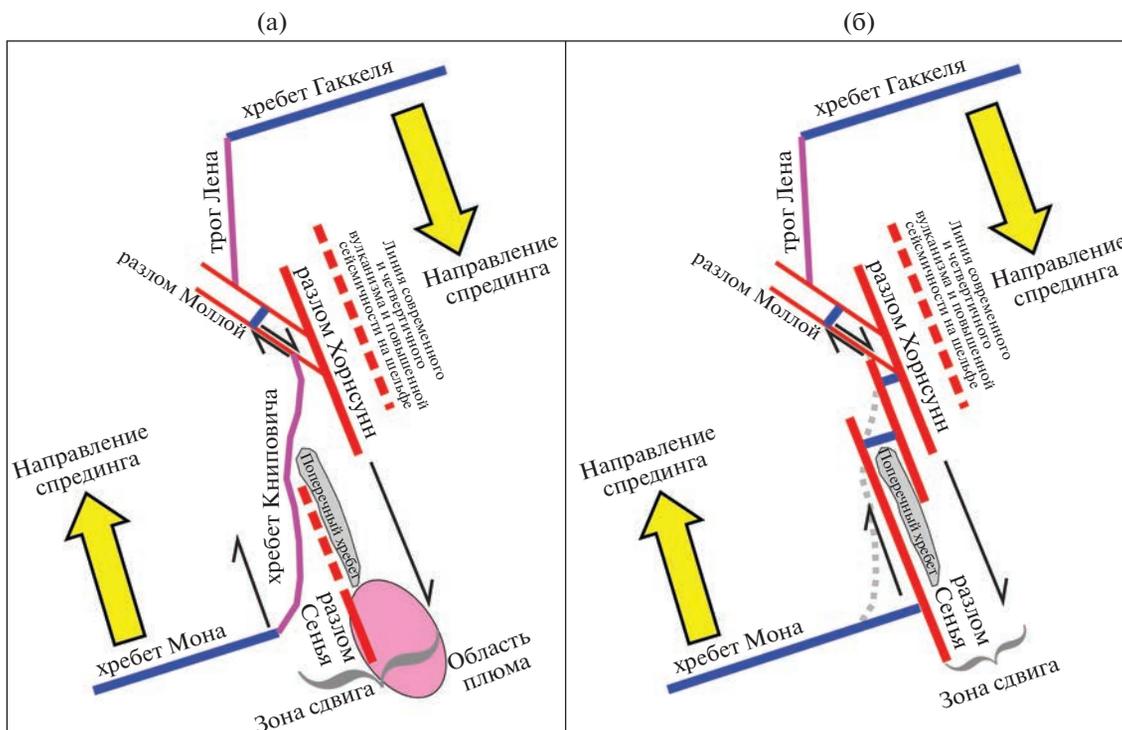


Рис. 11. Принципиальная схема современной геодинамики района хребта Книповича (по данным [16], с изменениями). (а) – современное состояние; (б) – прогноз трансформации тектонических элементов

Тектонические процессы, которые могут происходить к северу от хребта Книповича в регионе разлома Моллой, представляют интерес для исследования, но отметим, что по данным [12] в данном регионе сложилась ситуация, потенциально опасная в возможности схода оползня и запуска волны цунами, поэтому дальнейшие исследования тектонической эволюции этого региона остается актуальным.

ВЫВОДЫ

1. Интерпретация акустического фундамента на временных разрезах ОГТ на юго-восточном фланге хребта Книповича и их сопоставление с гравитационными аномалиями Буге позволили откалибровать значения аномалий в терминах глубин и построить карту фундамента в изохронах для района с океаническим типом коры, определяемому по уровню аномального поля.

На карте выделяется субмеридиональное поднятие, являющееся северным продолжением разлома Сеня и интерпретируемое как поперечный хребет, возникающий на бортах длинных трансформных разломов. По поднятию проходила трансформная межплитная граница при начале раскрытия Норвежско-Гренландского бассейна. В аномальном магнитном поле поднятие разделяет области с наличием линейных аномалий от области с мозаичной структурой поля.

2. Выделенное на юго-восточном фланге хребта Книповича поднятие обрамлено линейными группами эпицентров вне осевой сейсмичности, указывающей на наличие деформаций верхней части осадочного разреза и активизацию структур района. Данные ОГТ над выявленным поднятием показывают нарушения плиоцен–четвертичного осадочного чехла, которые вероятно активны в настоящее время. Данные нарушения имеют признаки взбросовой и сдвиговой кинематики.

3. Физическое моделирование структурообразования в районе хребта Книповича наглядно продемонстрировало особенности главных тектонических элементов при косом спрединге при отличии угла направления растяжения в 10° – 15° (и более) от перпендикуляра к оси ослабленной зоны. Результат, близкий к реальности, был получен при проведении комбинированных экспериментов с изгибом ослабленной зоны, необходимой для локализации напряжений. Основными расхождениями в результатах этих экспериментов являются различная частота и амплитуда трансформных разломов, а также появление при большем угле полноценных аккреционных валов и нетрансформных смещений, имитирующих структуры юго-восточного фланга хребта Книповича близко к реальности.

4. Серия экспериментов, проведенная для изучения условий перескока оси спрединга в восточном направлении на продолжение разлома Сеня,

показала возможность активизации этой структуры, рассматриваемой нами как одной из причин формирования особенностей, наблюдаемых в геофизических данных.

5. Текущее положение активных зон региона, сейсмичность, структура фундамента и строение осадочного чехла указывают на смещение активности главных тектонических элементов в восточном направлении относительно современного положения оси растяжения. Вероятным сценарием дальнейшего развития региона будет трансформация хребта Книповича в один или серию трансформных разломов, параллельных западной бровке шельфа Баренцева моря и серию коротких спрединговых сегментов между ними. Особый интерес представляет потенциальное воздействие сдвиговой тектоники на большие осадочные массы в районе разлома Моллой.

Благодарности. Авторы выражают благодарность Российскому Федеральному Геологическому Фонду (г. Москва, Россия) и АО «МАГЭ» за предоставленную возможность использовать сейсмические данные.

Авторы благодарны рецензенту Е.А. Гусеву (ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург, Россия) и анонимному рецензенту за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке Проекта РНФ № 22-27-00578 «Новейшая и современная геодинамика Западной Арктики: эволюция и воздействие активных тектонических процессов на структурные элементы и осадочный чехол глубоководных котловин и шельфов».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бугрова Э.М., Гусев Е.А., Тверская Л.А. Олигоценые породы хребта Книповича. — В сб.: *Геология морей и океанов*. — Т. 1 — Тез. докл. XIV Междунар. школы морской геол. — М.: ГЕОС, 2001. С. 28–29.
2. Верба В.В., Аветисов Г.П., Шолло Л.Е., Степанова Т.В. Геодинамика и магнетизм базальтов подводного хребта Книповича (Норвежско-Гренландский бассейн) // *Российский журнал наук о Земле*. 2000. Т. 2. № 4. С. 3–13.
3. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Аналоговое моделирование структурообразующих деформаций литосферы в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // *Геотектоника*. 2006. № 1. С. 76–94.
4. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П., Севинян К.Т., Галушкин Ю.И. Экспериментальное моделирование взаимодействия горячей точки и спредингового хребта (на примере Юго-восточного Индийского хребта) // *Жизнь Земли*. 2012. № 34. С. 24–35.
5. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П., Агранов Г.Д., Барановский М.С., Данилов Я.А., Доманская П.А., Максимова А.А., Макушкина А.И., Рацупкина А.О., Толстова А.И., Филаретова А.Н., Шепталиня Ю.А., Щербакова Е.Л. Физическое моделирование структурообразующих деформаций в лаборатории экспериментальной геодинамики Музея Землеведения МГУ (к 40-летию создания лаборатории) // *Жизнь Земли*. 2020. Т. 42. № 4. С. 485–501. https://doi.org/10.29003/m1778.0514-7468.2020_42_4/485-501
6. Гусев Е.А., Шкарубо С.И. Аномальное строение хребта Книповича // *Российский журнал наук о Земле*. 2001. Т. 3. № 2. С. 165–182.
7. Дубинин Е.П. Геодинамические обстановки образования микроконтинентов, погруженных плато и невулканических островов в пределах континентальных окраин // *Океанология*. 2018. Т. 58. № 3. С. 463–475.
8. Зайончек А.В., Брекке Х., Соколов С.Ю., Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н., Абрамова А.С., Зарайская Ю.А., Кохан А.В., Мороз Е.А., Пейве А.А., Чамов Н.П., Ямпольский К.П. Строение зоны перехода континент–океан северо-западного обрамления Баренцева моря (по данным 24, 25 и 26 рейсов НИС «Академик Николай Страхов», 2006–2009 гг.). — Т. 4. — В кн.: *Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный Полярный Год*. — М.: Paulsen, 2010. С. 111–157.
9. Зарайская Ю.А. Особенности сегментации и сейсмичности ультрамедленных срединно-океанических хребтов Книповича и Гаккеля // *Геотектоника*. 2017. № 2. С. 67–80.
10. Кохан А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Абрамова А.С. Кинематика и особенности морфоструктурной сегментации хребта Книповича // *Океанология*. 2012. Т. 52. № 5. С. 744–756.
11. Мазарович А.О. Тектоника и геоморфология Мирового океана: термины и определения с иллюстрациями. — Отв. ред. Н.В. Межеловский — М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2018. 440 с.
12. Мазарович А.О., Мороз Е.А., Зарайская Ю.А. Опасность подводного оползня западнее архипелага Шпицберген // *Литология и полезные ископаемые*. 2018. № 4. С. 287–294.
13. Пейве А.А., Чамов Н.П. Основные черты тектоники хребта Книповича (Северная Атлантика) и история его развития на неотектоническом этапе // *Геотектоника*. 2008. № 1. С. 38–57.
14. Сироткин А.Н., Шарин В.В. Возраст проявлений четвертичного вулканизма в районе Бокк-фьорда (архипелаг Шпицберген) // *Геоморфология*. 2000. № 1. С. 95–106.
15. Соколов С.Ю. Тектоническая эволюция хребта Книповича по данным аномального магнитного поля // *ДАН*. 2011. Т. 437. № 3. С. 378–383.
16. Соколов С.Ю., Абрамова А.С., Зарайская Ю.А., Мазарович А.О., Добролюбова К.О. Современная тектоническая обстановка северной части хребта Книповича, Атлантика // *Геотектоника*. 2014. № 3. С. 16–29. <https://doi.org/10.7868/S0016853X14030060>
17. Соколов С.Ю., Зарайская Ю.А., Мазарович А.О., Ефимов В.Н., Соколов Н.С. Пространственная неустойчивость рифта в полиразломной трансформной системе Сан-Паулу, Атлантический океан // *Геотектоника*. 2016. № 3. С. 3–18.
18. Соколов С.Ю., Абрамова А.С., Мороз Е.А., Зарайская Ю.А. Амплитуды дизъюнктивных наруше-

- ний флангов хребта Книповича (Северная Атлантика) как индикатор современной геодинамики региона // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 769–789. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0316>
19. *Тевелев А.В.* Сдвиговая тектоника. М.: МГУ, 2005. 254 с.
 20. *Хуторской М.Д., Леонов Ю.Г., Ермаков А.В. и др.* Аномальный тепловой поток и природа желобов в северной части Свальбардской плиты // ДАН. 2009. Т. 424. № 2. С. 318–323.
 21. *Шайхуллина А.А., Дубинин Е.П., Булычев А.А., Барановский М.С., Грохольский А.Л.* Строение литосферы и условия формирования Чагос-Лаккадивского хребта (плотностное и физическое моделирование) // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2020. Т. 48. № 4. С. 36–48. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2020-4-48-36-48>
 22. *Шеменда А.И.* Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10–19.
 23. *Шпилов Э.В.* К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26–52.
 24. *Шкарубо С.И.* Особенности спрединга в северной части Норвежско-Гренландского бассейна. — В сб.: *Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона.* — Под ред. Аветисов Г.П., Погребницкий Ю.Е. — Спб.: ВНИИ-Океангеология, 1996. С. 101–114.
 25. *Яковлев А.В., Бушенкова Н.А., Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л.* Структура верхней мантии Арктического региона по данным региональной сейсмографии // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 10. С. 1261–1272.
 26. *Ямольский К.П.* Новые данные о строении хребта Книповича (Северная Атлантика) // Геотектоника. 2011. № 2. С. 17–31.
 27. *Antonovskaya G.N., Basakina I.M., Vaganova N.V., et al.* Spatiotemporal relationship between Arctic Mid-Ocean Ridge system and intraplate seismicity of the European Arctic // Seismol. Res. Lett. 2021. Vol. 92. P. 2876–2890. <https://doi.org/10.1785/0220210024>
 28. *Balmino G., Vales N., Bonvalot S., Briais A.* Spherical harmonic modeling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies // J. Geodesy. 2012. Vol. 86. P. 499–520. <https://doi.org/10.1007/s00190-011-0533-4>
 29. *Crane K., Doss S., Vogt P., Sundvor E., Cherkashov I.P., Devorah J.* The role of the Spitsbergen shear zone in determining morphology, sedimentation and evolution of the Knipovich Ridge // Marine Geophys. Res. Lett. 2001. Vol. 22. P. 153–205.
 30. *Dumais M.-A., Gernigon L., Olesen O., Johansen S.E., Bronner M.* New interpretation of the spreading evolution of the Knipovich Ridge derived from aeromagnetic data // Geophys. J. Int. 2021. Vol. 224. P. 1422–1428. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa527>
 31. *Faleide J.I., Tsikalas F., Breivik A.J., Mjelde R., Ritzmann O., Engen Ø., Wilson J., Eldholm O.* Structure and evolution of the continental margin off Norway and the Barents Sea // Episodes. 2008. Vol. 31. No. 1. P. 82–91. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2008/v31i1/012>
 32. *Gernigon L., Franke D., Geoffroy L., Schiffer C., Foulger G.R., Stoker M.* Crustal fragmentation, magmatism, and the diachronous opening of the Norwegian–Greenland Sea // Earth-Sci. Rev. 2019. Vol. 206. No. 7. P. 1–37. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.011>
 33. *Mosar J., Eide E.A., Osmundsen P.T., et al.* Greenland–Norway separation: A geodynamic model for the North Atlantic // Norwegian J. Geol. 2002. Vol. 82. P. 281–298.
 34. NORSAR Reviewed Regional Seismic Bulletin. 2012. <http://www.norsardata.no/NDC/bulletins/regional/> (last accessed November 15, 2012).
 35. *Olesen O.G., Gellein J., Habrekke H., et al.* Magnetic Anomaly Map. — Norway and adjacent ocean areas. — Scale 1 : 3000000. — Geological Survey of Norway, 1997. <https://www.ngu.no/en/publikasjon/magnetic-anomaly-map-norway-and-adjacent-areas-scale-13-mill>
 36. *Sanfilippo A., Sokolov S.Yu., Salters V.J.M., Stracke A., Peyve A.* Anciently depleted mantle at Knipovich Ridge? // Goldschmidt Conf. Abstr., Barcelona, August 2019. <https://goldschmidt.info/2019/abstracts/abstractView?id=2019002003>
 37. *Sanfilippo A., Salters V.J.M., Sokolov S.Yu., Peyve A.A., Stracke A.* Ancient refractory asthenosphere revealed by mantle re-melting at the Arctic Mid Atlantic Ridge // Earth Planet. Sci. Lett. 2021. Vol. 566. No. 116981. P. 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.116981>
 38. *Shemenda A.I., Grocholsky A.L.* Physical modeling of slow seafloor spreading // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. P. 9137–9153.

Southeastern Flank of Knipovich Ridge (Northern Atlantic): Basement Structure and Neotectonics from Geophysical Data and Experimental Modeling

S. Yu. Sokolov^{a, *}, G. D. Agranov^{a, b}, S. I. Shkarubo^c, A. L. Grokholsky^b

^aGeological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky per., bld. 7, 119017 Moscow, Russia

^bEarth Science Museum — Moscow State University, Leninsky Gory, bld. 1, 119991 Moscow, Russia

^cJSC “Marine Arctic Geological Expedition”, Sofia Perovskaya str., bld. 26, 183038 Murmansk, Russia

*e-mail: sysokolov@yandex.ru

Acoustic basement of the Knipovich Ridge southeastern flank was interpreted on the time-domain CDP seismic sections and calibration of Bouguer gravity anomalies to depth was done with construction of basement structural map for the area with an oceanic crust type. On this map, to the east from Knipovich Ridge, there

is the longitudinal uplift, which is the northern continuation of the Senja fracture zone and interpreted as a transverse ridge on the transform fault board. This uplift is framed by linear clusters of the off-axis seismicity epicenters, indicating the activation of this area structures. The CDP seismic data above the identified uplift show deformations of the Pliocene–Quaternary sedimentary cover with reverse fault and shear kinematics. Physical modeling of structure formation in the area of the Knipovich Ridge clearly demonstrated the features of the main tectonic elements during oblique spreading. The result, especially close to reality, was obtained by conducting combined experiments with bending the weakened zone to large angles between the direction of stretching and perpendicular to the axis of the weakened zone. At the same time, the appearance of typical accretion swells and nontransform axis displacements simulating the structures of the southeastern flank of the Knipovich Ridge is close to reality. The series of experiments conducted to study the possible formation of the spreading axis jump in an easterly direction to the continuation of the Senja fracture zone showed the fundamental possibility of this structure activation, which we consider as one of the reasons for the formation of features observed in geophysical data. The current position of the active zones of the region, seismicity, the structure of the basement and the structure of the sedimentary cover indicate a shift in the activity of the main tectonic elements in the east direction relative to the current position of the extension axis. The likely scenario for further development of the region will be the transformation of the Knipovich Ridge into one or the series of transform faults parallel to the western edge of the Barents Sea shelf and the series of short spreading segments between them.

Keywords: Knipovich Ridge, transform fault, spreading, physical modelling, sedimentary cover deformations, seismicity, Bouguer anomalies, structure activation

НОВЕЙШАЯ СТРУКТУРА СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ УБСУНУРСКОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ СООТНОШЕНИЕ С АКТИВНЫМИ РАЗЛОМАМИ (РЕСПУБЛИКА ТЫВА, РОССИЯ)

© 2023 г. С. А. Соколов¹*, С. Т. Гарипова¹, К. И. Юшин¹, Ю. В. Бутанаев²,
Е. А. Зеленин¹, А. Н. Овсюченко³, С. В. Мазнев^{1,4}

¹Геологический институт РАН, Пыжевский пер., д. 7, 119017 Москва, Россия

²Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
ул. Интернациональная, д. 117А, 667007 Кызыл, Республика Тыва, Россия

³Институт физики земли им. О.Ю. Шмидта РАН,
Б. Грузинская ул., д. 10, 123242 Москва, Россия

⁴Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
геологический факультет, Ленинские горы, д. 1, 119991 Москва, Россия

*e-mail: Sokolov-gin@yandex.ru

Поступила в редакцию 09.12.2022 г.

После доработки 17.01.2023 г.

Принята к публикации 20.01.2023 г.

Представлены новые данные об олигоцен–четвертичных отложениях, новейшей (неоген–четвертичной) структуре и активных разломах северного борта Убсунурской впадины на ее границе с хребтом Танну-Ола, основанные на структурном дешифрировании материалов дистанционного зондирования (МДЗ) и полевых работах 2020–2021 гг., включая тренчинг активных разломов. На севере Убсунурской впадины выявлены два парагенезиса разрывных нарушений, имеющих разную геологическую природу, структурное и рельефообразующее значение. Первый парагенезис представлен Северо-Убсунурским скрытым надвигом и связанными с ним деформациями, развивавшимися в неоген–четвертичное время и образующими границу впадины и горного поднятия. Второй парагенезис включает в себя Южно-Таннуольский и Эрзин-Агордагским разломы, секущие структуры первого парагенезиса и разломы, активные в позднем плейстоцене и голоцене. Эпохи интенсивного развития парагенезисов сменяют друг друга во времени.

Ключевые слова: геология, активная тектоника, неотектоника, поздний кайнозой, активные разрывные нарушения, палеосейсмогеология, новейшие отложения, Убсунурская впадина, хребет Танну-Ола

DOI: 10.31857/S0016853X23010071, EDN: ELGHIF

ВВЕДЕНИЕ

Кайнозойские впадины Центральной Азии разнообразны по размерам и генезису. Они развиваются в разных геодинамических обстановках, что выражается в принципиальном отличии структур, ограничивающих их, объеме новейших отложений и степени деформированности кайнозойского чехла.

К северу от Убсунурской впадины на юге Тывы расположено поднятие Танну-Ола. Хребет Танну-Ола разделяется на Западный Танну-Ола восток-северо-восточного простирания и Восточный Танну-Ола, вытянутый в субширотном направлении (рис. 1).

Убсунурская впадина представляет собой крупную бессточную межгорную котловину. Впадина имеет уплощенную морфологию. Ее предгорный шлейф плавно воздымается к горному сооруже-

нию Танну-Ола. На фоне коллювиальных и пролювиальных отложений шлейфа выступают отдельные выходы коренных пород северо-западного простирания. Выровненная морфология котловины осложняется хребтом Агардаг-Тайга, вытянутым в северо-восточном направлении и секущим под углом границу Убсунурской впадины.

К востоку от хребта Танну-Ола и Убсунурской впадины располагается нагорье Сангилен и хребет Остроконечный Танну-Ола, севернее они сменяются хребтом Сыргалыг-Тайга.

Хребты Танну-Ола ограничивают с юга Тувинскую котловину, разделенную на Кызыльскую, восточную, и Хемчикскую, западную, впадины.

Разломная тектоника оказала значимое влияние на формирование неотектонической структуры и современного рельефа, на всей территории Республики Тыва, в том числе в области сочленения

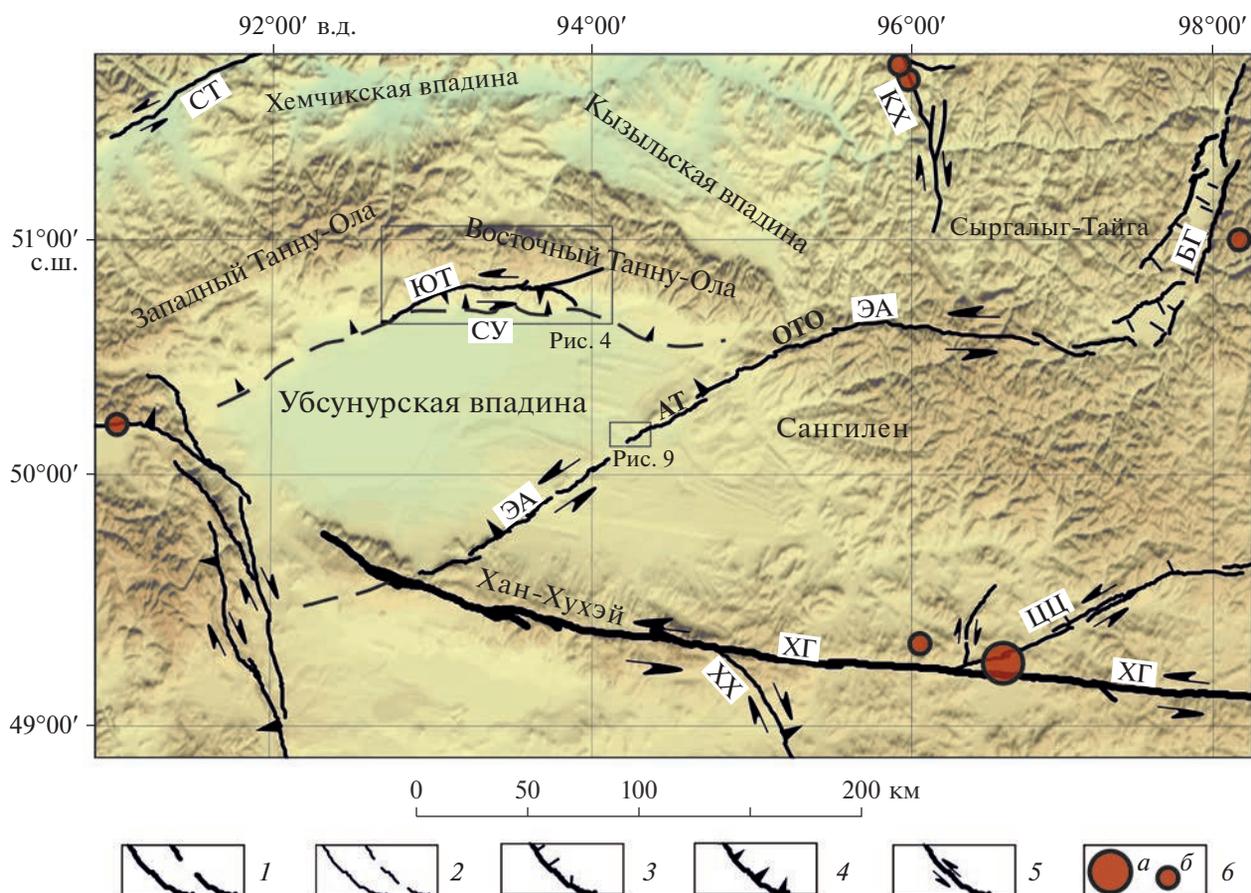


Рис. 1. Карта активных разломов юга Тывы и северо-запада Монголии.

Хребты: АТ – Агардаг-Тайга; ОТО – Остроконечный Танну-Ола.

Разломы (буквы в белых квадратах): ЮТ – Южно-Таннуольский; СУ – Северо-Убсунурский; ЭА – Эрзин-Агардагский; БГ – Бусейнгольский грабен; ХГ – Хангайский (Болнайский); ХХ – Ханхухэйский, КХ – Кахемский; ЦЦ – Цэцэрлегский.

1–2 – скорость движения активных разломов: *1* – > 1 мм/год, *2* – < 1 мм/год; *3* – сбросы; *4* – взбросы; *5* – сдвиги; *6* – эпицентры крупных землетрясений (по [40]): *a* – $M \geq 8$, *б* – $6 \leq M < 8$

Убсунурской котловины и хребта Танну-Ола, были отмечены признаки сейсмической активности и палеосейсмодислокации [19, 24].

Систематическое изучение активных разломов территории Тывы началось сравнительно недавно и были достигнуты значимые результаты – уточнены основные черты сейсмичности территории, выявлены основные сейсмогенерирующие структуры и оценены их параметры [1, 2, 15, 16].

Вместе с тем, крупные землетрясения, произошедшие здесь в 2011 и 2012 гг., а также сильнейшие Цэцэрлегское и Болнайское землетрясения 1905 г., произошедшие в сходных тектонических условиях на сопредельных территориях северо-западной Монголии – одной из самых сейсмоактивных внутриконтинентальных областей мира – указывают на актуальность исследования активной тектоники региона [15, 22, 23, 28, 33, 34] (см. рис. 1).

Целью данной статьи является обобщение имеющихся материалов и анализ полученных нами новых данных о строении границы Убсунурской впадины и расположенного севернее хребта Танну-Ола, уточнении характеристик активных разломов региона и выявлении соотношений тектонических структур, ограничивающих Убсунурскую впадину, и активных разрывных нарушений.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Активные и позднекайнозойские разломы образуют в рельефе специфические формы, такие разломы часто являются основными структурами, влияющими на рельефообразование, разделяя области современной денудации и аккумуляции, относительно приподнятые и опущенные зоны, нарушая и смешая геоморфологические уровни различного происхождения (поверхности выравнивания, речные, морские и озерные террасы).

Подвижки по разломам вызывают деформации комплекса новейших отложений, как непосредственные смещения слоев пород вдоль плоскости разрывного нарушения, так и разнообразные приразломные деформации (или сейсмодислокации), связанные с направленным ударно-волновым воздействием сейсмического события на несцементированный и влагонасыщенный осадочный материал.

Исследование неотектонических и активных разрывных нарушений разделено на два этапа:

– первый этап – предварительное дешифрирование материалов дистанционного зондирования (МДЗ) с целью локализации выхода плоскости разлома на дневную поверхность, первичной оценки на основе структурно-геоморфологических признаков кинематики, накопленных и единовременных амплитуд смещений [29, 32];

– второй (полевой) этап, направлен на подтверждение результатов дешифрирования, выявление точных структурно-геоморфологических характеристик разлома, а также тренинг выявленных разломов для вскрытия плоскости разлома в разрезе, изучение строения комплекса нарушенных сейсмособытиями отложений, определение параметров палеоземлетрясений и, по возможности, датировка выявленных подвижек [32].

Предварительные исследования производилось на основе дешифрирования комплекса материалов дистанционного зондирования, включающих космические снимки различного пространственного разрешения и цифровые модели рельефа (ЦМР) размещенные в открытом доступе, в том числе Landsat 8/OLI [35], Maxar [36], ASTER GDEM [37] и STRM 1 arc-second [38]. Также использовались аналоговые кадровые снимки проекта КН-9 Hexagon. Дополнительные высокоточные данные были получены на полевом этапе работ в процессе проведения аэрофотосъемки с беспилотного летательного аппарата (БПЛА) (DJI, Шэньчжэнь, Китай).

На основе полученных данных были построены цифровые модели высокого пространственного разрешения методом цифровой фотограмметрической обработки изображений Aerial Structure from Motion [27] в программе Agisoft Metashape [39].

Полевые работы проводились в Убсунурской впадине, а также в предгорьях Центрального и Восточного Танну-Ола и хребта Сангилен в 2020 и 2021 гг. и были сосредоточены на двух разломных зонах – Южно-Таннуольской и Эрзин-Агардагской.

Были проведены геологические маршруты, с целью выявления смещения современных форм рельефа, русел водотоков, поверхностей речных террас, линий водоразделов и водораздельных поверхностей, тектонических уступов, нарушающих предгорные пролювиальные равнины, а так-

же крупные оползни и обвалы, сконцентрированные в непосредственной близости от выхода плоскости разрывного нарушения на поверхность и т.д. Вкрест простирания выявленных разломов были выкопаны каналы, в их стенках был изучен комплекс новейших отложений и их деформации, определены амплитуды и кинематика подвижек.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮГА ТЫВЫ

Докайнозойское геологическое строение

Территория региона исследования разделена крупными разломными зонами на три разновозрастные складчатые системы [4, 5, 14] (рис. 2).

Наиболее древний метаморфизованный вещественный комплекс Тувино-Монгольской складчатой системы выходит на поверхность на востоке и юго-востоке территории, в южных областях нагорья Сангилен [5, 14]. Он сложен гнейсами и кристаллическими сланцами протерозоя, а также карбонатно-терригенными отложениями рифея, претерпевшими зеленосланцевый метаморфизм. Породы смяты в интенсивные складки северовосточного простирания, осложненные сбросовыми разрывными нарушениями аналогичной ориентировки [5, 14].

Тувино-Монгольская складчатая система граничит по Агардагско-Окинской сутуре северовосточной ориентировки с салаиридами Верхне-Енисейского структурно-вещественного комплекса [14]. Сutura маркируется выходами гипербазитов, которые могут относиться либо к офиолитовой ассоциации, либо к комплексу задуговых бассейнов [4, 5, 20].

Верхне-Енисейская складчатая система, развитая в районе хребта Восточный Танну-Ола, сложена вулканитами и карбонатными породами верхнего протерозоя и кембрия. Породы Верхне-Енисейской и Тувино-Монгольской складчатой систем прорваны крупными интрузивными комплексами среднего кембрия и ордовика кислого и среднего состава, также широко развиты граниты и граносиениты нижнедевонского возраста [3, 5, 11, 20, 21].

Территория хребта Западный Танну-Ола занята Центрально-Тувинским прогибом средне- и позднепалеозойского возраста. Низы разреза сложены вулканогенно-осадочным комплексом, в котором преобладают андезиты и андезибазальты. Выше залегают терригенно-карбонатные отложения и переотложенный пирокластический материал [5].

Докайнозойский разрез завершается озерными отложениями юрских впадин, которые распространены незначительно.

Все образования смяты в складки различной интенсивности и подорваны разрывными нару-

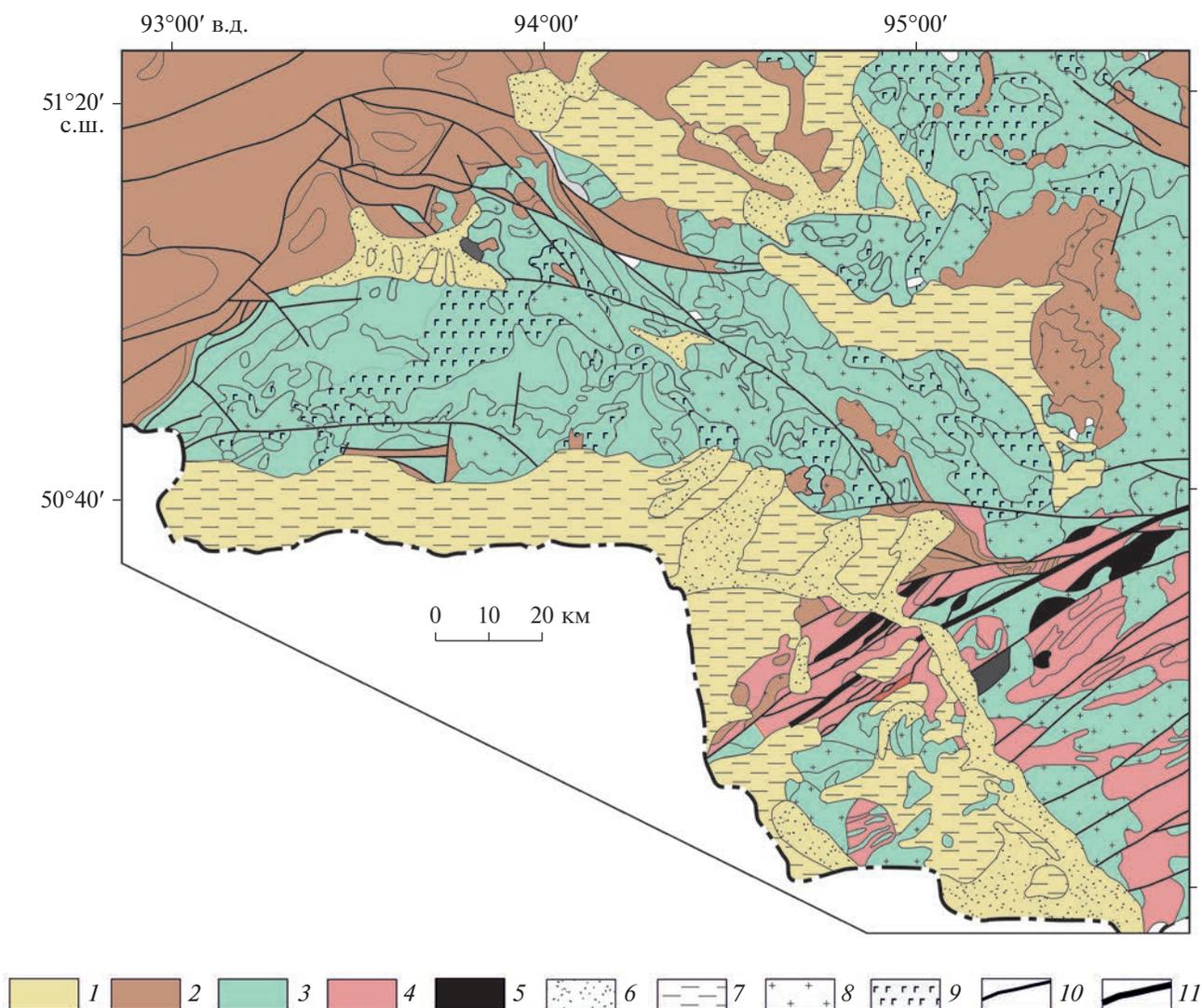


Рис. 2. Схематическая геологическая карта юга Республики Тыва (по данным [5], с изменениями и дополнениями). 1 – кайнозойские отложения; 2 – средние вулканиты и терригенно-карбонатные отложения среднего и позднего палеозоя Центрально-Тувинского прогиба; 3 – вулканиты и карбонаты верхнего протерозоя и кембрия Восточно-Енисейской складчатой системы; 4 – метаморфизованные комплексы нижнего протерозоя и рифея Тувино-Монгольской складчатой системы; 5 – офиолиты кембрийской системы; 6 – аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения четвертичной системы; 7 – озерные и озерно-аллювиальные отложения палеоген–неогена; 8–9 – интрузивы: 8 – кислые, 9 – основные; 10 – разрывные нарушения; 11 – глубинные разломы

шениями. Преобладающая ориентировка тектонических структур северо-восточная и в меньшей степени субширотная. Подчиненное значение имеют разрывы северо-западного и субмеридианального простирания [5].

Комплекс новейших отложений

Кайнозойские отложения юга Тывы развиты в межгорных и внутригорных впадинах, а также в долинах рек.

Крупнейшей межгорной впадиной данной области является котловина озера Убсу-Нур, заполненная комплексом палеоген–неогеновых отло-

жений озерного, аллювиального, пролювиального и аллювиально-пролювиального происхождения. Общая мощность отложений достигает 900 м [8].

Разрез кайнозойских отложений Убсунурской впадины начинается с палеогена, вскрытого оврагами на севере, а также скважинами в центральной части котловины. В стратотипическом обнажении к западу от долины р. Деспен (Козий овраг), вскрыты озерно-аллювиальные пестроцветные, выше – красноцветные отложения мощностью до 207 м.

Породы не охарактеризованы фаунистически, но аналогичные по составу и стратиграфическому положению породы вскрыты скважинами на тер-

ритории Монголии в котловине Больших озер, где по фаунистическому комплексу пестроцветная глинисто-песчаная пачка отнесена к среднему-верхнему эоцену, что согласуется с палинологическими данными [5]. Верхняя красноцветная толща конгломерато-брекчий может относиться к верхам эоцена, или, нижнему олигоцену [3, 5].

В центральной части впадины скважинами вскрыты песчано-глинистые отложения, которые на основе анализа споропыльцевого спектра также могут быть отнесены к эоцену [5]. Общая мощность отложений палеогена Убсунурской впадины составляет не менее 200 м, скважинами подошва отложений не вскрыта [5].

Миоценовые отложения Убсунурской впадины развиты почти повсеместно. Они представлены озерными песками и глинами, а мощность их достигает 600–800 м в наиболее погруженных областях [8]. Хорошо изученные разрезы неогена находятся на севере котловины, в оврагах Козий, Заячий и в долине реки Холу.

Первоначальное описание этих разрезов было проведено Л.Д. Шарыгиной [25], которая выделяла неогеновые отложения в “озерный” горизонт, а внутри него – глинисто-алевритовую и глинисто-мергельную толщи. На основе комплексов малакофауны глинисто-алевритовая толща разделена на две части [18]. В дальнейшем возраст отложений был уточнен на основе находок крупных и мелких млекопитающих [6–9, 18].

Нижняя часть глинисто-алевритовой толщи отнесена к среднему-верхнему миоцену, верхняя часть данной толщи отнесена к верхнему миоцену–нижнему плиоцену. Глинисто-мергельная толща также отнесена к верхнему миоцену–плиоцену. Общая мощность отложений этого возраста, объединенных в хольскую серию, составляет >200 м.

Предпринятая нами ревизия фаунистических комплексов, собранных ранее, и полученные новые фаунистические и магнитостратиграфические данные позволяют ограничить верхний возрастной предел хольской серии верхним миоценом.

Четвертичные образования представлены неоплейстоценовыми аллювиальными и аллювиально-пролювиальными образованиями нижнего и верхнего звеньев неоплейстоцена, которые слагают предгорный шлейф хребта Танну-Ола, а также предгорную равнину Убсунурской впадины. В долинах крупных рек встречаются небольшие останцы террас, аллювий которых датирован поздним неоплейстоценом–голоценом [5].

ПРИРОДА СЕВЕРНОЙ ГРАНИЦЫ УБСУ-НУРСКОЙ ВПАДИНЫ (СЕВЕРО-УБСУНУРСКИЙ РАЗЛОМ)

Новейшая тектоника Тывы ранее рассматривалась как результат сводово-глыбовых деформаций,

а граница Убсунурской котловины и горного поднятия Танну-Ола трактовалась как сброс [13, 19]. Помимо этого, существовало представление, что данная граница является зоной взбросо-надвиговых деформаций [12, 24]. Рельеф бэлей и форбергов, свойственный южному склону хребта Танну-Ола, территории Тывы и Северной Монголии, рассматривался как результат разрастания горного сооружения [24].

Абсолютные отметки днища Убсунурской впадины находятся в пределах 760–800 м. Денудационная поверхность выравнивания мел–палеогенового возраста, известная на Восточном Танну-Ола, поднята на высоту до 2200 м. Исходя из того, что мощность кайнозойских отложений по геофизическим данным достигает 900 м, размах относительных вертикальных тектонических движений достигает 2300 м и даже более, т.к. хребет Западный Танну-Ола отличается большей высотой [5, 8].

Наиболее подняты северные части хребта. К югу, в сторону Убсунурской впадины, происходит плавное понижение рельефа. К границе горного сооружения и впадины приурочено резкое ступенчатое погружение поверхности палеозойского фундамента, восстанавливаемое по геофизическим данным и перекрытое новейшими отложениями [5].

Н.С. Зайцев [12] исследовал надвигание палеозойских пород в долине р. Холу на аллювий верхнечетвертичного возраста, но мы полагаем, что за надвинутый блок было принято крупное тело скального оползня. Палеозойские породы, покоящиеся на четвертичных отложениях, формируют изолированное тело, ограниченное с севера хорошо выраженной полукруглой стенкой отрыва (рис. 3, а).

Кайнозойские отложения, перекрытые телом оползня, недеформированы, контакт между аллювием и палеозойскими вулканитами горизонтальный, а кровля аллювиальных отложений продолжается на юг поверхностью надпойменной террасы (см. рис. 3, а). Эти признаки указывают на оползневое происхождение надвинутого блока. Других достоверных тектонических контактов палеозойских и новейших отложений или выходов на дневную поверхность плоскости разлома неизвестно.

Разломный характер границы впадины и горного сооружения выражен в сильной деформированности кайнозойских отложений вдоль границы горного сооружения Танну-Ола. Наиболее ярко дислокации новейших отложений проявлены в Заячем овраге, расположенном в 10 км к западу от выхода реки Деспен на предгорную равнину. Граница горного сооружения хребта Танну-Ола фестончатая с выпуклыми дугообразными изгибами.

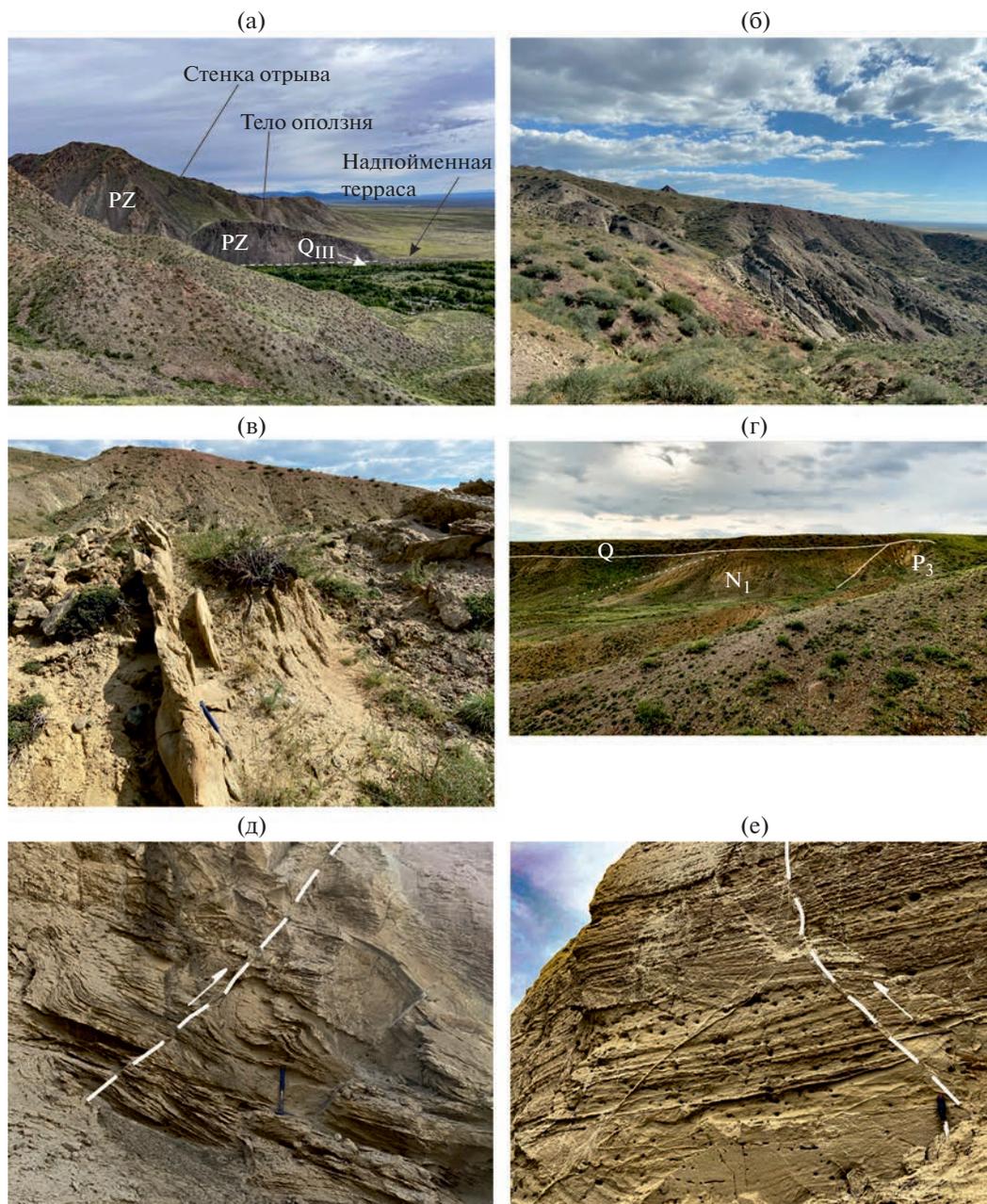


Рис. 3. Фото деформаций кайнозойских отложений, маркирующих Северо-Убсунурский разлом. (а) – тело скального оползня в долине р. Холу; (б)–(в) – падение миоценовых пород в овраг Заячий; (г) – падение палеогеновых и неогеновых пород в овраг Козий; (д)–(е) – взбросовые деформации в неогеновых отложениях в низовьях р. Холу.

Заячий овраг располагается в небольшом поле распространения кайнозойских отложений, овраг проникает во вдающийся на юг изгиб горного сооружения, для границы которого характерна фестончатая форма. Миоценовые отложения хольской серии падают от фронта гор на юг–юго-восток с увеличением углов падения от сравнительно небольших ($\angle \sim 15^\circ$) в верховьях оврага, до субвертикального падения вверх по разрезу на юг (см. рис. 3, б, в). Наиболее крутые углы падения

совпадают с внешней границей горного сооружения. В нижней части разреза, отличающейся меньшими углами падения, наблюдаются флексурные изгибы и локальные небольшие антиклинали, нарушенные малоамплитудными разломами.

Схожим строением обладает толща палеоген–неогеновых пород, вскрытых в Козьем овраге и расположенных на расстоянии 4.75 км к западу от выхода р. Деспен на предгорную равнину. Озерные осадочные толщи миоцена залегают с

хорошо выраженным угловым несогласием на грубообломочных породах палеогена, маркируя раннемиоценовые тектонические подвижки (см. рис. 3, г). Толща кайнозойских отложений падает на юго-запад, от фронта горного сооружения по азимутам 200° – 220° .

Эоцен–олигоценые породы падают под углами $\perp 40^{\circ}$ – 45° , низы неогеновых отложений имеют углы падения $\perp 15^{\circ}$ – 20° . Вниз по оврагу (вверх по разрезу) наблюдаются локальные антиклинальные складки и малоамплитудные разрывные нарушения, приуроченные к этим складкам.

Наиболее крупное, стратотипическое обнажение неогеновых пород известно в нижнем течении реки Холу. Фронт горного сооружения Тонну-Ола изгибается, вдаваясь пологой дугой на север вблизи долины реки Холу. К западу от речной долины располагаются невысокие гряды холмов, вдающиеся на юг, в площадь распространения кайнозойских отложений. Гряды имеют северо-западное простирание. На юго-восток, в сторону реки Холу, гряды полого погружаются вдоль меридиональной линии под новейшие пролювиальные отложения предгорного шлейфа. Данные отложения образуют узкий клин, проникающий вглубь горного массива. Восточнее пролювиальные отложения четвертичной системы перекрывают неогеновые озерно-аллювиальные накопления, вскрытые оврагами и долиной р. Холу. Низы разреза хольской серии обнажены в самых низовьях реки в ее сильно ветвящемся правом притоке.

Как и в других обнажениях, неогеновые породы локально деформированы при общем погружении на восток–юго-восток под углом $\sim 25^{\circ}$ от границы холмистого рельефа, расположенного западнее. Толща пород осложнена незначительными крутопадающими взбросами и локальным увеличением крутизны падения пород до 40° (см. рис. 3, д, е).

К востоку, в крупном овраге, вскрывается основная часть разреза хольской серии. Залегание пород здесь более монотонное, разрывов и локальных пликативных структур не обнаруживается, породы падают на восток–юго-восток под углом $\perp 20^{\circ}$.

На северо-восток, вверх по течению реки Холу, к широтной части границы хребта Танну-Ола, углы падения неогеновых пород уменьшаются вплоть до субгоризонтальных. Перекрывающие их четвертичные пролювиальные отложения и верхнечетвертичный аллювий, прилегающие к горному рельефу, недеформированы.

Граница горного сооружения хребта Танну-Ола и Убсунурской впадины представляет собой скрытый разлом надвиговой кинематики, который мы назвали Северо-Убсунурский разлом (рис. 4).

Данное разрывное нарушение зародилось на границе олигоцена и миоцена, но его максимальная его активность приходится на миоцен–плиоцен, частично обеспечивая относительное прогибание впадины. Разлом выражен в осадочном чехле флексурой и приразломными складчатými деформациями. Развитие Северо-Убсунурского разлома связано с этапом формирования крупнейших черт современной тектонической структуры – Хангайского сводового поднятия и обрамляющего его пояса впадин (Долина Озер и Котловина Больших Озер). Образование этой структуры невозможно объяснить современным состоянием тектонических напряжений, отличающимся условиями ЮЗ–СВ сжатия и ЮВ–СЗ растяжения [10, 23, 26, 30, 31].

Активность Северо-Убсунурского разлома в позднем плейстоцене и голоцене заметно снижается, хотя на отдельных участках присутствуют признаки активизации в виде уступов, секущих современные конусы выноса и отдельных деформированных участков речных долин, которые можно трактовать как тектонические. Выраженность таких форм рельефа прослеживается не повсеместно. На некоторых участках признаки активизации, как геоморфологические, так и геологические, отсутствуют (долина реки Холу, Заячий и Козий овраги). На других участках, они прослеживаются на значительные расстояния. На одном из таких участков, в канаве, пройденной вкост уступа, в пролювиальных пачках были вскрыты надвиговые деформации, имеющие предположительный характер [16].

Таким образом, подтверждается снижение роли Северо-Убсунурского разлома в позднем плейстоцене–голоцене, возможные подвижки по зоне надвига происходили на отдельных сегментах разрывного нарушения, не затрагивая всей его протяженности.

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ

Южно-Таннуольский разлом

Южно-Таннуольский разлом, обнаруживающий явные признаки сейсмической активности, как в позднем плейстоцене, так и в голоцене, косо сечет границу впадины и горного сооружения (см. рис. 4).

На западе разлом имеет северо-восточное простирание, пространственно совпадает с фронтом гор и является структурной границей хребта впадины.

Восточнее, в районе выхода реки Хату-Гол на предгорную равнину, граница впадины и разлом перестают пространственно совпадать. Граница впадины скрыта под маломощным шлейфом пролювиально-аллювиальных отложений и простирается на восток в субширотном направлении к

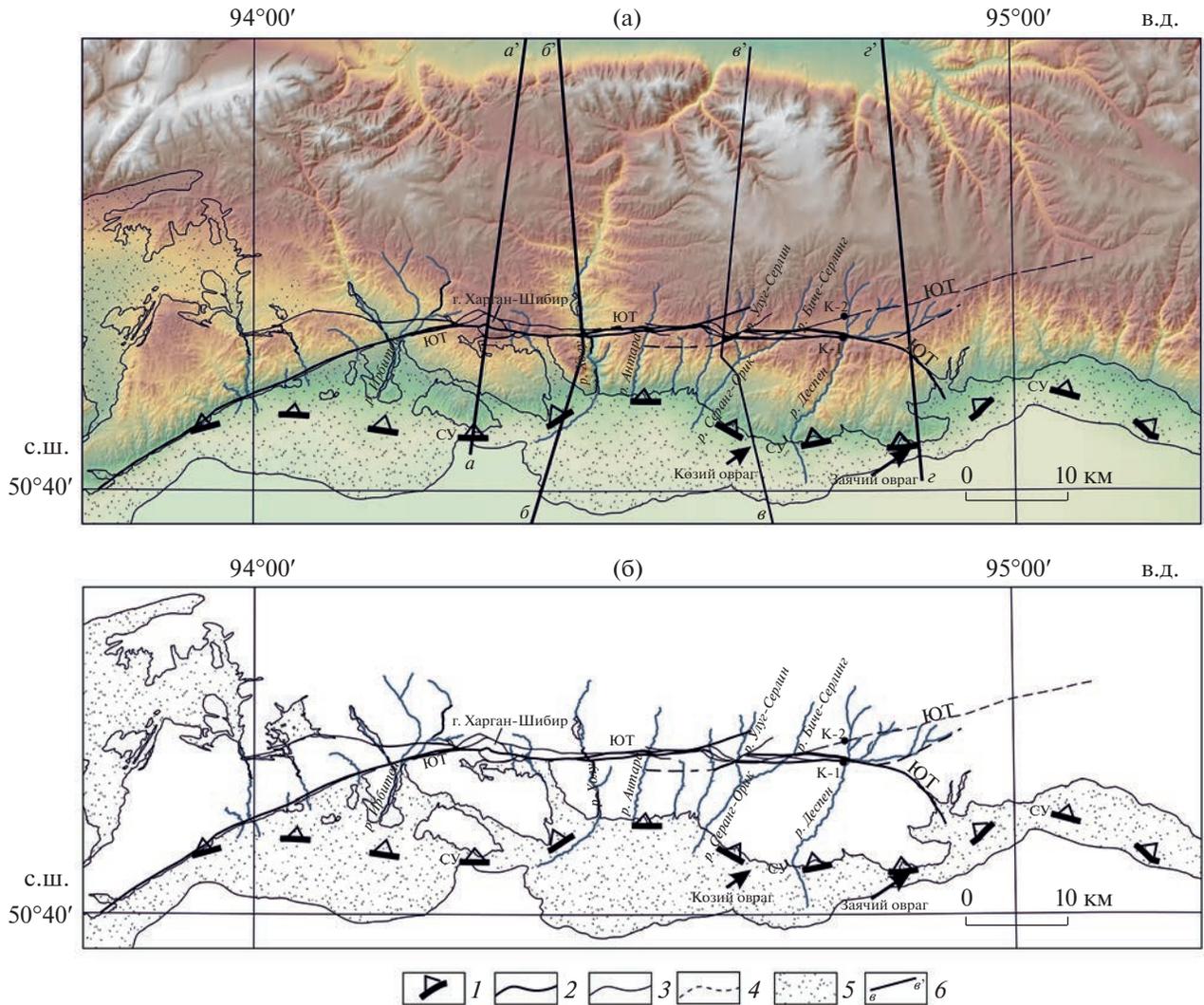


Рис. 4. Соотношение Южно-Таннуольской и Северо-Убсунурской зон разломов.

(а) — положение зон разломов в рельефе; (б) — схема интерпретации.

Геоморфологические профили: $a-a'$; $b-b'$; $в-в'$; $г-г'$.

Положение траншей — К-1, К-2.

1 — Северо-Убсунурский скрытый надвиг; 2–4 — сегменты Южно-Таннуольского левого взбросо-сдвига: 3 — достоверные, 2 — основные, 3 — второстепенные, 4 — предполагаемые; 5 — площади распространения четвертичных пролювиальных отложений

озеру Амдайгын-Холь и нижнему течению реки Холу, где маркируется деформациями комплекса изученных новейших отложений.

Южно-Таннуольский разлом ограничивает с юга область распространения невысоких гряд холмов, возвышающихся на фоне равнины, полого наклоненной на юг в сторону озера Убсунур. Разлом отсекает эту холмистую территорию с севера и в районе пересечения реки Ирбитей приобретает субширотное простирание. Здесь разлом проникает вглубь хребта Танну-Ола, ограничивая отторженный участок горного сооружения Танну-Ола, немного приподнятый на фоне общего понижения рельефа на юг (см. рис. 4, рис. 5).

Восточное окончание разлома разветвляется. Наиболее хорошо оформленная в рельефе ветвь изгибается на юго-восток в районе коленообразного изгиба реки Деспен на запад, где река приобретает субширотное направление, совпадающее с положением зоны разлома. Данная ветвь ограничивает отторженный участок горного массива хребта Танну-Ола в его восточной части, далее погружается под четвертичные пролювиально-аллювиальные накопления и теряется в предгорной равнине, не проявляя признаков современной активности и подходя к границе Убсунурской впадины почти под прямым углом.

Северная ветвь трассируется тектоническим уступом и подпруженными долинами постоян-

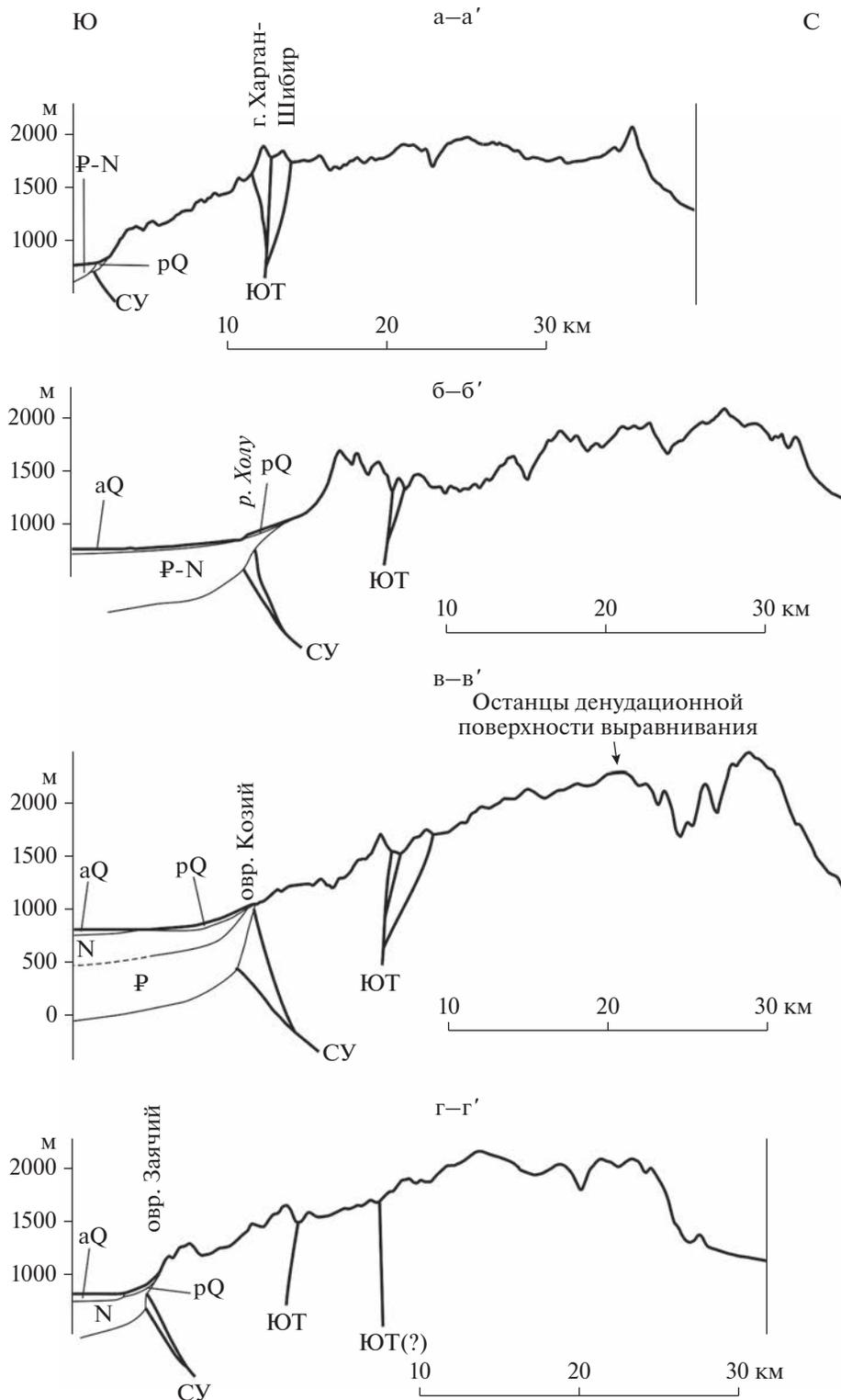


Рис. 5. Геоморфологические профили а-а', б-б', в-в', г-г'. Положение профилей – см. рис. 4.

ных и временных водотоков и протягивается на расстояние до 14-ти км от пересечения разлома с рекой Биче-Серлиг на восток-северо-восток. Четкость геоморфологического выражения постепенно ослабевает до полного исчезновения.

Общая протяженность Южно-Таннуольского разлома составляет 90 км. Разрывное нарушение формирует сложно устроенную зону с многочисленными оперяющимися дизъюнктивными структурами и разветвлениями. В рельефе хребта Танну-

Ола данная зона выражается относительно узкой долиной, которая плавно изгибается, четкообразно расширяется и сужается, закономерно создавая структуры сжатия и растяжения, приуроченные к правым и левым изгибам плоскости разлома соответственно. Также наблюдается правое кулисное подставление сегментов разлома, характерное для нарушений с левосдвиговой компонентой. Ширина долины варьирует от первых десятков до сотен метров, в отдельных участках — до километра и более. Днище долины, зачастую имеющее холмистый рельеф, асимметрично. Днище долины погружается на север, а борта на отдельных участках отделены переуглубленными, спрямленными долинами временных водотоков.

Рассмотрим один из наиболее ярких примеров изгибания плоскости разлома в районе горы Харган-Шибир, где правый поворот разлома инициирует его расщепление на несколько ветвей с выжиманием заключенных между ними блоков по типу дуплексов сжатия, структуры “цветка”, ограниченной надвигами, что характерно для сдвиговых деформаций (см. рис. 4). Превышение северного блока над прилегающими территориями составляет 120 м, а южного блока, поднятого над предгорным шлейфом, — больше 200 м.

Для Южно-Тануольского разлома характерно правое кулисное подставление сегментов, которые смыкаются между собой короткими разломами северо-западного простирания, зачастую ветвящимися по типу структуры “конского хвоста”. Подобные структуры исследованы нами в районе пересечения зоны разлома с реками Холу, Аптара, Улуг-Серлинг, но наиболее характерной является структура “конского хвоста”, расположенная непосредственно к западу от долины р. Улуг-Серлин.

Северный сегмент Южно-Тануольского разлома протягивается с запада до долины реки Аптара и далее на восток на расстояние 5 км, постепенно приобретая северо-восточное простирание. Данный сегмент маркируется фрагментами плоскодонной долины, коленообразными изгибами рек и временных водотоков, свежими тектоническими уступами, но восточнее реки Аптара степень выраженности разлома заметно снижается.

Южный сегмент проявлен восточнее долины реки Аптара, но в западной части прослеживается слабо, а к востоку становится все более выразительным и на пересечении с рекой Улуг-Серлинг становится основным сегментом разлома, кулисно подставляя с юга постепенно вырождающийся северный сегмент.

Северный и южный сегменты соединены сложной структурой юго-восточного простирания протяженностью ~4 км, которая представлена несколькими надвигами, расходящимися из одной точки. Надвиговая природа связующих разломов

подчеркивается антецедентным характером долин, пересекающих зажатые между разломами пластины.

Речные долины и овраги, пересекающие зону разлома, формируют характерные s-образные изгибы, а в некоторых случаях (русло реки Холу) можно наблюдать незначительные левосдвиговые смещения с амплитудами от 14 до 46 м.

Правый кулисный ряд сегментов разлома, надвиговые и цветковые структуры, осложняющие правые изгибы зоны разлома, указывают на левосдвиговую компоненту движений по Южно-Тануольской зоне разломов, хотя амплитуды смещений в горизонтальной плоскости невелики. Левосдвиговая природа этого разлома предполагалась ранее [10]. Вместе с тем, ярко проявлена взбросовая компонента смещений по разлому.

Южное крыло поднято относительно северного, что хорошо видно на поперечных геоморфологических профилях (рис. 5).

Вертикальная составляющая, по-видимому, значительно превосходит горизонтальную составляющую и может достигать нескольких сотен метров. Таким образом, кинематика Южно-Тануольской зоны разломов соответствует левому взбросо-сдвигу, что отвечает общим геодинамическим характеристикам региона, для которого характерна обстановка субмеридианального сжатия, и субширотные структуры в таких условиях отвечают левым сдвигам или надвигам [1, 2, 10, 23].

Признаками позднеплейстоценовой и голоценовой активности Южно-Тануольского разлома являются многочисленные подпруженные долины рек и временных водотоков, выстроенные вдоль этой зоны, позднечетвертичные перестройки гидросети, s-образные изгибы речных долин, смещения русел, водораздельных линий и другие признаки сейсмичности [13, 19, 24]. Присутствуют хорошо выраженные тектонические уступы, ограничивающие опущенную долину, особенно ярко они проявлены на ее южном поднятом борту (рис. 6).

Одним из примеров свежих сейсмогенных форм современного рельефа может служить хорошо выраженный уступ на южном борту разломной долины, пересекающей реку Деспен. Уступ прослежен примерно на 10 км почти непрерывно. На наиболее выразительном участке обнаружена хорошо оформленная субгоризонтальная площадка шириной до 20–25 м с крутым уступом высотой 1–2 м в тыловой части. Выше располагается крутой склон в 30°, ниже площадки крутизна склона снижается до 20°. Эти особенности морфологии склона хорошо видны на цифровой модели рельефа и профилях рельефа, построенных на основе аэрофотосъемки с беспилотного летательного аппарата (см. рис. 6). Такая геометрия склона указывает на сейсмогенную природу усту-

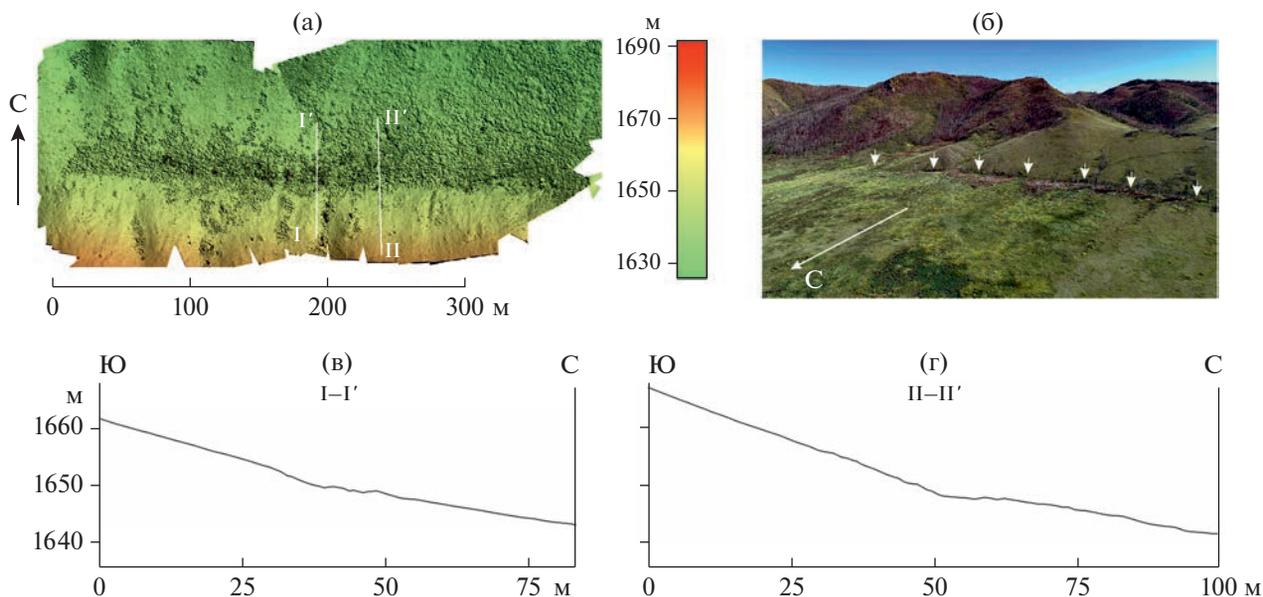


Рис. 6. Тектонический уступ в районе р. Деспен (съемка проведена с БПЛА). (а) – цифровая модель рельефа; (б) – фото уступа; (в)–(г) – профили рельефа.

па и площадки и взбросовую подвижку во время сеймотектонического события [32].

На исследованном нами отрезке Южно-Таннуольского разлома была зачищена стенка кустарного карьера высотой ~2 м (см. рис. 4, положение траншеи К-1). Зачистка ориентирована вкрест простирания тектонического уступа и расположена у его основания. В стенке зачистки вскрыты новейшие делювиально-коллювиальные образования, нарушенные субвертикальной открытой трещиной, заполненной тонко перетертым обломочным материалом, видимо, затянутым в трещину во время сеймособытия (рис. 7).

В нижней части трещина очень узка, не больше 1–2 см, в средней части присутствует раздвиг до 20 см, выше она снова сужается до нескольких сантиметров. Трещина запечатана современным почвенным слоем, в который она не продолжается, уступа непосредственно над трещиной не обнаружено. Смещения вдоль этого разрыва не наблюдаются, что может быть связано со сдвиговой кинематикой подвижки, сформировавшей трещину. Судя по всему, зачисткой не была вскрыта основная плоскость разрывного нарушения, а описанная структура – оперяющая, что может быть причиной отсутствия видимых смещений по ней. Обнаружение этой структуры подкрепляет заключение о сейсмической активности Южно-Таннуольского разлома.

На северном ограничении долины, связанной с Южно-Таннуольским разломом, в долине реки Деспен была пройдена еще одна канава (см. рис. 4, положение траншеи К-2), подтверждающая сейсмоактивность этого разлома. Канава пройдена

вкрест простирания уступа высотой ~1 м на окончании поверхности осыпного конуса, перекрывающего 2-ую надпойменную террасу реки Деспен. Источник сноса обломков расположен на небольшой сопочной гряде, сложенной палеозойскими гранитоидами. Гряда выступает на поверхности Деспенской внутригорной впадины и прорезана antecedentными долинами временных водотоков и реки Деспен. Уступ трассируется вдоль северного подножья этой гряды, на молодое поднятие которой указывает поднятие площадки 2-ой надпойменной террасы на 8–10 м над руслом в поднятом (южном) крыле, тогда как к северу от уступа эта же терраса опущена почти до уровня поймы.

В разрезе траншеи вскрыты две генерации осыпного конуса, представленные двумя толщами (рис. 8).

Верхняя толща сложена слоистым щебнем. Нижняя толща имеет смешанное происхождение и сложена перемытыми в пойменных условиях слоистыми песками с примесью осыпного материала. Полагаем, что эта толща одновозрастна со щебнисто-дресвяными отложениями в южной части канавы. На осыпное происхождение перечисленных слоев указывает грубая окатанность и сортировка обломков с резким преобладанием грубообломочного материала. Рыхлые отложения перекрывают сильно деформированные и интенсивно измененные коренные гранитоиды, по сути, представляющие собой молодую тектоническую брекчию, которая постоянно осыпалась при проходке канавы.

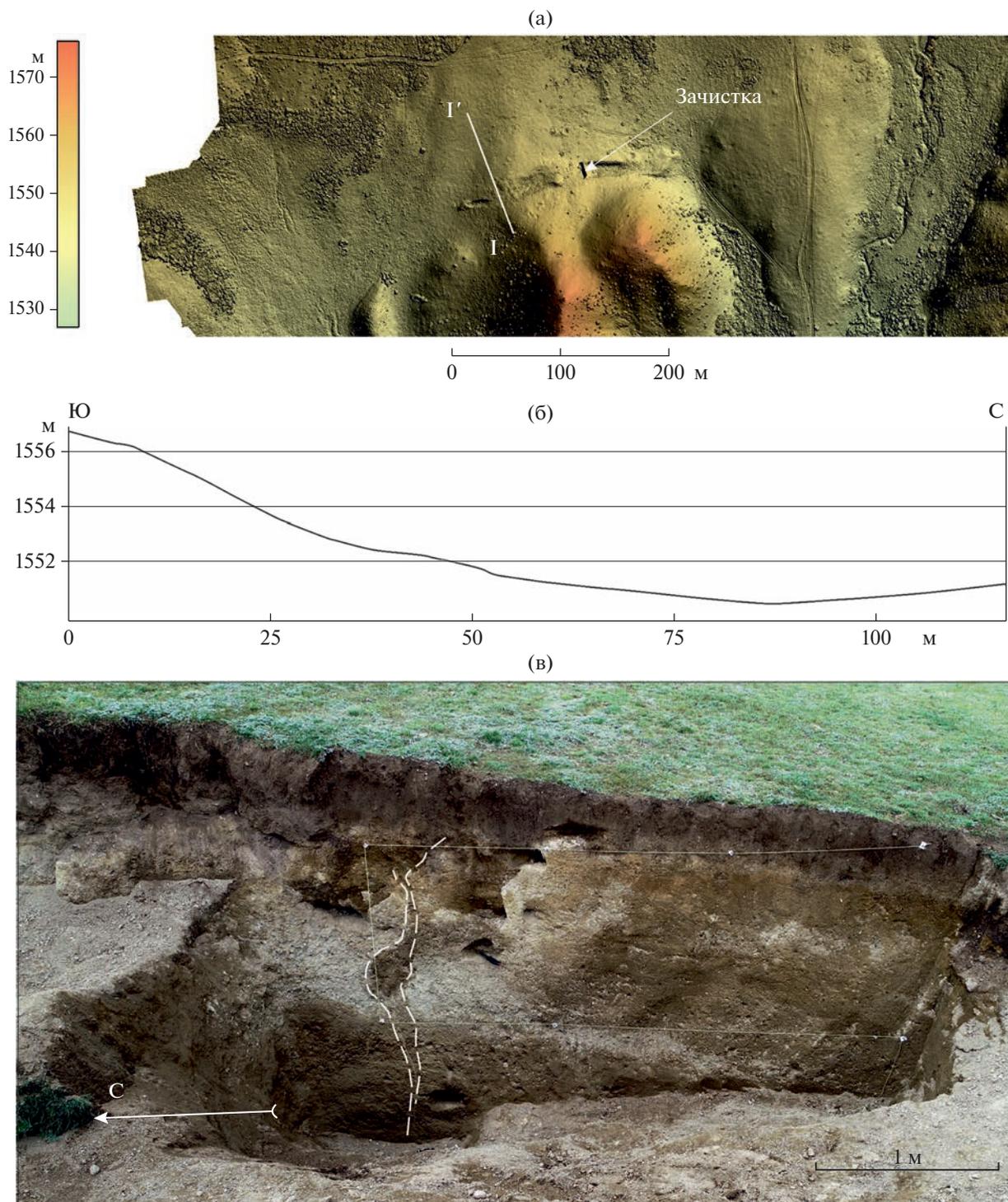


Рис. 7. Траншея К-1 в крест простирания Южно-Таннуольского разлома.
(а) – положение траншеи К-1 – см. рис. 4; (б) – профиль рельефа; (в) – фото траншеи.

Из коренных пород в разрез рыхлых отложений проникает несколько разрывов. Общая кинематика смещений – сдвиг-взброс, однако вклад каждой компоненты измерить не удалось, по-

скольку в стенке канавы фиксируются только вертикальные смещения и сдвигания разреза. На существенную сдвиговую компоненту указывают резкие фациальные различия одновозраст-

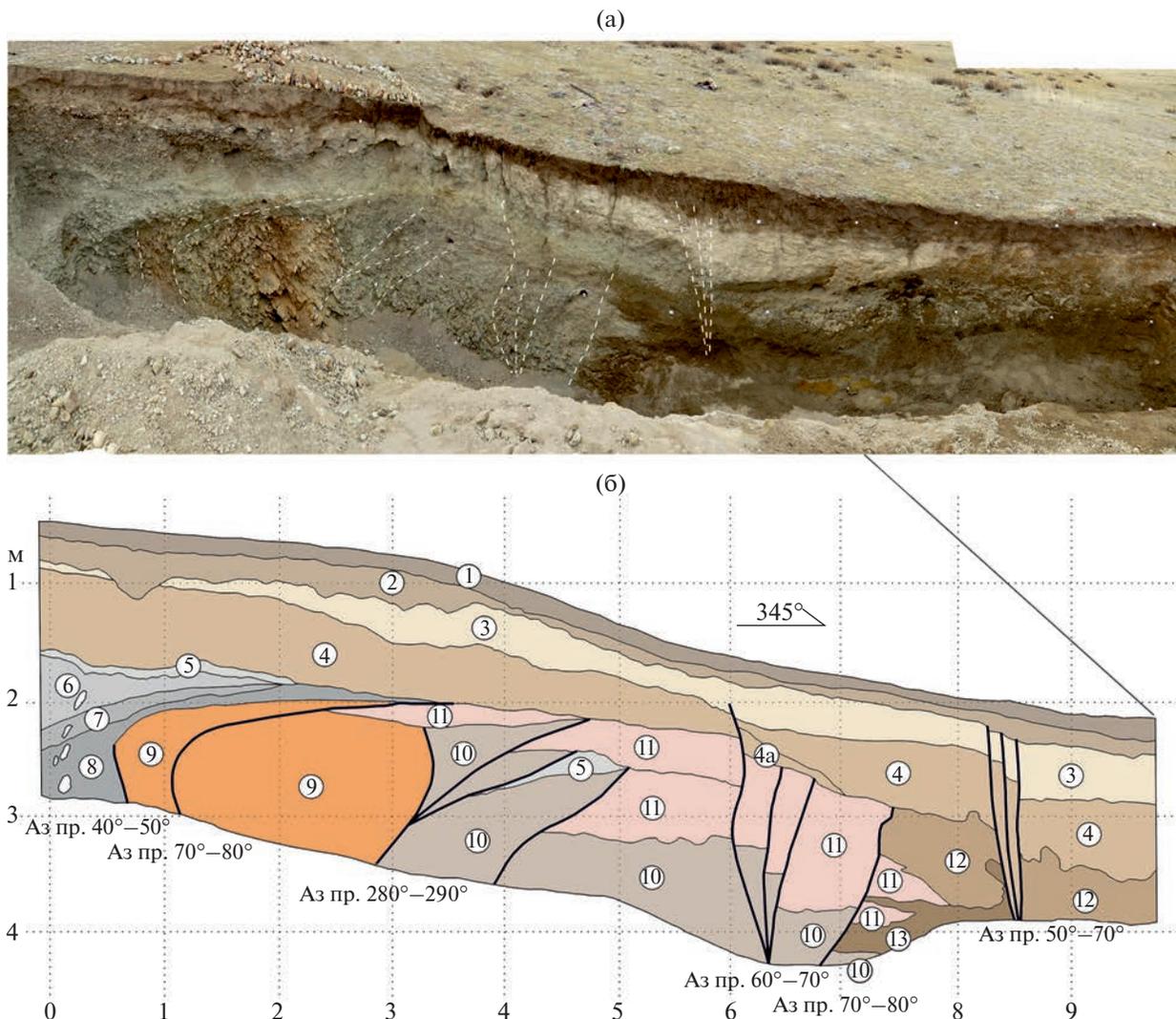


Рис. 8. Западная стенка траншеи К-2. Положение траншеи К-2 – см. рис. 4. (а) – фото; (б) – зарисовка.

Показано: тектонические разрывы (черные жирные линии); геологические границы (тонкие линии).

Обозначены (цифры в кружках) слои разреза:

1 – современный дерн степного бурозема; 2 – дрова, песок с торфом (склоновые отложения); 3 – пылеватый суглинок (лёсс) светло-серый (в сухом состоянии) в верхней части канавы со щебнем (склоновые отложения); 4–4а – слоистый, плоский щебень: 4 – со следами сортировки и плавным увеличением размерности вверх по разрезу (осыпные отложения), 4а – переотложенный без следов сортировки с примесью подстилающих песков; 5 – сцементированная дрова, цемент светло-серый, известковистый (осыпные отложения); 6–8 – осыпные отложения: 6 – щебень, дрова с пылеватым светло-серым заполнителем, 7 – сцементированный щебень, 8 – интенсивно деформированный цементированный щебень; 9 – сильно измененная, сцементированная тектоническая брекчия (эпидот, гранитоиды); 10 – рыхлая тектоническая брекчия (гранитоиды); 11 – горизонтально слоистые, аркозовые пески с дровой (пойменные отложения с примесью осыпного материала); 12 – дрова с редким щебнем и пылеватым суглинистым заполнителем, обводненная, промерзшая в основании разреза (склоновые отложения); 13 – бурая степная палеопочва.

ных отложений в разных крыльях разрывов в северной части канавы (6–9 м) и их морфология – “структура цветка”, характерная для сдвигов.

Смещения имели импульсный характер и на это указывают:

– разная степень деформированности разновозрастных комплексов рыхлых отложений;

– запечатывание разрывов более молодыми отложениями, фиксирующими этапы спокойно-осадконакопления, и смещенными более поздними разрывами (см. рис. 8, слои 3, 4, 11);

– переотложение рыхлых накоплений в опущенных крыльях некоторых разрывов.

Всего насчитывается четыре этапа сейсмотектонической активизации.

Таким образом, в центральной части области сочленения горного сооружения Тонну-Ола и Убсунурской котловины можно наблюдать две дизъюнктивные структуры, развивающиеся на неотектоническом этапе, но различные по времени и периоду активности, формирующие два парагенезиса такого рода структур.

Северо-Убсунурский разлом является непосредственным ограничением горного сооружения. Этот дизъюнктив имеет взбросо-надвиговую кинематику, но непосредственно на дневную поверхность не выходит. Смещения по этой структуре значительны и в определенной мере обеспечивают воздымание горного сооружения над впадиной.

Основной этап активности разлома приходился на палеоген—плиоцен, после чего движения по разлому в значительной мере затухают, а импульсные подвижки возникают на отдельных его сегментах.

Второй парагенезис структур представлен Южно-Таннуольским разломом, расположенным севернее Северо-Убсунурского разлома и секущим его. Положение Южно-Таннуольского разлома и кинематика левого взбросо-сдвига определяются современным полем тектонических напряжений и закономерно вписываются в рисунок активных разрывных нарушений региона.

Эрзин-Агардагский разлом

Вторым парагенезисом тектонических разрывов, которые проявляют сейсмическую активность в позднем плейстоцене и голоцене и имеют секущее простирание к границам основных неотектонических структур, является Большеозерский (Убсунурский) сегмент Эрзин-Агардагского разлома, даже более выразительный, чем Южно-Таннуольский разлом.

Эрзин-Агардагский разлом представляет собой протяженную сложноустроенную структуру, берущую свое начало на юге Убсунурской впадины, косо ответвляясь от Хангайского разлома, южной границы Убсунурской впадины и ограничивающего ее с юга хребта Хан-Хухэй (см. рис. 1). Этот разлом был прослежен южнее, в Хиргис-Нурскую впадину [2].

В пределах Убсунурской впадины, т.е. Большеозерского (Убсунурского) сегмента, дизъюнктив имеет северо-восточное простирание и прослеживается на 240 км до северо-восточной границы впадины, на правом берегу реки Тес-Хем [2]. Далее разлом проникает вглубь хребтов Остроконечный Танну-Ола и нагорья Сангилен, где несколько раз меняет свое простирание и прослеживается до южного окончания Бусейнгольской впадины [2].

Большеозерский (Убсунурский) сегмент Эрзин-Агардагского разлома состоит из отдельных отрез-

ков, выстраивающихся в единую зону. Считается, что палеосейсмические события происходили на отдельных участках (сегментах) разлома [2]. Смещения по разлому соответствуют левому взбросо-сдвигу, что отвечает обстановке субмеридианального сжатия и согласуется с представлениями о геодинамической обстановке региона [10, 23, 26, 30, 31].

Подробное описание Большеозерского (Убсунурского) сегмента этого разлома и проявленных на нем палеосейсмодислокаций было дано в работе [2], где также была описана канава, пройденная в пределах Хиргиснурской впадины, вскрывшая плоскость разлома. На основе ее интерпретации утверждалась взбросо-сдвиговая кинематика разлома с единовременной вертикальной подвижкой в 50 см при сейсмическом событии [2].

Полевые работы, проведенные нами в долине реки Тес-Хем, горы Хайракан в 2020 и 2021 гг. во многом подтверждают полученные исследователями результаты [1, 2]. Левосдвиговые деформации четко прослеживаются по смещениям многочисленных временных водотоков, стекающих с возвышенностей, амплитуды варьируют от 5.1 до 7.9 м (рис. 9, б).

Отчетливо проявлено смещение северо-западного склона горы Хайракан, расположенной на левом берегу реки Тес-Хем, в зоне ее пересечения с плоскостью Эрзин-Агардагского разлома. Отсеченный фрагмент склона перемещен по линии разлома на юго-запад на 280 м, что может рассматриваться как накопленное горизонтальное смещение (см. рис. 9, а).

В работе С.Г. Аржанникова [2] накопленная амплитуда смещения оценивается в 1.5 км на основе коленообразного изгиба русла реки Тес-Хем. Возможно, такая оценка завышена. Современный Эрзин-Агардагский разлом заложен по древнему разрывному нарушению, которое разделяет блоки разного возраста и вдоль которого выходят на поверхность фрагменты древних офиолитов, оформленных в современном рельефе в виде поднятий (см. рис. 2). Таким образом, такая значительная амплитуда смещения русла реки вдоль разлома может быть обусловлена селективной эрозией.

У юго-западного подножья горы Хайракан, на продолжении тектонического уступа нами была пройдена траншея в крест простирания разлома с целью изучения строения зоны разлома и выявления палеоземлетрясений. Траншея глубиной 1.2 м и длиной 3 м вскрывала сложноустроенную цветковую структуру, характерную для сдвигов. В борту канавы можно предположительно выделить следы трех подвижек по разлому, разных по возрасту (рис. 10).

Наиболее древние смещения располагаются в юго-восточной части траншеи и состоят из нескольких плоскостей юго-восточного падения,

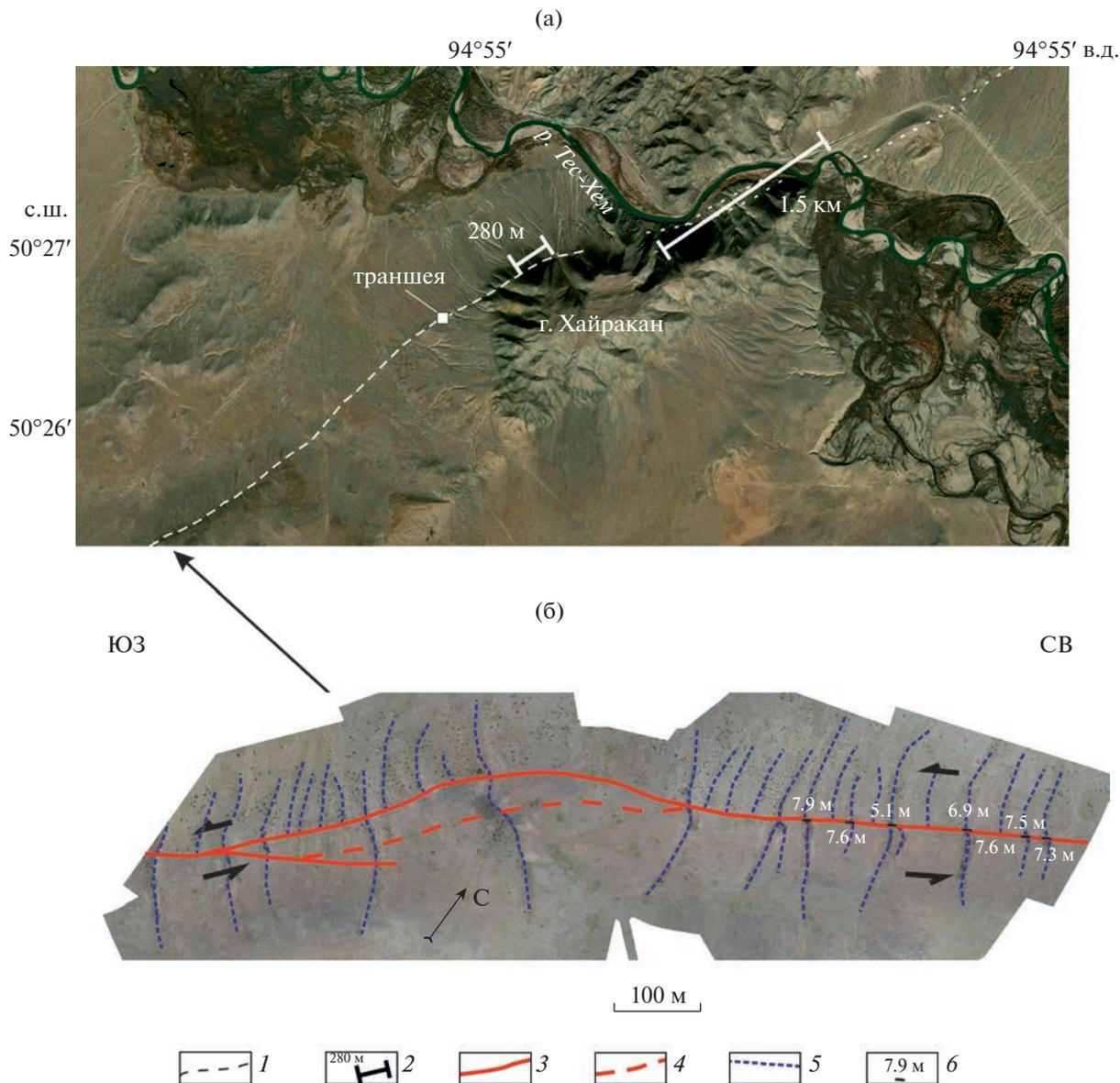


Рис. 9. Эрзин-Агардагский разлом.

(а) – положение Североубсунурского сегмента Эрзин-Агардагского разлома на космоснимке; (б) – смещения долин временных водотоков (ортофотоплан по материалам съемки, проведенной с БПЛА).

1 – Эрзин-Агардагский разлом на космоснимке; 2 – предполагаемая накопленная амплитуда смещения; 3–4 – Эрзин-Агардагский разлом на материалах аэрофотосъемки: 3 – достоверные сегменты, 4 – предполагаемые; 5 – тальвег временных водотоков; 6 – разовые амплитуды смещений

с углами до 70°. Одна из плоскостей представляет собой открытую трещину, заполненную рыхлым материалом, которая расширяется вверх по разрезу, достигая мощности в 20 см. Вторая плоскость не формирует заполненной рыхлым материалом трещины. По обеим плоскостям видна вертикальная амплитуда смещения пестроцветной слоистой толщи.

Северо-западные пластины подняты на 5–10 м относительно юго-восточных, сместитель падает под висячее крыло, что создает впечатление сбросовой кинематики, однако наблюдаемая верти-

кальная амплитуда, скорее всего, является мнимой, связанной со сдвиговыми деформациями и совмещением относительно удаленных объектов сложной геометрии. Геоморфологические данные указывают на взбросовую кинематику разлома и поднятие юго-восточного крыла.

Плоскости юго-восточного падения оперяются рядом дополнительных структур. Субвертикальный разлом, отходящий от трещины в средней части траншеи, завершается уступом в подошве делювиальных суглинков, перекрывающих разрез, однако вглубь этого слоя не про-

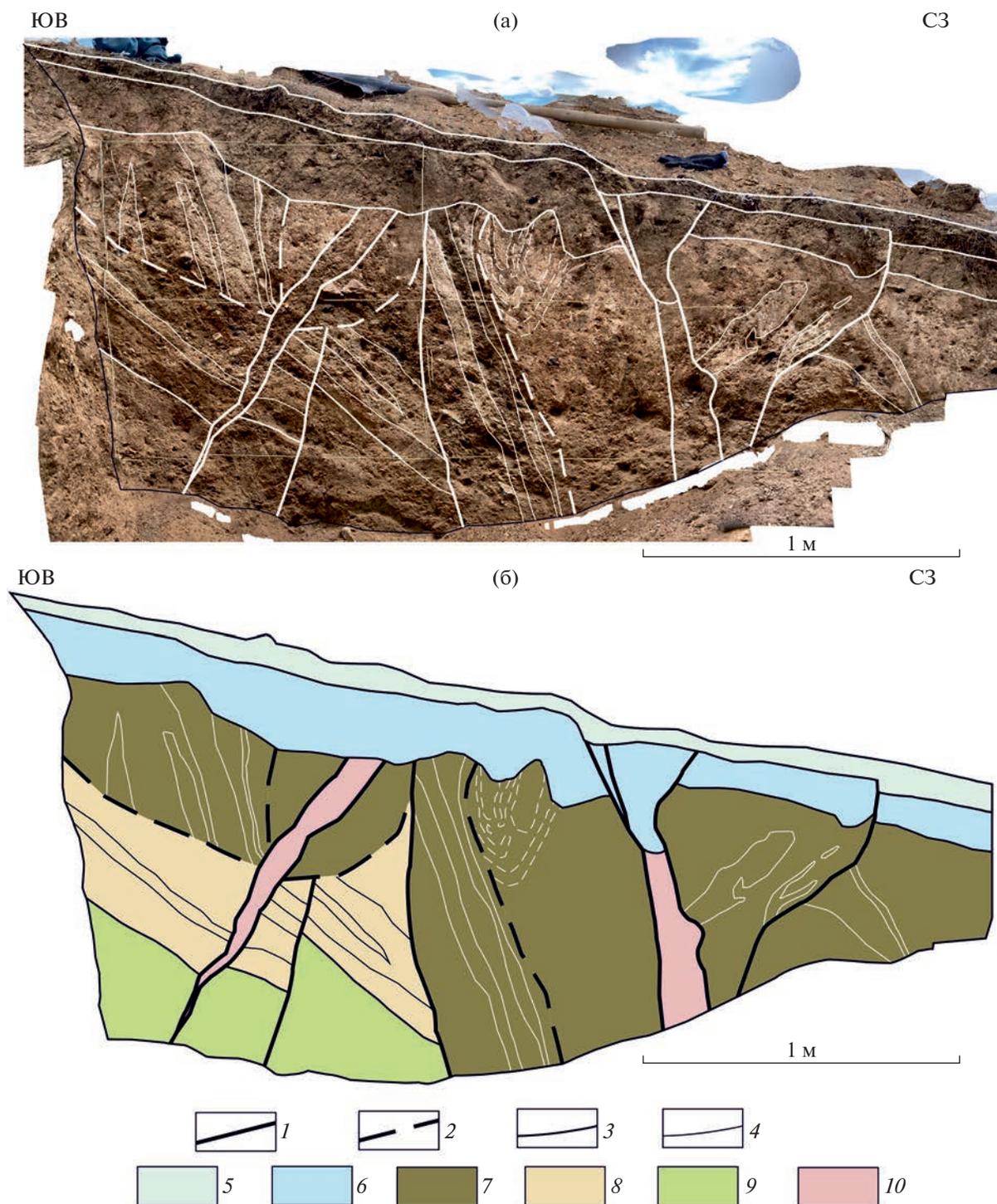


Рис. 10. Юго-западная стенка траншеи в крест простирания Юрзин–Агардагского разлома.

(а) – фотоплан; (б) – зарисовка.

1–2 – разрывные нарушения: 1 – достоверные, 2 – предполагаемые; 3–4 – геологические границы: 3 – пачек, 4 – слоев; 5 – почвенный слой; 6 – делювиальные суглинки; 7 – переслаивание темных суглинков богатых тонким щебнем и светлых алевроитов с редкими обломками; 8 – пестроцветные слоистые глинисто-песчаные отложения; 9 – монотонная глинистая толща; 10 – заполнение разломных трещин

слеживается, также над ним не наблюдается уступ современного рельефа.

Таким образом, сейсмособытие состоялось до формирования делювиальных накоплений и было замаскировано плоскостным смывом. По поверхности пестроцветной слоистой толщи в юго-восточной части траншеи выявляется плоскость разлома северо-западного пологого падения, крутопадающие на северо-запад слабо выдержанные слои светло и темно коричневого цвета упираются в плоскость разлома и, соответственно, — в кровлю пестроцветной пачки.

В центральной части траншеи вскрыты сложно сопоставляемые между собой фрагменты толщи, представленной переслаиванием светлых алевроитов с небольшой примесью щебнистого материала и темно-коричневых супесей, богатых щебнем, с очень крутым северо-западным падением слоев. В этой части канавы намечаются вертикальные разломные структуры, неуверенно прослеживаемые в делювиальные суглинки. Виден изгиб слоев, формирующий складку, нарушенный разломом (см. рис. 10). К северо-западу от нее падение остается крутым, но азимут меняется на юго-восточный. Слои не выдержаны, напоминают линзы.

Северо-восточная часть стенки траншеи отсечена от центральной части субвертикальной открытой трещиной, заполненной тонкообломочным затянута по разлому материалом мощностью до 20 см. Над этой трещиной наблюдается проседание подошвы делювия до 25 см. Плоскости, ограничивающие трещину, прослеживаются в толщу делювиальных суглинков, но не нарушают почвенный слой. В современном рельефе над трещиной располагается уступ высотой в 10 см — это проекция второго сейсмособытия. По-видимому, землетрясение произошло после или во время формирования делювиальных отложений, но до развития современной почвы.

В северо-восточной части стенки вскрывается третья плоскость разрывного нарушения, соответствующая наиболее позднему толчку. Она отличается более пологим падением на юго-восток, близким к углам падения сместителей в юго-восточной части траншеи. Плохо выдержанные слои выше плоскости сместителя падают на юго-восток, под разломом аналогичные слои погружаются на северо-запад. Плоскость разрывного нарушения имеет очертания, свойственные надвигам, в приповерхностной части сместитель становится субвертикальным. Наблюдается смещение подошвы делювиальных отложений и слоя современных почв. Амплитуда смещения составляет 5 см (см. рис. 10).

Полупустынный климат Убсунурской впадины не способствует накоплению органического вещества, поэтому в отложениях, вскрытых тран-

шей, не было обнаружено слоев, пригодных для проведения радиоуглеродного датирования. Вследствие этого, как и у наших коллег [2], у нас не имелось возможности произвести точное датирование сейсмособытий на Хиргиснурском сегменте Эрзин-Агордагского разлома.

Таким образом, протяженный Эрзин-Агардагский разлом северо-восточного простирания, имеющий древнее заложение, был многократно активизирован в позднеплейстоцен—голоценовое время на разных сегментах данного разлома. Следы сейсмодислокаций хорошо выражены в рельефе, накопленные и единовременные амплитуды смещений могут быть измерены по изменению положения современных форм рельефа. Многоактность смещений подтверждается историей деформаций, вскрытых траншеей вблизи горы Хайракан. Сложное цветковое строение разлома в траншее отвечает взбросо-сдвиговой кинематике, согласуется с геоморфологическими данными и отражает современную геодинамическую обстановку. Разлом косо сечет северо-восточную границу Убсунурской котловины, которая, не проявляет признаков активизации в голоцене на этом сегменте.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В ходе выполненного исследования были выделены два разломных парагенезиса. Первый парагенезис представлен зоной скрытого Северо-Убсунурского надвига, образующего границу Убсунурской впадины и поднятия хребта Танну-Ола.

Он зародился на границе эоцена—олигоцена и отражает стадию первичной дифференциации рельефа в начале неотектонического этапа развития и формирования наиболее крупных его черт, т.е. воздымания Хангайского сводового поднятия и обрамляющего его с запада пояса впадин, в который входят Долина Озер, Котловина Больших Озер и ряд других, в том числе — Убсурская впадина. Развитие этих структур противоречит условиям современного напряженного состояния горизонтального сжатия, присущего этому региону. Для таких условий характерны преимущественно сдвиговые деформации и не свойственно развитие сводовых структур и обширных межгорных впадин.

Второй парагенезис представлен активными разломами, секущими границы крупных неотектонических форм, распределение и кинематика этих разломов строго соответствуют современно напряженному состоянию земной коры.

Мы полагаем, что наличествуют разные источники тектонических сил, формирующих эти системы разрывных нарушений. Северо-Убсунурской надвиг предположительно имеет глубинную природу, связанную с перераспределением ман-

тийного вещества, обеспечивающего преимущественно вертикальные движения и характерные изометричные тектонические формы, тогда как активные разломы второго парагенезиса, расположенные косо к Северо-Убсунурскому надвигу, имеют меньшие амплитуды смещений и меньшее рельефообразующее значение, отражают процессы, происходящие в земной коре.

Последовательная смена структур первого и второго парагенезисов во времени и пространстве, что может свидетельствовать о тектонической перестройке, произошедшей в четвертичное время. Однако не следует исключать из внимания скрытый характер Северо-Убсунурского надвига и его сегментированность.

Возможные подвижки по нему могут быть незаметны в современном рельефе и строении комплекса четвертичных отложений. В таком случае два источника тектонических деформаций могли функционировать в четвертичное время одновременно, осуществляя выжимание наиболее южного, молодого форберга, запечатанного между двумя разломами. Принимая во внимание, что в позднечетвертичное время активность Северо-Убсунурского разлома значительно снижается, в то время как Южно-Таннуольский и Эрзин-Агардагский, наоборот, начинают свое развитие, коровые структуры являются наложенными по отношению к мантийным, первичным структурам.

ВЫВОДЫ

В результате и проведенного анализа имеющихся и полученных новых данных об олигоцен–четвертичным отложениям и новейшей (неоген–четвертичной) структуре северного борта Убсунурской впадины на ее границе с хребтом Танну-Ола и соотношений пограничных деформаций с разломами, активными в позднем плейстоцене и голоцене, авторы настоящей статьи пришли к следующим выводам.

1. В пограничной области выявлены два парагенезиса разрывных нарушений, активных на неотектоническом этапе развития.

2. Первый парагенезис образован Северо-Убсунурским скрытым надвигом, выраженным флексурой в осадочном чехле, и принадвиговыми деформациями. Он играет основную структурообразующую роль, разделяя Убсунурскую впадину и поднятие Танну-Ола и обеспечивая значительные (сотни метров) амплитуды вертикальных тектонических движений. Его заложение датируется границей олигоцена и миоцена, а активное развитие занимало весь неогеновый период и, возможно, ранний плейстоцен, совпадая по времени с развитием Убсунурской впадины и поднятия Танну-Ола. В позднем плейстоцене и голоцене структуры первого парагенезиса значительно

снижают свою активность, приобретая сегментированный характер.

3. Южно-Таннуольский и Эрзин-Агардагский разломы второго парагенезиса протягиваются косо к границам впадины и секут их. Кинематика и положение этих разломов определяются современным состоянием тектонических напряжений. Разломы, входящие в эту группу структур, проявляют все признаки активизации в позднем плейстоцене и голоцене, как геоморфологические, так и сейсмогеологические. Таким образом, наиболее интенсивное развитие второго парагенезиса происходило после развития и снижения активности первого парагенезиса.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность проф. В.Г. Трифонову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за поддержку и консультации при написании данной статьи, помощь в организации полевых работ и проведении камеральной интерпретации собранного материала. Авторы благодарны рецензенту Л.П. Имаевой (ИЗК СО РАН, г. Иркутск, Россия) и анонимному рецензенту за комментарии, которые позволили улучшить статью и редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Предварительное дешифрирование МДЗ выполнено в рамках госбюджетной темы ГИН РАН № 0135-2019-0075. Полевые работы, в том числе тренчинг и аэрофотосъемка с БПЛА, а также подготовка материалов данной статьи выполнены на средства гранта РНФ № 22-17-00049.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аржанников С.Г.* Сейсмоструктура Восточно-Тувинского нагорья. — Автореф. дис. ... к.г.-м.н. канд. — Иркутск: ИЗК СО РАН, 1998. 16 с.
2. *Аржанников С.Г., Аржанникова А.В.* Палеосейсмогенная активизация Большеозерского сегмента Эрзино-Агардагского разлома // *Вулканология и сейсмология.* 2009. № 2. С. 56–66.
3. *Александров Г.П. и др.* Геологическая карта СССР. — Лист М-46-ХVIII, XXIV. — Объяснительная записка. — М.: Союзгеолфонд, 1985. 75 с.
4. *Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В.* Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // *Геология и геофизика.* 1996. № 1. С. 63–81.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. — М-6 1 : 1000000 (третье поколение). — Серия Алтае-Саянская. — Лист М-46. — Кызыл. — Объяснительная записка. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 349 с.
6. *Девяткин Е.В.* Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. — М.: Наука, 1965. 244 с.
7. *Девяткин Е.В., Зажигин В.С., Лискун И.Г.* Первые находки фауны мелких млекопитающих в плиоце-

- не Тувы и Западной Монголии // Докл. АН СССР. 1968. Т. 183. № 2. С. 404–407.
8. *Девяткин Е.В.* Кайнозой Внутренней Азии: стратиграфия, геохронология, корреляция. — Отв. ред. К. В. Никифорова — М.: Наука, 1981. 200 с.
 9. *Девяткин Е.В., Малаева Е.М., Зажигин В.С. и др.* Поздний кайнозой Монголии (стратиграфия и палеогеография). — Совместная советско-монгольская научно-исследовательская геологическая экспедиция. — Отв. ред. Н. А. Логачев — М.: Наука, 1989. 212 с.
 10. *Демьянович М.Г., Ключевский А.В., Демьянович В.М.* Основные разломы Монголии и их роль при сейсмическом районировании территории // Литосфера. 2008. № 3. С. 3–13.
 11. *Дистанова А.Н.* Гранитоидные ассоциации раннего палеозоя Восточной Тувы. — Плутонические формации Тувы и их рудоносность. — Новосибирск: Наука, 1984. С. 107–136.
 12. *Зайцев Н.С.* О плиоценовых осадках и молодых движениях в хр. Танну-Ола // Докл. АН СССР. 1947. Т. 57. № 9. С. 931–935.
 13. *Зятыкова Л.К.* Структурная геоморфология Алтае-Саянской горной области. — Отв. ред. В.А. Николаев — Новосибирск: Наука, 1977. 215 с.
 14. *Кузьмичев А.Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. — М.: Облел, 2004. 192 с.
 15. *Овсюченко А.Н., Бутанаев Ю.В., Мараханов А.В., Ларков А.С., Новиков С.С., Кужугет К.С.* О повторяемости сильных сейсмических событий в районе Тувинских землетрясений 2011–2012 гг. по данным палеосейсмологических исследований // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 11. С. 1784–1793.
 16. *Овсюченко А.Н., Бутанаев Ю.В., Тулуш А.М., Сугораква А.М.* Палеосейсмологические и археосейсмологические исследования южной части хр. Танну-Ола // Природные ресурсы, среда и общество: электронный научный журнал [электронный ресурс 2019] — Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2019. — Вып. 4. С. 27–33. <http://tikopr-journal.ru/>
 17. *Поляков Г.В., Богнибов В.И., Изох А.Э. и др.* Периодит-пироксенит-габбро-норитовая формация Восточной Тувы и Северо-Западной Монголии. — В кн.: *Плутонические формации Тувы и их рудоносность.* — Отв. ред. Г.В. Поляков — Новосибирск: Наука, 1984. С. 3–57.
 18. *Попова С.М.* Пресноводные моллюски неогеновой толщи Убсунурской впадины (Тувинская АССР). — В кн.: *Мезозойские и кайнозойские озера Сибири: АН СССР.* — Под ред. А.П. Жузе, Н.А. Флоренсова — М.: Наука, 1968. С. 32–252.
 19. *Раковец О.А.* Неотектоника Тувы. — В сб.: *Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области.* — Под ред. В.П. Солоненко, В.А. Николаева — Новосибирск: Наука, 1978. С. 48–58.
 20. *Ступаков С.И., Завьялова И.В.* О возрасте и условиях становления Агардагского гипербазитового массива. — В кн.: *Гипербазитовые ассоциации складчатых областей.* — Т. 3. — Петрография, петрохимия, минералогия. — Отв. ред. В.В. Золотухин — Новосибирск, 1986, с. 131–139.
 21. *Телешев А.Е.* Взаимоотношения гранитоидов Бренского плутона с девонским вулканическим комплексом Восточной Тувы. — В кн.: *Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири.* — Отв. ред. Г.В. Поляков — Новосибирск: Наука, 1981. С. 63–104.
 22. *Трифонов В.Г.* Особенности развития активных разломов // Геотектоника. 1985. № 2. С. 16–26
 23. *Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М. и др.* Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. — Отв. ред. В.П. Солоненко, Н.А. Флоренсов — М.: Наука, 1985. 225 с.
 24. *Чернов Г.А.* К изучению сейсмогеологии и неотектоники Алтае-Саянской горной области. — В кн.: *Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области.* — Под ред. В.П. Солоненко, В.А. Николаева — Новосибирск: Наука, 1978. С. 6–27.
 25. *Шорыгина Л.Д.* Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы. — В кн.: *Стратиграфия четвертичных (антропогенных) отложений азиатской части СССР и их сопоставление с европейскими.* — Отв. ред. В.И. Громов — М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 165–203 (Тр. ГИН РАН. Вып. 26).
 26. *Baljinnyam I., Bayasgalan A., Borisov B.A. et al.* Ruptures of major earthquakes and active deformation in Mongolia and its surroundings // GSA Mem. 1993. Vol. 181. 59 p.
 27. *Bonali F.L., Tibaldi A., Marchese F., Fallati L., Russo E., Corselli C., Savini A.* UAV-based surveying in volcanotectonics: An example from the Iceland rift // J. Struct. Geol. 2019. Vol. 121 P. 46–64.
 28. *Choi J.-H., Klinger Y., Ferry M., et al.* Geologic inheritance and earthquake rupture processes: The 1905 $M \geq 8$ Tsetserleg–Bulnay strike-slip earthquake sequence, Mongolia // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2018. Vol. 123. P. 1925–1953.
 29. *Klinger Y., Xu X.W., Tapponnier P., Van der Woerd J., Lasserre C., King, G.* High-resolution satellite imagery mapping of the surface rupture and slip distribution of the $M_w \sim 7.8$, 14 November 2001 Kokoxili earthquake, Kunlun fault, Northern Tibet, China // Bull. Seismol. Soc. Am. 2005. Vol. 95. No. 5. P. 1970–1987.
 30. *Liu M., Yang Y., Shen Zh. et al.* Active tectonics and intracontinental earthquakes in China: The kinematics and geodynamics // GSA Spec. Pap. 2007. Vol. 425. P. 299–318.
 31. *Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia: Effects of continental collision // Science. 1975. Vol. 189. No. 4(201). P. 419–425.
 32. *Paleoseismology.* — Ed. by *McCalpin J.P.*, Acad. Press, Amsterdam–London, 2009. 2nd edn., 615 p.
 33. *Rizza M., Ritz J-F., Prentice C., Vassallo R., et al.* Earthquake geology of the Bolnay fault (Mongolia) // Bull. Seismol. Soc. Am. 2015. Vol. 105. No. 1. P. 72–93.
 34. *Walker R.T., Molor E., Fox M., Bayasgalan A.* Active tectonics of an apparently aseismic region: Distributed active strike-slip faulting in the Hangay Mountains of Central Mongolia // Geophys. J. Int. 2008. Vol. 174. No. 3. P. 1121–1137.

35. Landsat 8/OLI, <https://landsat.gsfc.nasa.gov/satellites/landsat-8/> (Accessed December, 2022).
36. Maxar, <https://www.maxar.com/> (Accessed December, 2022).
37. ASTER GDEM, <https://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp> (Accessed December, 2022).
38. SRTM 1 arc-second, <https://www.usgs.gov/centers/eros/science/usgs-eros-archive-digital-elevation-shuttle-radar-topography-mission-srtm-1> (Accessed December, 2022).
39. Agisoft Metashape <https://www.agisoft.com/> (Accessed December, 2022).
40. USGS Earthquake Hazards Program, <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/map/?extent=16.13026,36.82617&extent=68.26939,173.23242> (Accessed December, 2022).

Neotectonic Structure of the Northern Framing of the Ubsunur Depression and Its Relation to Active Faults (Republic of Tuva, Russia)

S. A. Sokolov^{a, *}, S. T. Garipova^a, K. I. Yushin^a, Y. V. Butanaev^b,
E. A. Zelenin^a, A. N. Ovsyuchenko^c, S. V. Maznev^{a, d}

^a*Geological Institute of RAS, Pyzhevsky per., bld. 7, 119017 Moscow, Russia*

^b*Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources of Siberian Branch of RAS, International str., bld. 117A, 667007 Kyzyl, Republic of Tuva, Russia*

^c*Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS, Bolshaya Gruzinskaya str., bld. 10, 123242 Moscow, Russia*

^d*Lomonosov State University, Geological Faculty, Leninsky Gory, bld. 1, 119991 Moscow, Russia*

*e-mail: Sokolov-gin@yandex.ru

New data on Oligocene-Quaternary sediments, recent (Neogene-Quaternary) structure and active faults of the northern side of the Ubsunur Basin at its boundary with the Tannu-Ola Ridge uplift, based on structural interpretation of remote sensing materials and field work, including trending of active faults, are presented. In the north of the Ubsunur Basin, two parageneses of faults with different geological nature, structural and relief-forming significance were identified. The first paragenesis is represented by the North-Ubsunursky hidden thrust and associated deformations that developed during Neogene–Quaternary and which form the boundary of the depression and the mountain uplift. The second paragenesis includes the South Tannuol and Erzin-Agordag faults, which cut structures of the first paragenesis and which are active in the Late Pleistocene and Holocene. Periods of intensive development of parageneses replace each other in time.

Keywords: geology, active tectonics, neotectonics, Late Cenozoic, active faults, paleoseismogeology, latest sediments, Ubsunur Depression, Tannu-Ola Ridge