

ISSN 0016-853X

Номер 3

Май – Июнь 2024



ГЕОТЕКТОНИКА



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



НАУКА
— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 3, 2024

Неопротерозойские вулканогенно-осадочные и плутонические комплексы Северного Улутау (Центральный Казахстан)

*А. А. Третьяков, А. Н. Журавлев, К. Е. Дегтярев, Н. А. Каныгина, Е. Б. Сальникова,
А. Б. Котов, Ю. В. Плоткина, С. Ю. Скузоватов, Б. В. Федоров* 3

Положение Джунгарского террейна (Южный Казахстан) в структуре суперконтинента Родиния: результаты изучения позднекембрийских метаосадочных комплексов

*Н. А. Каныгина, А. А. Третьяков, К. Е. Дегтярев, А. С. Дубенский, К. Г. Ерофеева,
В. С. Шешуков, В. С. Червяковский, М. В. Червяковская* 30

Эволюция северо-восточной окраины Казахстанского палеоконтинента: результаты петро-геохимического исследования осадочных и вулканогенно-осадочных пород Жарма-Саурской островодужной зоны

*В. А. Пенкина, П. Д. Котлер, И. Ю. Сафонова, С. В. Хромых,
А. А. Перфилова, А. В. Куликова, И. А. Галимуллин* 55

Сопоставление новейших внутригорных впадин Северной Армении и Восточной Турции

*В. Г. Трифонов, А. С. Тесаков, А. Н. Симакова, Н. Çelik, П. Д. Фролов,
Д. М. Бачманов, Я. И. Трихунков* 80

Геологическая позиция, структурные проявления Эльбистанского землетрясения и тектоническое сравнения двух сильнейших сейсмических событий 06.02.2023 г. в Восточной Турции

*Я. И. Трихунков, Н. Çelik, В. С. Ломов, В. Г. Трифонов, Д. М. Бачманов,
Y. Karginoglu, С. Ю. Соколов* 108

Правила представления статей в журнал “Геотектоника” 127

Contents

Vol. 58, no. 3, 2024

Neoproterozoic Volcanosedimentary and Plutonic Complexes of Northern Ulutau
(Central Kazakhstan)

*A. A. Tretyakov, A. N. Zhuravlev, K. E. Degtyarev, N. A. Kanygina, E. B. Salnikova,
A. B. Kotov, Yu. V. Plotkina, S. Yu. Skuzovatov, B. V. Fedorov*

3

Geological Position of the Junggar Terrane (Southern Kazakhstan) in the Structure of Rodinia
Supercontinent: Results of Research of the Late-Precambrian Metasedimentary Complexes

*N. A. Kanygina, A. A. Tretyakov, K. E. Degtyarev, A. S. Dubenskiy, K. G. Erofeeva,
V. S. Sheshukov, V. S. Chervyakovskiy, M. V. Chervyakovskaya*

30

Evolution of the Northeastern Margin of the Kazakhstan Palecontinent: Results
of Petro-Geochemical Study of Sedimentary and Volcanogenic-Sedimentary Rocks
of the Zharma-Saur Island Arc Zone

*V. A. Penkina, P. D. Kotler, I. Yu. Safonova, S. V. Khromykh, A. A. Perfilova,
A. V. Kulikova, I. A. Galimullin*

55

Comparison of Neotectonic Intermontane Basins of Northern Armenia and Eastern Türkiye

*V. G. Trifonov, A. S. Tesakov, A. N. Simakova, H. Çelik, P. D. Frolov,
D. M. Bachmanov, Ya. I. Trikhunkov*

80

Geological Position, Structural Manifestations of the Elbistan Earthquake and Tectonic
Comparison of Two Strongest Seismic Events 06.02.2023 in Eastern Türkiye

*Ya. I. Trikhunkov, H. Çelik, V. S. Lomov, V. G. Trifonov, D. M. Bachmanov,
Y. Karginoglu, S. Yu. Sokolov*

108

Authors' Guidelines

127

УДК 551.2/3

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ И ПЛУТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРНОГО УЛУТАУ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)¹

© 2024 г. А. А. Третьяков^{1, *}, А. Н. Журавлев¹, К. Е. Дегтярев¹, Н. А. Каныгина¹,
Е. Б. Сальникова², А. Б. Котов², Ю. В. Плоткина², С. Ю. Скузоватов³, Б. В. Федоров⁴

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

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, д. 2, нб. Макарова, 199034 Санкт-Петербург, Россия

³Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения РАН, д. 14, ул. Фаворского, 664033 Иркутск, Россия

⁴Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе,
д. 23, ул. Миклухо-Маклая, 117997 Москва, Россия

*e-mail: and8486@yandex.ru

Поступила в редакцию 20.05.2024 г.

После доработки 01.06.2024 г.

Принята в печать 26.06.2024 г.

В статье приведены результаты изучения и обоснования возраста позднедокембрийских вулканогенно-осадочных и плутонических комплексов северной части Улутауского террейна (Северного Улутау) на западе Центрального Казахстана. Полученные оценки возраста (SHRIMP II, ID-TIMS, LA-ICP-MS) указывают на формирование кислых эффузивов и гранитоидов во второй половине тонийского периода неопротерозоя ~835–747 млн лет назад. Геохронологические и изотопно-геохимические данные позволяют рассматривать эти образования как аналоги стратифицированных и плутонических комплексов Южного Улутау, сформировавшихся в различных частях латерального ряда структур позднедокембрийской активной континентальной окраины.

Ключевые слова: неопротерозой, граниты, риолиты, базальты, U–Pb-датирование, субдукция, активная окраина

DOI: 10.31857/S0016853X24030013, EDN: FGOCSZS

ВВЕДЕНИЕ

В западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, которая охватывает территории Казахстана, Киргизии и северо-западного Китая, террейны с докембрийской континентальной корой, занимающие около 50% площади, располагаются среди нижнепалеозойских аккреционных и островодужных комплексов (рис. 1).

В строении этих террейнов участвуют раннедокембрийские и мезопротерозойские метаосадочные и метамагматические комплексы, но явно преобладающими являются магматические и осадочные породы неопротерозоя. Особенности строения и состава мезо- и неопротерозойских комплексов, позволили выделить среди докембрийских террейнов этой части пояса северо-восточную (Исседонскую) и юго-западную (Улутау-Моюнкусскую) группы, различающихся особенностями позднедокембрийской тектоно-магматической эволюции [20].

Характерным элементом строения большинства докембрийских террейнов Улутау-Моюнкусской группы, в которую входят террейны Улутауский, Чуйско-Кендыктасский, Жельтавский, Среднего Тянь-Шаня, Малого Каратау и Таласского Алатау, являются в различной степени метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи кислого состава, прорванные массивами гранитоидов, дифференцированные и бимодальные вулканогенно-осадочные, в том числе железорудные, серии. Возраст этих комплексов традиционно принимался в широком диапазоне как раннего, так и позднего протерозоя [4, 5].

В 2014–2024 гг. были получены новые данные о формировании большей части докембрийских стратифицированных и плутонических комплексов этой группы террейнов в сравнительно узком интервале неопротерозоя – с середины тонийского до начала криогенийского периодов [20]. Также было показано, что их формирование происходило в разных сегментах активной континентальной окраины, располагавшейся либо на северо-западе суперконтинента Родиния, либо на независимом от Родинии позднедокембрийском

¹ Дополнительные материалы размещены в электронном виде по DOI статьи: 10.31857/S0016853X24030013, доступны для авторизованных пользователей.

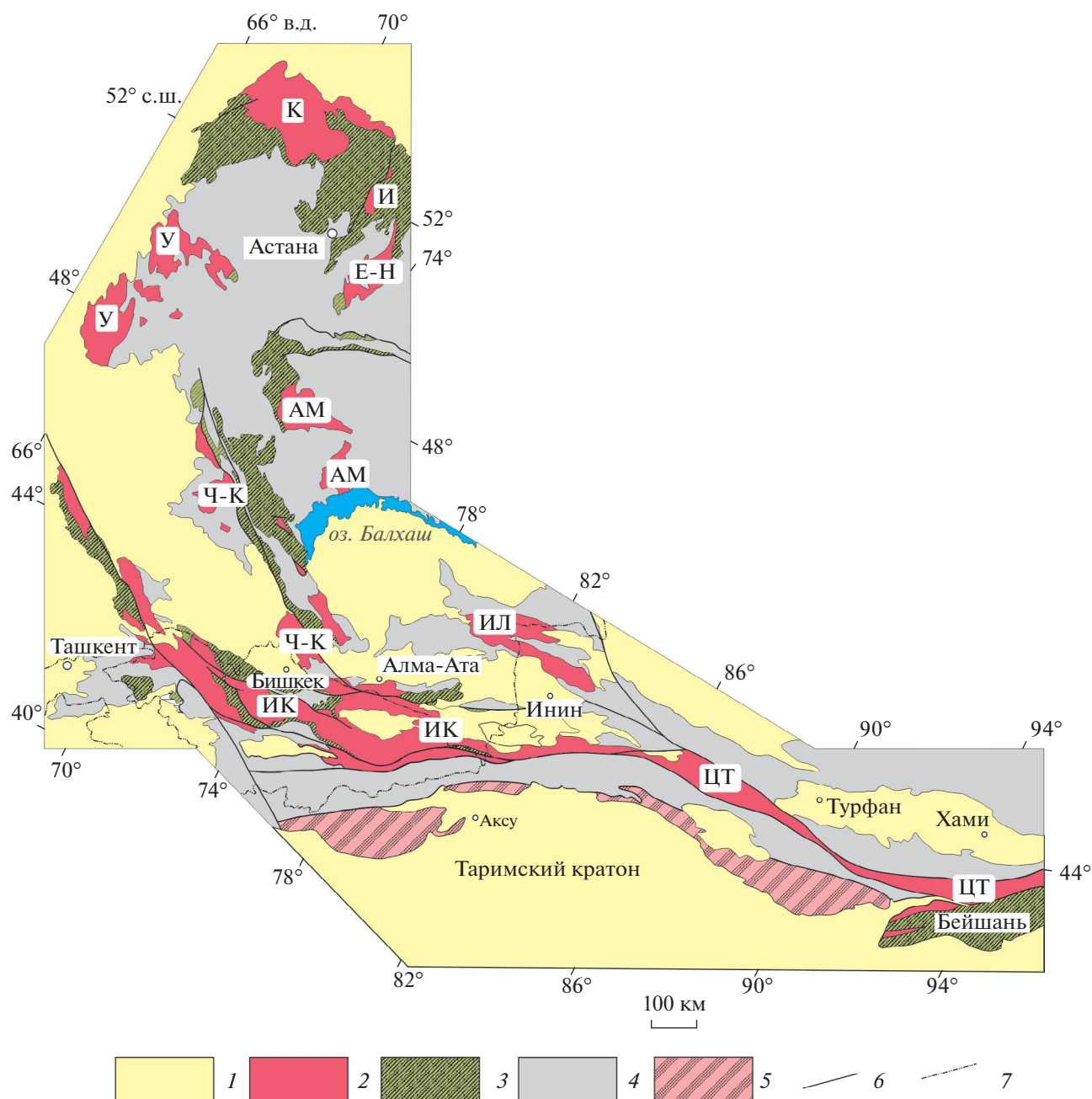


Рис. 1. Схема расположения докембрийских террейнов в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Обозначены докембрийские террейны: К – Кокчетавский; И – Ишкеольмесский; Е-Н – Ерементау-Ниязский; АМ – Актау-Моинтинский; У – Улутауский; Ч-К – Чуйско-Кендыктасский; ИЛ – Илийский; ИК – Иссыккульский; ЦТ – Центральнo-Тяньшаньский.

1 – кайнозойские отложения; 2 – докембрийские террейны; 3–5 – комплексы: 3 – нижнепалеозойские вулканогенно-осадочные, 4 – средне-верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные, 5 – докембрийские и палеозойские Таримского кратона; 6 – крупные разрывные нарушения; 7 – государственная граница

континенте [10, 18]. Возрастные и палеотектонические аналоги рассматриваемых комплексов участвуют в строении северо-западной части Таримского кратона и кратона Янцзы, где их образование связывают с эволюцией дуги Паньси-Ханьнань [31, 41].

Наиболее полно комплексы различных частей латерального ряда структур позднедокембрийской активной континентальной окраины представлены на юге Улутауского террейна (Южный Улутау) на западе Центрального Казахстана [10, 11] (см. рис. 1). Здесь выделяются субмеридио-

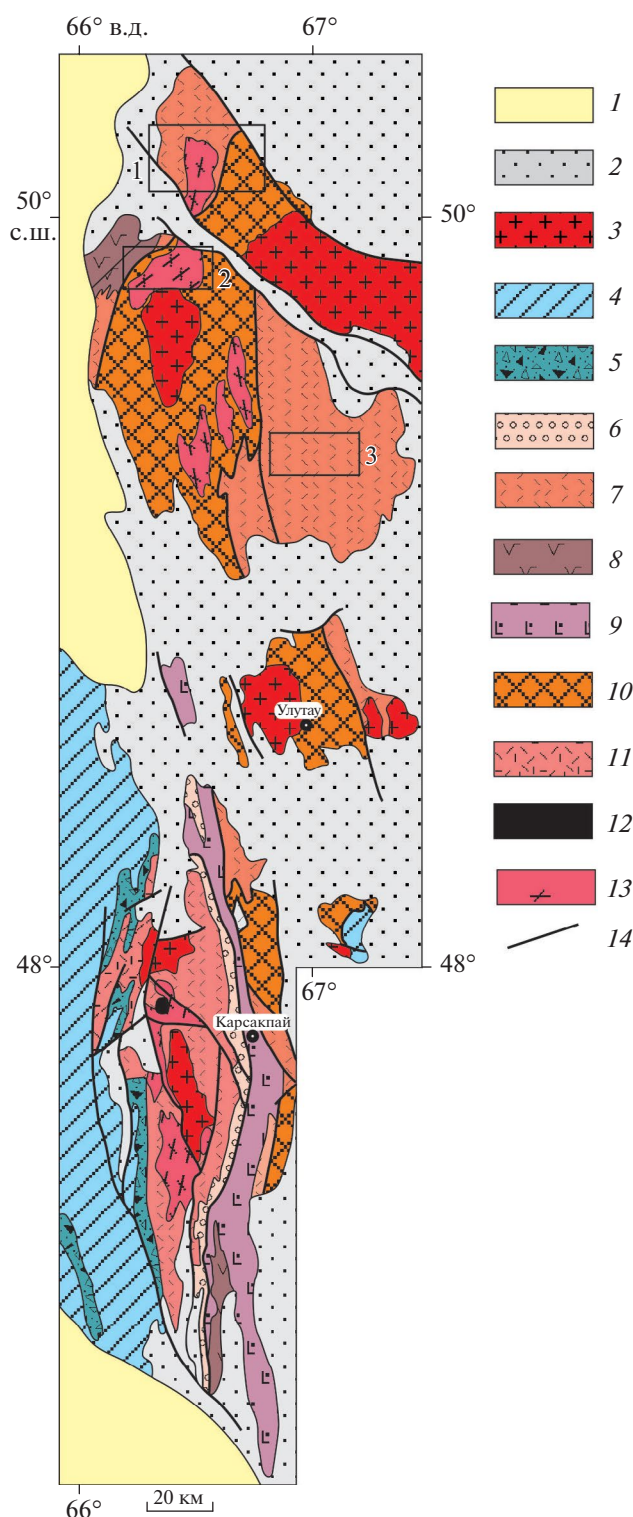


Рис. 2. Схема геологического строения Улутауского террейна (по [15], с дополнениями).

Показаны (контур) районы детальных исследований: 1 — междуречье Аши-Тасты — Жаксы-Коянды, 2 — междуречье Жаксы-Каянды и Улькен-Сабасалды-Тургай, 3 — горы Жаксы-Араганаты.

1 — мезозойско-кайнозойские отложения; 2 — девонские и каменноугольные вулканогенные толщи; 3 — палеозойские гранитоиды; 4–9 — толщи: 4 — нижнепалеозойские кремнисто-терригенные и терригенные, 5 — эдиакарские вулканогенно-осадочные и грубообломочные, 6 — позднеэдиакарские вулканогенно-осадочные (аралбайская серия), 7 — средне- и позднеэдиакарские вулканогенно-осадочные (карсакапайская серия), 8 — средне-позднеэдиакарские (белеутинская серия); 9 — средне-позднеэдиакарские (белеутинская серия); 10 — метаморфические комплексы (бектурганская и баладждзинская серии); 11 — среднеэдиакарские вулканогенно-осадочные толщи кислого состава (майтюбинская и коксуйская серии); 12 — карсакапайский комплекс щелочных сиенитов; 13 — массивы среднеэдиакарских гранитоидов; 14 — геологические границы

бинская и коксуйская серии), входящие вместе с гранитоидами Жаункарского и Актасского комплексов, в состав вулканоплутонических ассоциаций. Их формирование происходило в интервале 790–~830 млн лет во внутриплитной обстановке и связано с рифтогенными процессами в тыловой области активной окраины [10]. В восточной (Карсакапайской) зоне распространены дифференцированные, бимодальные вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи (аралбайская и белеутинская серии). Формирование этих комплексов было приурочено к фронтальной области активной окраины (энсиалическая дуга) и связано с двумя этапами надсубдукционного магматизма ~840–820 и ~760 млн лет [11].

Аналоги стратифицированных и плутонических комплексов Южного Улутау традиционно выделялись и в северной части этого террейна (Северный Улутау) [13–15]. Однако достоверные изотопно-геохимические и геохронологические данные подтверждающие такие корреляции до настоящего времени отсутствовали.

Нами в последние годы были проведены детальные работы по комплексному изучению докембрийских комплексов Северного Улутау. Цель настоящей статьи — установить их возраст, сделать обоснованные предположения об обстановках формирования и разработать общую модель геодинамической эволюции Улутауского террейна в составе позднедокембрийской активной континентальной окраины.

нальные зоны, различающиеся строением, составом и возрастом неопротерозойских комплексов, участвующих в их строении (рис. 2).

В западной (Майтубинской) зоне распространены анорогенные вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи кислого состава (майтю-

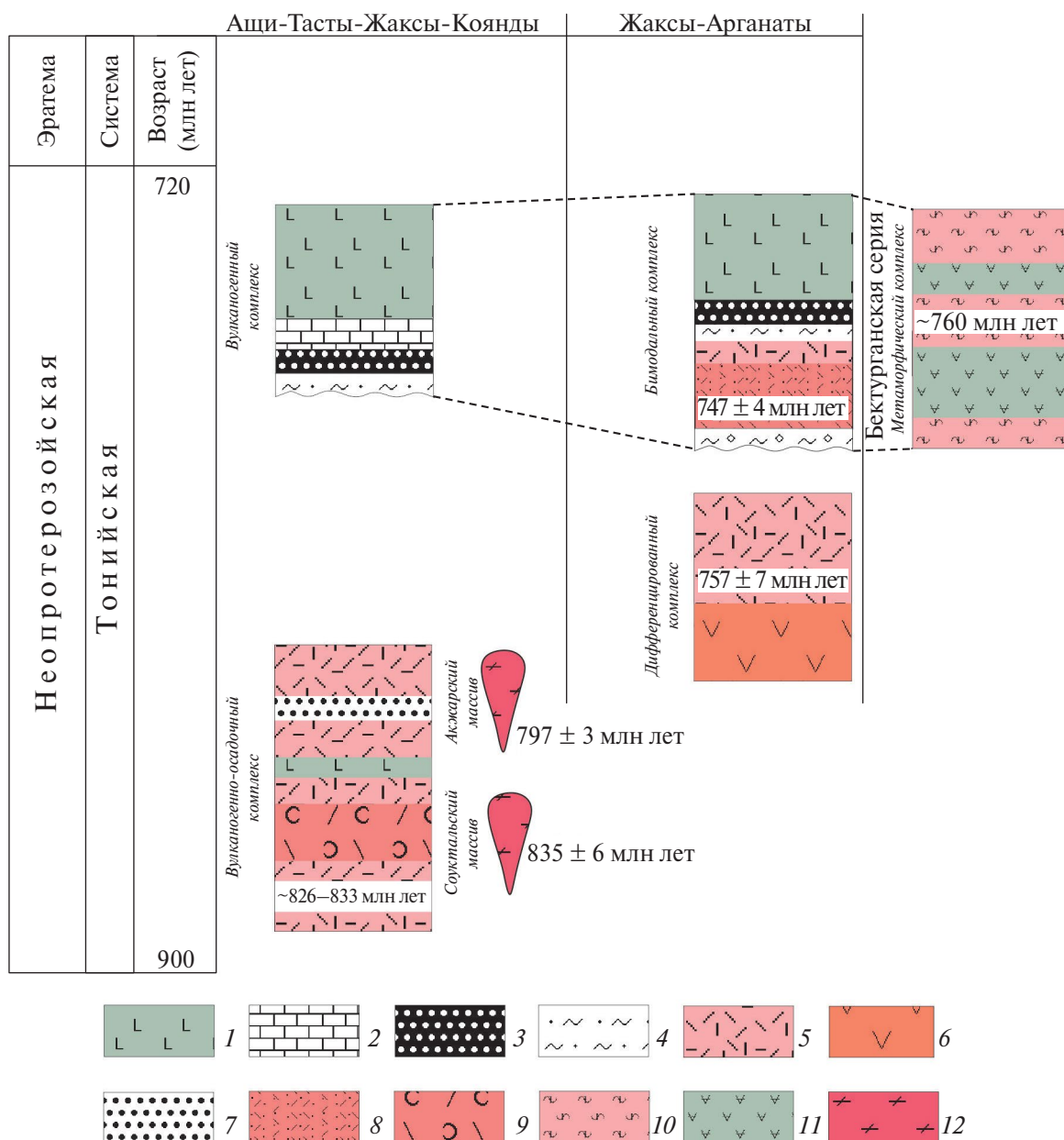


Рис. 3. Схема расчленения доэдиарских стратифицированных и плутонических комплексов Северного Улутау.

1 – эпидот-хлоритовые сланцы, рассланцованные туфы, эффузивы основного состава; 2 – мраморизованные известняки; 3 – железистые сланцы и кварциты; 4 – кварц-серицитовые сланцы; 5–6 – эффузивы: 5 – кислого состава, 6 – среднего состава; 7 – кианитовые кварциты; 8 – туфопесчаники, туфоалевролиты; 9 – туфы кислого состава; 10 – пара- и ортогнейсы; 11 – амфиболиты и амфиболовые сланцы; 12 – массивы рассланцованных гранитоидов

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Особенности геологического строения стратифицированных и плутонических комплексов Северного Улутау

В Северном Улутау докембрийские комплексы представлены в различной степени метаморфизованными вулканогенными, вулканогенно-осадочными, осадочными и интрузивными образованиями (см. рис. 2, рис. 3).

Наиболее низкое положение в структуре Северного Улутау занимают сланцы, гнейсы и амфиболиты бектурганской серии, которая ранее относилась к архею-нижнему протерозою [13, 14, 16]. Детальные исследования бектурганской серии, проведенные авторами несколько лет назад, позволили установить, что формирование этого комплекса происходило во второй половине тонийского периода неопротерозоя в интервале 788–762 млн лет, а его дометаморфическими

протолитами являлись вулканогенные, туфогенные и терригенные породы, которые входили в состав риолит-базальтовой вулканогенно-осадочной ассоциации [7] (см. рис. 3).

Более высокое положение в структуре Северного Улутау занимают слабометаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи, которые наиболее широко распространены в междуречье Ащи-Тасты – Жаксы-Коянды и в горах Жаксы-Арганаты (см. рис. 3).

Междуречье Ащи-Тасты – Жаксы-Коянды. В верховьях реки Ащи-Тасты среди докембрийских стратифицированных образований, участвующих в строении крупной антиклинальной складки, выделены вулканогенный и вулканогенно-осадочный комплексы (рис. 4).

Вулканогенный комплекс

Вулканогенный комплекс залегает в ядре антиклинали и объединяет рассланцованные эффузивы среднего, кислого состава и игнимбриты с реликтовой структурой фьямме и флюидально-полосчатой текстурой, которые чередуются с маломощными горизонтами эпидот-хлоритовых сланцев мощностью до 1200 м [15]. В эффузивах сохраняется отчетливая порфировая структура, выраженная реликтовыми вкрапленниками плагиоклаза (олигоклаз-андезит) и кварца, которые погружены в мелкозернистый лепидогранобластовый агрегат, сложенный кварцем, полевыми шпатами, мусковитом и биотитом.

Характерным элементом строения вулканогенной толщи является пачка кварцитов (мощностью до 200 м), чередующихся с редкими прослоями эффузивов. В кварцитах присутствуют крупные (до 2 см) призматические выделения кианита, погруженные в мелкозернистый лепидогранобластовый агрегат из кварца, мусковита, рутила, что определяют порфиروبластовую структуру породы.

Вулканогенно-осадочный комплекс

Он перекрывает с несогласием рассланцованные кислые эффузивы и игнимбриты и составляет крылья антиклинали. В низах его разреза преобладают кварц-серицитовые метатерригенные сланцы с горизонтами железистых кварцитов и мраморов, которые вверх сменяются рассланцованными туфами и эффузивами основного состава.

В верховье р. Ащи-Тасты вулканогенный комплекс прорван гранитоидами Акжарского массива (см. рис. 4).

В его строении преобладают неравномерно рассланцованные, крупнозернистые граниты с

реликтовой порфировидной структурой, обусловленной наличием крупных выделений щелочного полевого шпата, которые погружены в более мелкозернистый агрегат, сложенный кварцем и плагиоклазом (олигоклаз). Второстепенные минералы представлены арфедсонитом и хлоритизированным биотитом.

Южнее верховья р. Ащи-Тасты (в междуречье р. Жаксы-Коянды и р. Улькен-Сабасалды-Тургай) стратифицированные комплексы прорваны гранитоидами Соуктаьского массива, которые представлены рассланцованными крупнозернистыми гранитами, с участками порфировидной структуры (рис. 5).

Главными минералами здесь являются щелочной полевой шпат, кварц и плагиоклаз (олигоклаз-андезин) в равных соотношениях, а второстепенными – роговая обманка, биотит и мусковит.

Горы Жаксы-Арганаты. В горах Жаксы-Арганаты докембрийские образования участвуют в строении крупной субмеридиональной антиклинальной складки протяженностью на 65 км и ширине до 60 км (рис. 6).

Она образована толщей вулканогенных, туфогенно-терригенных и осадочных пород, которая может быть разделена на дифференцированный и бимодальный вулканогенно-осадочные комплексы (см. рис. 3).

Дифференцированный комплекс

Этот комплекс мощностью до 1000 м составляет ядро антиклинали и в основном сложен полевошпат- и кварц-полевошпат порфировыми эффузивами, которые чередуются с пачками туфов и туфопесчаников.

Бимодальный комплекс

Этот комплекс мощностью до 3000 м залегает на крыльях антиклинали, в низах его разреза преобладают лито-кристаллокластические туфы различной размерности с горизонтами туфопесчаников, туфоалевролитов и туффитов с хорошо проявленной слоистостью, вверх по разрезу они сменяются кварц-полевошпатовыми порфировыми эффузивами. Выше залегают филлитовидные кварц-серицитовые сланцы с горизонтами железистых сланцев и кварцитов. На некоторых участках ниже сланцев присутствуют горизонты конгломератов с галькой туфов и эффузивов подстилающих вулканогенно-осадочных пород. Верхи разреза комплекса представлены эффузивами основного состава и зелеными сланцами по туфам и туффитам.

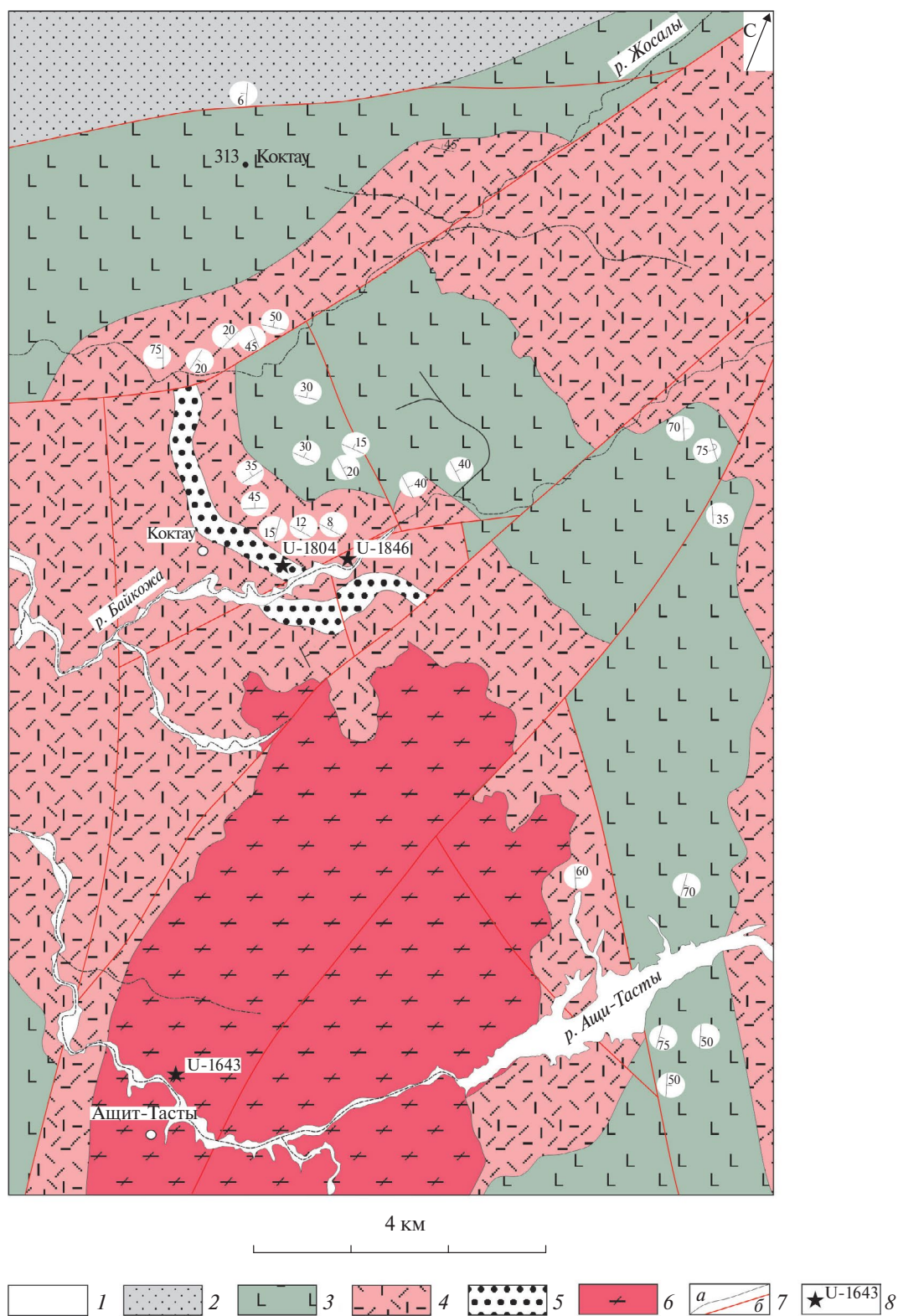


Рис. 4. Схема геологического строения междуречья Ащи-Тасты–Жаксы-Коянды (по [15], с дополнениями и исправлениями).

1 – кайнозойские отложения; 2 – девонские вулканогенные толщи; 3 – позднектонийский вулканогенно-осадочный комплекс (эффузивы, туфы основного, кислого состава, сланцы с горизонтами железистых кварцитов и мраморов); 4–5 – среднектонийский вулканогенный комплекс: 4 – эффузивы, туфы среднего, кислого состава, 5 – кианитовые кварциты; 6 – рассланцованные гранитоиды Акжарского массива; 7 – границы: а – геологические, б – тектонические; 8 – точки отбора и номера проб для геохронологических исследований

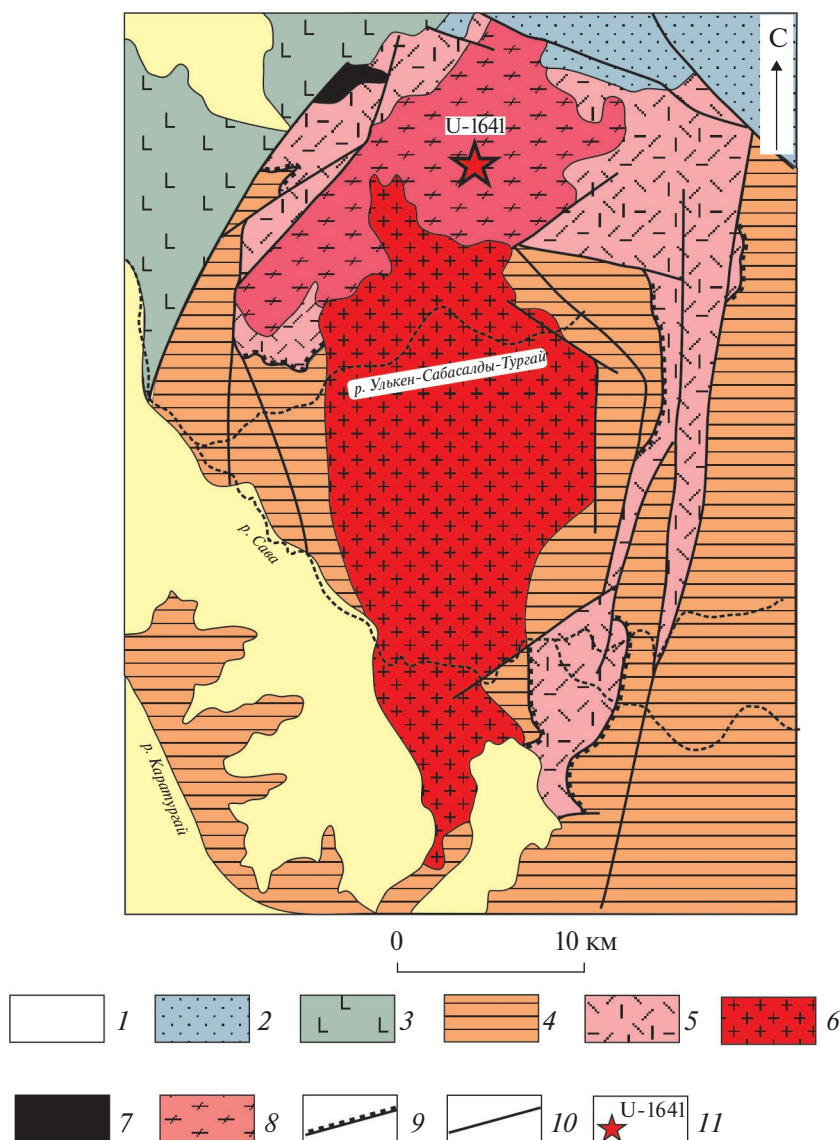


Рис. 5. Схема геологического строения междуречья Жаксы-Каянды и Улькен-Сабасалды-Тургай (по [15], с изменениями и дополнениями).

1 – кайнозойские отложения; 2 – девонские и каменноугольные вулканогенные толщи; 3 – позднедевонский вулканогенно-осадочный комплекс (эффузивы, туфы основного, кислого состава, сланцы с горизонтами железистых кварцитов и мраморов); 4 – метаморфические комплексы (бектурганская серия); 5 – среднедевонский вулканогенный комплекс (эффузивы, туфы среднего, кислого состава); 6 – позднеордовикские гранитоиды; 7 – раннепалеозойские (?) ультрабазиты; 8 – рассланцованные гранитоиды Соукталяского массива; 9 – разрывные нарушения; 10 – геологические границы; 11 – точки отбора и номера проб для геохронологических исследований

ДАННЫЕ U–Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для обоснования возраста вулканических и плутонических пород были проведены U–Pb геохронологические исследования акцессорных цирконов (табл. 1).

Выделение циркона из кислых вулканитов и гранитоидов проводилось в ГИН РАН (г. Москва, Россия) по стандартной методике с исполь-

зованием тяжелых жидкостей. Геохронологические исследования классическим U–Pb методом (ID-TIMS) выполнены в лаборатории изотопной геологии Института геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург, Россия) в соответствии с методикой, изложенной в [6], локальным методом (SIMS) – в Центре изотопных исследований Института Карпинского (г. Санкт-Петербург, Россия) по методике, приведенной в [3, 29].

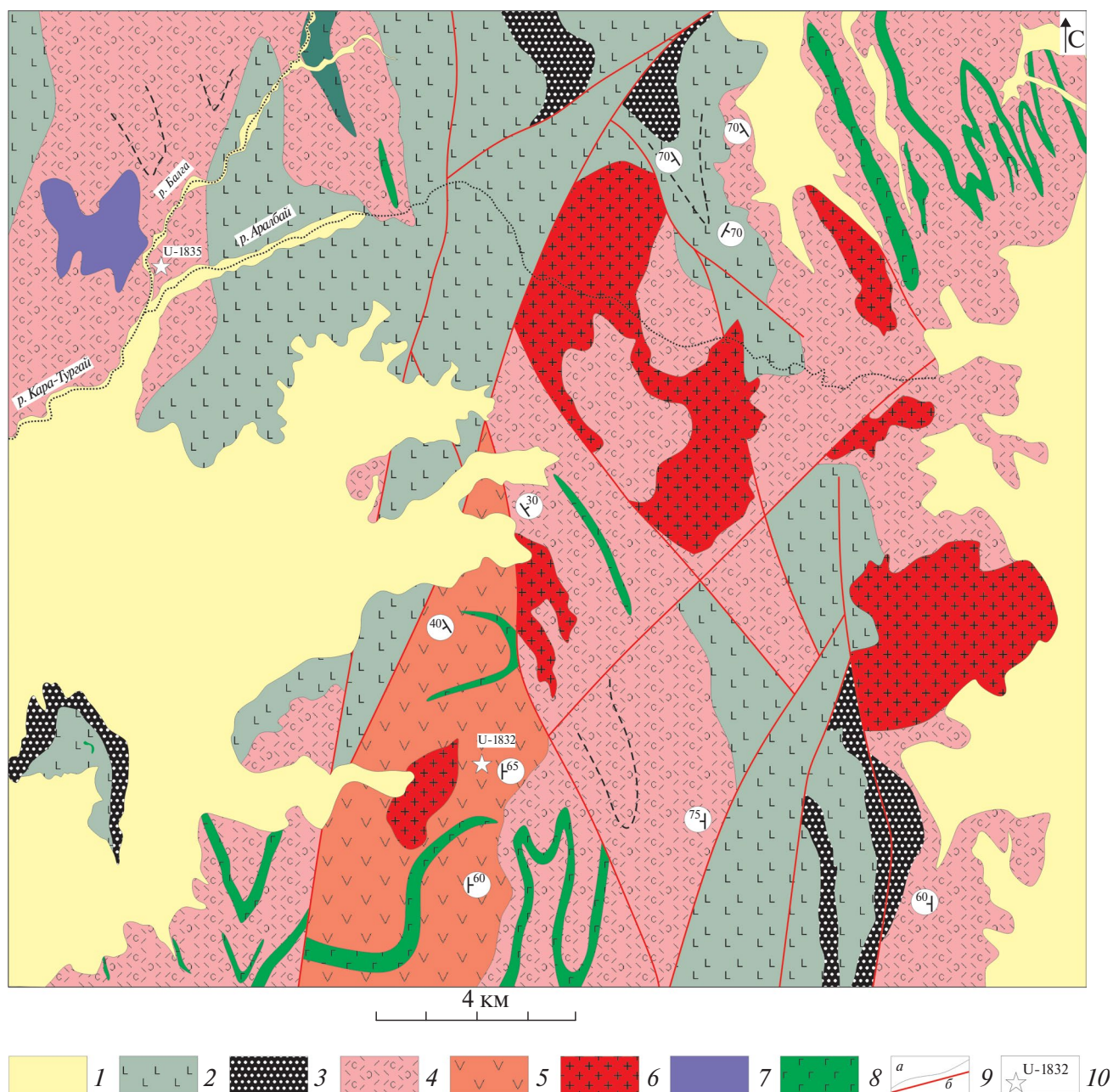


Рис. 6. Схема геологического строения гор Жаксы-Арганаты (по [15], с изменениями и дополнениями).

1 – кайнозойские отложения; 2–4 – бимодальный вулканогенно-осадочный комплекс: 2 – базальты и туфы базальтового состава, 3 – филлитовидные сланцы, железистые сланцы и кварциты, конгломераты, 4 – туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты и эффузивы кислого состава; 5 – дифференцированный комплекс (эффузивы, туфы среднего и кислого состава); 6 – позднепалеозойские гранитоиды; 7 – раннепалеозойские (?) ультрабазиты; 8 – позднедокембрийские дайки основного состава; 9 – границы: а – геологические, б – тектонические; 10 – точки отбора и номера проб для геохронологических исследований

Также U–Pb датирование цирконов проводилось методом лазерной абляции с индукционно-связанной плазмой и масс-спектрометрическим окончанием (LA-ICP-MS) в Департаменте геологических наук Национального университета Тайваня (г. Тайпей, Тайвань) по методике [19].

Пробы пород междуречья Ащи-Тасты–Жаксы-Коянды

Для определения возраста вулканогенного комплекса была отобрана проба U-1646 (50°13'35.90" с.ш., 66°33'6.10" в.д.) из трахидациов по р. Байкожа (см. табл. 1). В них аксессуарный циркон представлен субидiomорфными полупрозрачными

Таблица 1. Характеристика проб, использованных для изотопно-геохронологических U–Th–Pb исследований и полученные оценки возраста

Образец	Широта (с.ш.)	Долгота (в.д.)	Место отбора проб	Порода	Тип цирконов	Возраст (млн лет)
U-1641	49°48'46.80"	66°21'18.70"	р. Улькен-Сабасалды-Тургай	гранит	акцессорные	835 ± 6
U-1646	50°13'35.90"	66°33'6.10"	р. Байкожа	трахидацит	акцессорные	833 ± 12
U-1643	50° 7'35.40"	66°34'7.20"	р. Ащи-Тасты	гранит	акцессорные	797 ± 3
U-1805	50°13'15.80"	66°32'12.90"	р. Байкожа	кварцит	акцессорные	828 ± 3
U-1835	49°20'12.90"	66°56'30.40"	р. Балга	риолит	акцессорные	747 ± 4

Таблица 2. Результаты геохронологических U–Pb исследований зерен циркона методом ID-TIMS

№ п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона	U/ Pb*	Изотопные отношения					Rho	Возраст (млн лет)		
			²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^{**}	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
U-1641											
1	<100, A = 20%	7.0	717	0.0663 ± 1	0.1501 ± 1	1.1368 ± 23	0.1244 ± 1	0.83	771 ± 1	755 ± 1	816 ± 2
2	100–150, A = 20%	6.9	1489	0.0666 ± 1	0.1715 ± 1	1.2003 ± 22	0.1306 ± 1	0.80	801 ± 1	791 ± 1	827 ± 2
3	100–150, кисл.обр = 3	7.1	16458	0.0668 ± 1	0.1483 ± 1	1.2464 ± 22	0.1353 ± 1	0.95	822 ± 1	818 ± 1	832 ± 1
4	100–150, кисл.обр = 2	6.8	2306	0.0672 ± 1	0.1810 ± 1	1.2483 ± 23	0.1347 ± 1	0.94	823 ± 1	815 ± 1	844 ± 1
U-1646											
5	<85, ВО, кисл.обр. = 7.0	7.4	1077	0.0667 ± 1	0.1781 ± 1	1.1589 ± 24	0.1261 ± 1	0.77	781 ± 1	765 ± 1	827 ± 3
6	<85, ВО, кисл.обр. = 3.0	6.6	378	0.0669 ± 2	0.1995 ± 1	1.1687 ± 35	0.1267 ± 1	0.64	786 ± 1	769 ± 1	835 ± 4
7	<85, кисл.обр. = 3.0	7.0	1552	0.0667 ± 2	0.1674 ± 1	1.2021 ± 31	0.1308 ± 1	0.69	802 ± 2	792 ± 1	827 ± 4
8	50–100, A = 50%	6.5	202	0.0669 ± 3	0.2177 ± 2	1.2455 ± 77	0.1350 ± 2	0.51	821 ± 3	816 ± 1	835 ± 11
9	<85, ВО, кисл.обр. = 3.0	6.0	269	0.0672 ± 2	0.1934 ± 1	1.2201 ± 48	0.1316 ± 2	0.53	810 ± 4	797 ± 1	846 ± 8
10	<85, ВО, кисл.обр. = 4.0	6.8	10637	0.0689 ± 1	0.1907 ± 1	1.2986 ± 22	0.1366 ± 1	0.95	845 ± 1	825 ± 1	897 ± 1

Примечание. * – навеска циркона не определялась; A = 20% – количество вещества циркона, удаленное в результате аэро-абразивной обработки; ** – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; ВО – высокотемпературный отжиг циркона; кисл. обр. = 3.0 – кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы); величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

кристаллами короткопризматического, призматического облика. Циркон розового, розовато-желтого цвета, как правило, характеризуется пониженным двупреломлением. Размер кристаллов изменяется от 50 до 150 мкм, коэффициент удлинения = 2.0–3.0. Циркон характеризуется зональным строением, осцилляционная зональность часто нарушена.

U–Pb изотопные исследования (ID-TIMS) были проведены для шести микронавесок (10–25 кристаллов) циркона из размерных фракций 50–100 и <85 мкм, предварительно подвергнутого как аэро-абразивной, так и кислотной обработкам с различной экспозицией (табл. 2: №№ 5–10).

При этом в большинстве случаев кислотной обработке предшествовал высокотемпературный отжиг циркона (“химическая абразия”). Точки изотопного состава аппроксимируются дискордией, верхнее пересечение которой с конкордией

отвечает возрасту 833 ± 12 млн лет, нижнее пересечение отвечает нулю (56 ± 220 млн лет), СКВО = 1.5 (см. табл. 2: №№ 5–8; рис. 7, а).

При этом две точки состава циркона, подвергнутого “химической абразии”, располагаются правее этой дискордии, что, очевидно, связано с присутствием унаследованной компоненты радиогенного свинца (см. табл. 2: №№ 9, 10).

Принимая во внимание морфологические особенности изученного циркона, указывающие на его магматическое происхождение, есть все основания рассматривать оценку возраста 833 ± 12 млн лет в качестве оценки возраста его кристаллизации.

Также отобрана проба U-1805 (50°13'15.80" с.ш., 66°32'12.90" в.д.) из толщи кианитовых кварцитов по р. Байкожа (Supplement 1: Tabl. S1).

В них акцессорный циркон обладает кристалломорфологическими особенностями близкими к пробе U-1646. Преобладают субидiomорфные

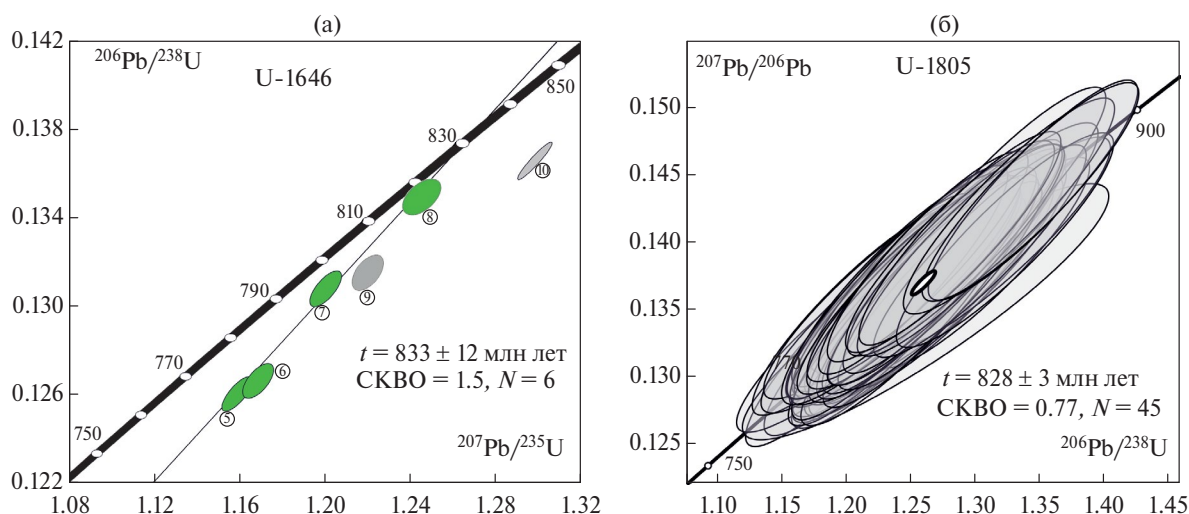


Рис. 7. Диаграммы с конкордией для цирконов: (а) — из трахидацитов (проба U-1646); (б) — для цирконов из кианитовых кварцитов (проба U-1805) Ащи-Тасты — Жаксы-Коянды.

прозрачные и полупрозрачные кристаллы короткопризматического, призматического облика розовато-желтого и желтого цвета. Размер кристаллов изменяется от 50 до 200 мкм, коэффициент удлинения = 2.0–3.0. Циркон характеризуется зональным строением. U–Pb изотопные исследования (LA-ICP-MS) были выполнены для 73 кристаллов циркона, для которых получено 47 конкордантных оценок возраста. Конкордантный возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, составляет 828 ± 3 млн лет (см. рис. 7, б).

Учитывая морфологические особенности циркона, указывающие на его магматическое происхождение, полученная оценка возраста принимается в качестве оценки возраста его кристаллизации.

Для установления возраста гранитоидов Соуктальского массива была отобрана проба U-1641 ($49^\circ 48' 46.80''$ с.ш., $66^\circ 21' 18.70''$ в.д.) из амфибол-биотитовых гранитов в междуречье Жаксы-Каянды и Улькен-Сабасалды-Тургай (см. табл. 1). В них акцессорный циркон представлен идиоморфными и субидиоморфными короткопризматическими и призматическими кристаллами. Зерна прозрачные, реже полупрозрачные имеют светло-желтую окраску. Циркон характеризуется тонкой осцилляторной зональностью и секториальностью, а также наличием большого количества минеральных включений. Размер кристаллов изменяется от 50 до 250 мкм, коэффициент удлинения = 2.0–3.0.

Для U–Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований выбраны четыре микронавески наиболее “чистых” и прозрачных кристаллов циркона из

размерных фракций <100 и 100–150 мкм, подвернутых предварительной обработке:

- аэро-абразивной (см. табл. 2: №№ 1, 2);
- кислотной (см. табл. 2: №№ 2, 3).

Точки изотопного состава циркона № 1–3 аппроксимируются дискордией, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 835 ± 6 млн лет (СКВО = 0.18, нижнее пересечение составляет 225 ± 92 млн лет) (рис. 8, а).

Точка изотопного состава циркона микронавески № 4 располагается правее дискордии, а величина возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) этого циркона несколько древнее и составляет 844 ± 1 млн лет, что указывает на присутствие в нем древней компоненты радиогенного свинца. Морфологические особенности изученного циркона свидетельствуют о его магматическом происхождении, следовательно, полученное значение возраста 835 ± 6 млн лет можно рассматривать в качестве наиболее точной оценкой возраста образования.

Для установления возраста гранитоидов Акжарского массива была отобрана проба U-1643 ($50^\circ 7' 35.40''$ с.ш., $66^\circ 34' 7.20''$ в.д.) из арфедсонитовых гранитов по р. Ащи-Тасты. В них акцессорный циркон представлен идиоморфными и субидиоморфными кристаллами длинно призматического габутиса, а также их обломками.

Циркон розового, розовато-желтого цвета, как правило характеризуется пониженным двупреломлением и зональным строением. Размер кристаллов изменяется от 100 до 300 мкм, коэффициент удлинения = 3.0–4.0. U–Pb (SIMS) геохронологические исследования были выполнены для 7 кристаллов циркона (табл. 3).

Таблица 3. Результаты геохронологических U–Pb исследований зерен циркона локальным методом (SIMS)

Проба (номер анализа)	²⁰⁶ Pb _c (%)	Содержание (мкг/г)			Изотопные отношения				Rho	Возраст (млн лет)
		²⁰⁶ Pb*	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U
U-1643										
10.1	1.73	60.9	539	119	0.23	0.0659 ± 2.2	1.174 ± 2.4	0.1292 ± 1.0	0.42	783.2 ± 7.5
5.1	0.20	47.5	422	253	0.62	0.0666 ± 1.2	1.203 ± 1.5	0.1310 ± 1.0	0.65	793.3 ± 7.4
12.1	0.16	41.5	367	193	0.54	0.0648 ± 1.2	1.174 ± 1.6	0.1314 ± 1.0	0.63	795.8 ± 7.5
13.1	0.31	37.5	331	141	0.44	0.0645 ± 1.5	1.169 ± 1.8	0.1315 ± 1.0	0.56	796.6 ± 7.6
3.1	0.13	137.0	1209	458	0.39	0.0657 ± 0.6	1.190 ± 1.2	0.1315 ± 1.0	0.84	796.3 ± 7.3
11.1	0.09	19.7	174	111	0.66	0.0660 ± 1.5	1.200 ± 1.9	0.1318 ± 1.2	0.61	798.0 ± 8.6
2.1	0.93	39.6	346	150	0.45	0.0662 ± 2.2	1.208 ± 2.4	0.1322 ± 1.0	0.43	800.5 ± 7.7
U-1835										
3.1	0.19	40.5	406	351	0.89	0.0652 ± 2.3	1.0427 ± 3.2	0.1160 ± 2.3	0.70	707 ± 15
6.1	—	147	1441	1759	1.26	0.0637 ± 0.9	1.0434 ± 1.4	0.1187 ± 1.1	0.77	723 ± 8
11.1	0.10	75.8	735	1958	2.75	0.0633 ± 1.5	1.0484 ± 1.8	0.1200 ± 1.0	0.54	731 ± 7
8.1	0.77	23.1	223	147	0.68	0.0602 ± 4.8	0.9998 ± 5.4	0.1204 ± 2.6	0.47	733 ± 18
17.1	0.28	25.8	249	185	0.77	0.0620 ± 3.1	1.0294 ± 3.3	0.1204 ± 1.0	0.31	733 ± 7
1.1	0.17	45.7	441	927	2.17	0.0632 ± 2.1	1.0500 ± 2.9	0.1205 ± 1.9	0.67	733 ± 13
13.1	0.28	95.5	920	767	0.86	0.0622 ± 1.6	1.0353 ± 2.4	0.1208 ± 1.7	0.73	735 ± 12
16.1	0.23	53.3	513	485	0.98	0.0617 ± 2.1	1.0303 ± 3.0	0.1211 ± 2.2	0.73	737 ± 15
15.1	0.03	83.4	799	780	1.01	0.0638 ± 1.3	1.0695 ± 1.4	0.1215 ± 0.7	0.46	739 ± 6
9.1	—	60.8	582	558	0.99	0.0638 ± 1.5	1.0695 ± 2.3	0.1216 ± 1.7	0.73	740 ± 12
20.1	0.55	47.6	454	1209	2.75	0.0605 ± 2.8	1.0172 ± 2.9	0.1219 ±0.8	0.26	741 ±59
10.1	0.36	43.8	417	414	1.03	0.0635 ± 2.6	1.0722 ± 2.9	0.1224 ± 1.3	0.43	744 ± 9
2.1	—	10.6	100	52	0.53	0.0664 ± 3.4	1.1268 ± 3.6	0.1231 ± 1.3	0.35	749 ± 9
12.1	—	45.3	428	360	0.87	0.065 ± 1.9	1.1056 ± 2.7	0.1232 ± 1.9	0.71	749 ± 14
5.1	0.26	19.9	188	127	0.70	0.0635 ± 3.6	1.0814 ± 3.8	0.1235 ± 1.0	0.27	751 ± 7
7.1	0.29	25.3	238	429	1.86	0.0641 ± 3.2	1.0939 ± 4.1	0.1238 ± 2.6	0.63	753 ± 18
19.1	—	30.9	289	258	0.92	0.0628 ± 2.1	1.0770 ± 2.9	0.1243 ± 2.0	0.70	755 ± 14
21.1	0.48	27	252	465	1.91	0.0615 ± 3.7	1.0561 ± 3.9	0.1246 ± 1.0	0.27	757 ± 7
4.1	0.17	42.2	388	495	1.32	0.0626 ± 2.1	1.0928 ± 2.3	0.1266 ± 0.8	0.35	769 ± 6
18.1	0.53	27.7	254	372	1.51	0.0611 ± 3.7	1.0728 ± 4.3	0.1273 ± 2.2	0.51	772 ± 16
22.1	0.21	82.6	748	1548	2.14	0.0625 ± 1.6	1.1077 ± 1.8	0.1286 ± 0.7	0.41	780 ± 5

Примечание. $^{206}\text{Pb}_c$ — обыкновенный Pb; $^{206}\text{Pb}^*$ — радиогенный Pb; Rho — коэффициент корреляции ошибок $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; ошибка измерений изотопных отношений дана (%) на уровне 1σ .

Конкордантный возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, составляет — 797 ± 3 млн лет (см. рис. 8, б).

Пробы пород гор Жаксы-Арганаты

Для установления U–Pb возраста акцессорного циркона из вулканогенных пород бимодального комплекса была отобрана проба U-1835 ($49^\circ 20' 12.90''$ с.ш., $66^\circ 56' 30.40''$ в.д.) из риолитов по

р. Балга (см. табл. 1). В них акцессорный циркон представлен идиоморфными и субидиоморфными короткопризматическими и призматическими кристаллами, а также их обломками. Зерна полупрозрачные, имеют розовато-желтую окраску. Размер кристаллов изменяется от 70 до 200 мкм, коэффициент удлинения — 2.0–3.0.

U–Pb (SIMS) геохронологические исследования были выполнены для 21-го кристалла

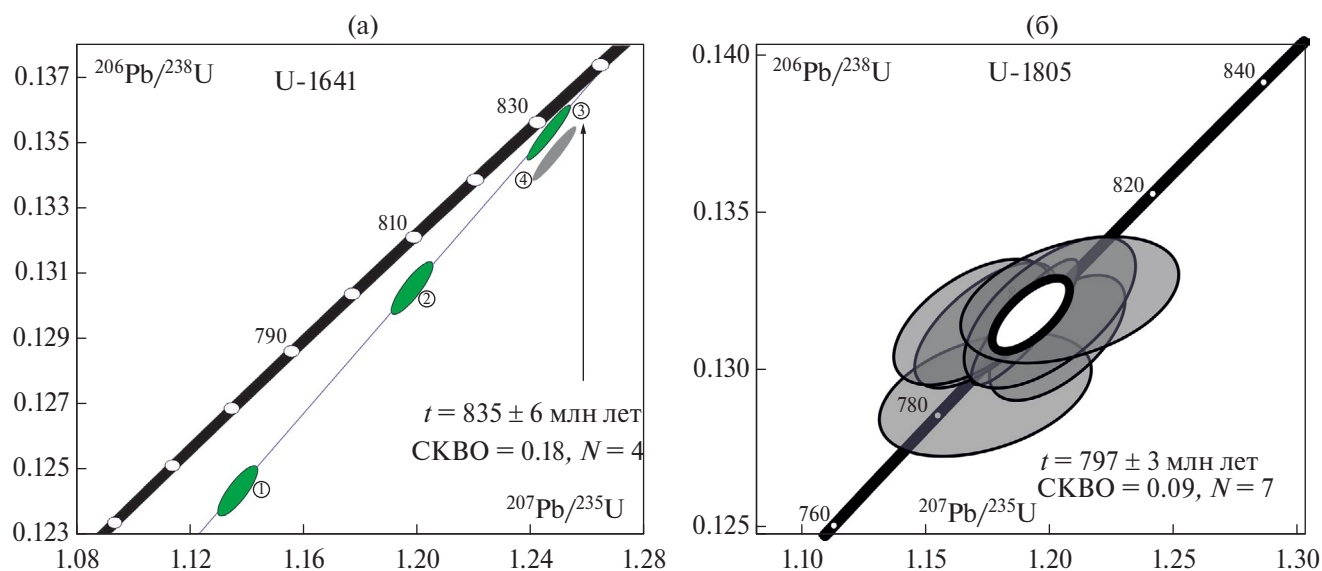


Рис. 8. Диаграммы с конкордией: (а) — для цирконов из гранитоидов Соуктальского (проба U-1641) массива; (б) — для цирконов из гранитоидов Акжарского (проба U-1643) массива.

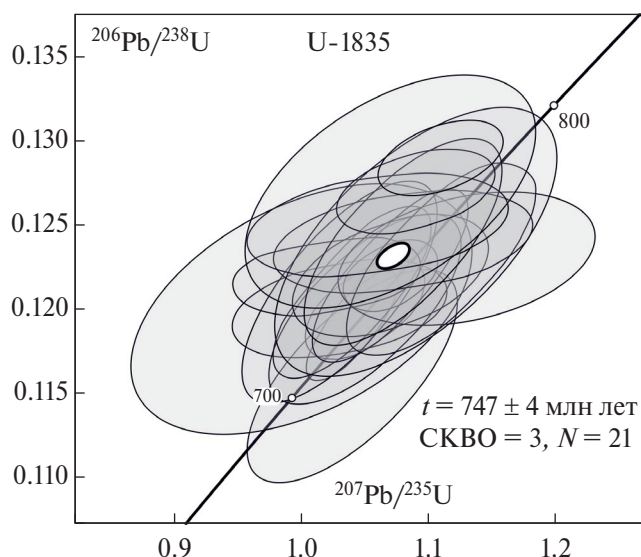


Рис. 9. Диаграмма с конкордией для цирконов из эффузивов бимодального комплекса (проба U-1835) гор Жаксы-Арганаты.

циркона (см. табл. 3). Конкордантный возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, составляет 747 ± 4 млн лет (рис. 9).

Для вулканогенных пород дифференцированного комплекса ранее была получена оценка возраста кристаллизации андезидацитов — 757 ± 7 млн лет [7].

Полученные данные позволяют считать, что формирование вулканогенно-осадочных и плутонических комплексов Северного Улутау происходило во второй половине тонийского периода неопротерозоя на протяжении трех временных интервалов: ~ 835 – 825 , ~ 800 и ~ 760 – 740 млн лет.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД

Изучение состава магматических пород проводилось в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (г. Москва, Россия) рентгено-флуоресцентным методом на спектрометре “S4 Pioneer” (Bruker, Germany) (главные петрогенные элементы) и в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (г. Черноголовка, Московская обл., Россия) методами атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре “ICAP-61” (Thermo Jarrell Ash, USA) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре “X-7” (Thermo Elemental, USA) (редкие и редкоземельные элементы). Изотопные Nd исследования валовых проб пород проводились в ЦКП ИГХ СО РАН (г. Иркутск, Россия) с использованием масс-спектрометра ThermoFinnigan Neptune plus (Thermo Scientific, Bremen, Germany).

Магматические породы междуречья Ащи-Тасты–Жаксы-Коянды

Эффузивы вулканогенного комплекса по содержанию SiO_2 (57.2–65.9 мас. %) и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (8.3–9.8 мас. %) соответствуют трахиандезитам и трахидацитам щелочной серии ($\text{MALI} = 8.15$ – 9.35) (табл. 4, рис. 10).

Они характеризуются высокой железистостью ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.82$ – 0.97) и широким

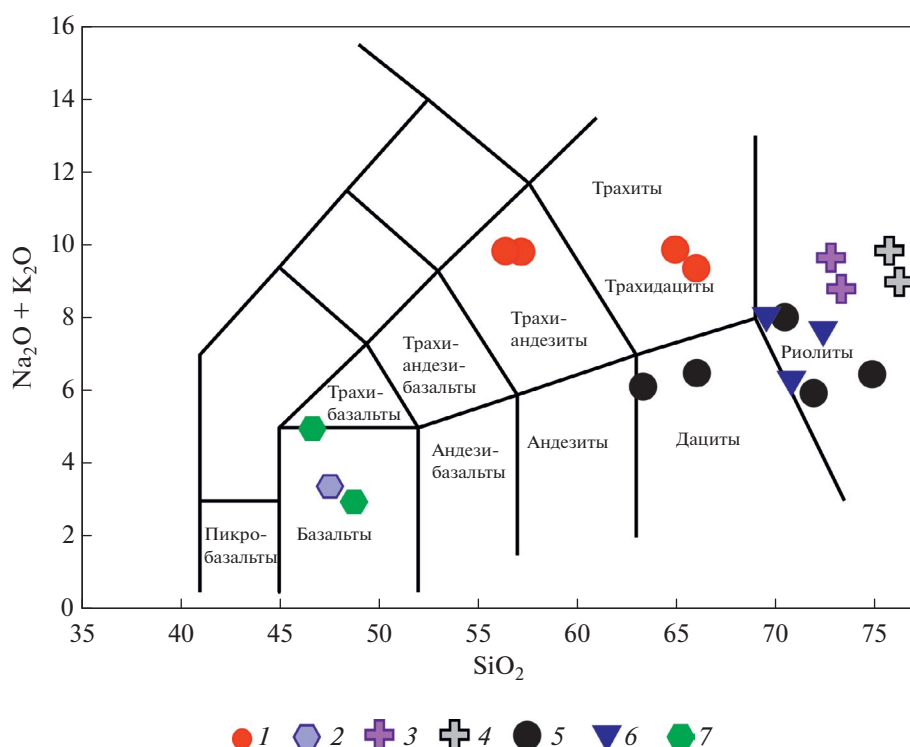


Рис. 10. Диаграмма $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ для докембрийских эффузивных и плутонических пород Северного Улутау (по данным [30]).

1–4 – магматические породы междуречья Ащи-Тасты – Жаксы-Коянды: 1–2 – эффузивы: 1 – вулканогенного комплекса, 2 – вулканогенно-осадочного комплекса; 3–4 – гранитоиды: 3 – Соуктаьского массива, 4 – Акжарского массива; 5–7 – магматические породы гор Жаксы-Арганаты: 5 – эффузивы дифференцированного комплекса, 6 – эффузивы кислого состава бимодального комплекса, 7 – эффузивы основного состава бимодального комплекса

Таблица 4. Содержание окислов (мас. %) и элементов (г/т) в эффузивных и интрузивных породах междуречья Ащи-Тасты–Жаксы-Коянды

Оксиды (мас. %)	Образец										
	U1804	U1805	U1801	U1802	U1646	U1645	U1807	U1641	U1642	U1643	U1644
	вулканогенный комплекс						вулканогенно-осадочный комплекс	Соуктаьский массив		Акжарский массив	
	кварциты		эффузивы				эффузивы	граниты		граниты	
SiO_2	85.69	79.10	57.16	65.98	64.92	57.02	47.70	73.30	72.78	76.45	76.03
TiO_2	0.13	0.13	0.83	0.52	0.58	0.81	1.30	0.29	0.28	0.09	0.12
Al_2O_3	12.06	16.59	21.63	15.12	16.22	21.14	14.08	13.18	13.57	12.02	12.31
Fe_2O_3	0.18	0.12	6.26	4.42	3.59	6.09	8.35	2.11	1.93	1.12	1.05
FeO	0.10	0.10	0.16	0.14	0.18	0.18	7.18	0.15	0.46	0.21	0.11
MnO	0.01	0.00	0.01	0.15	0.15	0.01	0.23	0.02	0.02	0.01	0.01
MgO	0.02	0.02	0.63	0.30	0.50	1.26	5.42	0.59	0.33	0.10	0.16
CaO	0.06	0.02	0.45	1.99	1.71	0.51	9.01	0.67	0.15	0.60	0.13
K_2O	0.90	2.00	7.84	5.80	6.78	7.75	1.19	5.21	5.76	5.18	5.93
Na_2O	0.20	0.29	1.96	3.55	3.08	2.07	2.23	3.57	3.88	3.80	3.87
P_2O_5	0.04	0.03	0.30	0.14	0.14	0.32	0.18	0.05	0.06	0.01	0.02
п.п.п.	0.60	1.59	2.75	1.87	2.12	2.81	2.32	0.84	0.73	0.38	0.24
Сумма	99.99	100.00	99.98	99.99	99.97	99.98	99.19	99.98	99.94	99.97	99.98
FeO^*	0.26	0.20	5.79	4.12	3.41	5.66	14.70	2.05	2.19	1.22	1.06
ASI	8.93	6.30	1.78	0.97	1.06	1.72	0.67	1.04	1.06	0.93	0.95
MALI	1.04	2.27	9.35	7.37	8.15	9.31	–5.59	8.11	9.48	8.38	9.68

Таблица 4. Продолжение

Оксиды (мас. %)	Образец										
	U1804	U1805	U1801	U1802	U1646	U1645	U1807	U1641	U1642	U1643	U1644
	вулканогенный комплекс						вулканогенно-осадочный комплекс	Соуктальский массив		Акжарский массив	
FeO*/FeO* + MgO	0.92	0.91	0.96	0.97	0.89	0.82	0.73	0.77	0.87	0.92	0.87
элемент (г/г)	U1804	U1805	U1801	U1802	U1646	U1645	U1807	U1641	U1642	U1643	U1644
Sc	3.76	3.87	—	10.99	7.88	9.49	42.85	2.20	2.00	0.70	1.60
V	5.76	8.98	—	38.90	13.30	100.14	363.47	14.90	14.90	—	—
Cr	12.77	4.59	—	7.49	6.60	4.47	157.91	11.00	9.50	19.50	15.40
Co	0.16	0.20	—	1.42	1.53	5.23	37.64	1.60	1.60	0.44	0.57
Ni	6.90	3.48	—	4.65	5.37	2.21	64.54	6.50	6.50	10.80	8.50
Cu	2.42	2.33	—	3.88	2.39	2.13	125.64	1.80	2.30	1.60	0.70
Zn	4.81	4.05	—	54.42	58.78	84.45	118.67	61.20	35.30	15.80	39.10
Ga	14.20	16.58	—	15.38	14.53	18.59	20.65	22.30	21.60	22.20	21.40
Rb	13.34	34.04	—	155.05	174.11	254.76	27.35	226.00	170.00	303.00	184.00
Sr	39.89	35.39	—	75.10	121.48	120.08	405.41	56.50	39.40	10.50	7.50
Y	2.72	5.22	—	23.97	23.46	20.87	29.47	67.20	45.00	135.20	93.80
Zr	165.59	214.47	—	273.84	211.40	184.78	26.49	268.00	246.00	243.00	358.00
Nb	20.84	25.49	—	21.29	17.54	13.64	8.54	24.60	21.60	51.70	20.50
Cs	0.17	0.34	—	1.44	2.19	6.95	0.71	1.80	1.10	0.77	0.68
Ba	33.79	62.58	—	1384.70	1376.68	1369.26	421.29	282.00	309.00	32.90	44.70
La	40.49	37.39	—	54.89	53.03	42.86	10.71	65.10	74.20	94.50	3.30
Ce	53.23	61.36	—	103.89	99.12	83.06	25.11	155.60	145.50	171.40	16.10
Pr	3.75	4.73	—	11.15	10.22	8.32	3.38	13.00	16.40	18.40	1.70
Nd	8.25	13.09	—	42.80	40.61	34.17	16.43	49.60	58.60	62.10	10.50
Sm	0.65	1.54	—	8.28	7.43	6.44	4.42	10.20	11.50	13.60	5.50
Eu	0.05	0.10	—	2.06	1.73	1.92	1.61	0.38	0.46	0.04	0.05
Gd	0.51	1.08	—	6.88	6.05	5.37	5.48	9.40	10.40	14.10	8.40
Tb	0.08	0.14	—	0.88	0.84	0.75	0.87	1.60	1.60	2.90	1.90
Dy	0.50	0.89	—	4.77	4.45	4.02	5.46	10.20	8.40	19.50	13.20
Ho	0.11	0.19	—	0.89	0.82	0.73	1.07	2.20	1.50	4.30	3.00
Er	0.43	0.70	—	2.59	2.49	2.11	2.99	6.80	4.40	13.80	9.90
Tm	0.08	0.13	—	0.38	0.36	0.30	0.39	1.00	0.62	2.10	1.60
Yb	0.74	1.06	—	2.59	2.45	2.13	2.32	6.70	4.20	13.90	10.60
Lu	0.13	0.19	—	0.40	0.38	0.30	0.31	0.95	0.61	1.90	1.60
Hf	5.26	6.76	—	6.56	5.62	4.68	0.76	8.70	8.00	12.40	13.60
Ta	1.38	1.88	—	1.20	1.05	0.76	0.52	1.60	1.50	3.70	1.70
Pb	6.09	15.90	—	15.59	9.08	5.99	5.00	27.90	10.20	15.20	6.00
Th	13.56	16.02	—	10.03	8.83	6.96	1.23	30.70	25.30	32.30	21.30
U	1.86	1.20	—	1.52	1.21	1.12	0.48	5.10	2.70	5.10	3.00
(Gd/Yb) _n	0.56	0.82	—	2.15	1.99	2.04	1.91	1.13	2.00	0.82	0.64
(La/Yb) _n	37.11	23.88	—	14.31	14.61	13.59	3.12	6.56	11.92	4.59	0.21
Eu/Eu*	8.80	4.92	—	2.40	2.50	1.00	1.00	0.12	0.13	0.01	0.02

Примечание. FeO* = 0.9 × FeO + F₂O₃; ASI = (Al/(Ca – 1.67P + Na + K)); MALI = (Na₂O + K₂O – CaO).

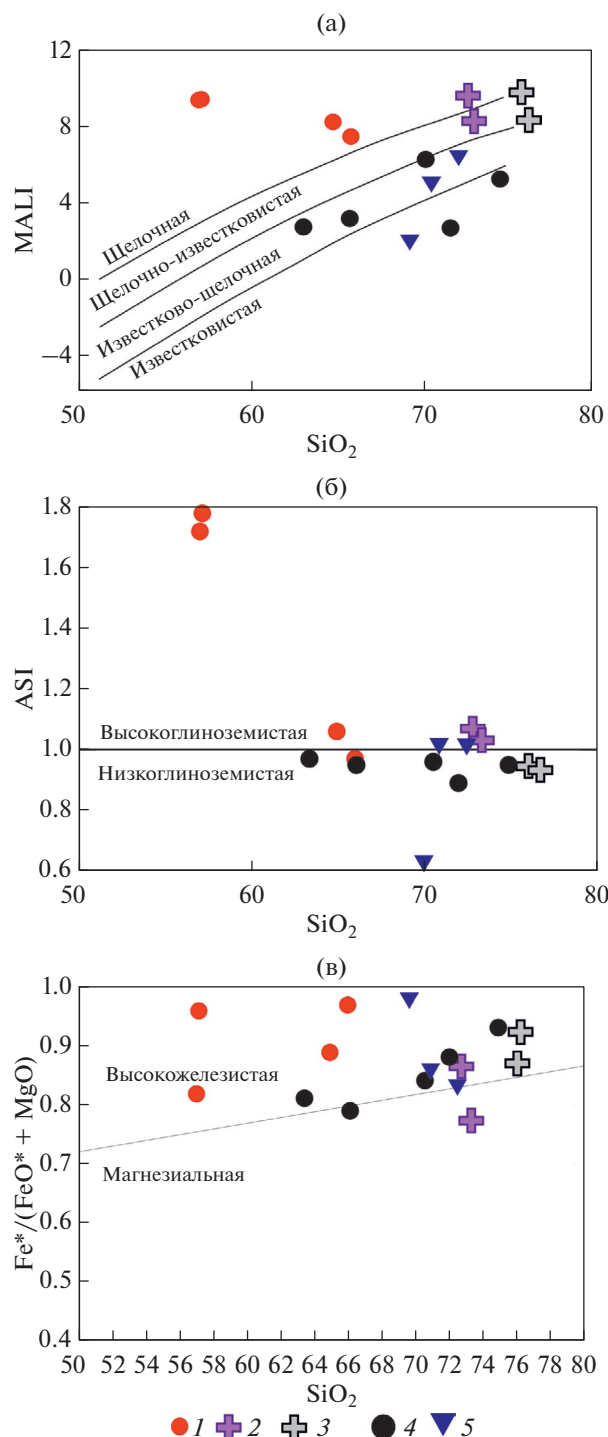


Рис. 11. Петрохимические диаграммы для позднепротерозойских пород среднего, кислого состава Северного Улутау (по данным [24]).

(а) – SiO_2 – MALI ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$); (б) – SiO_2 – ASI ($\text{Al}/(\text{Ca} - 1.67\text{P} + \text{Na} + \text{K})$); (в) – SiO_2 – $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$.

1–3 – породы междуречья Ащи-Тасты – Жаксы-Коянды: 1 – эффузивы вулканогенного комплекса, 2 – гранитоиды Соуткальского массива, 3 – гранитоиды Акжарского массива; 4–5 – горы Жаксы-Арганаты: 4 – эффузивы дифференцированного комплекса, 5 – эффузивы бимодального комплекса

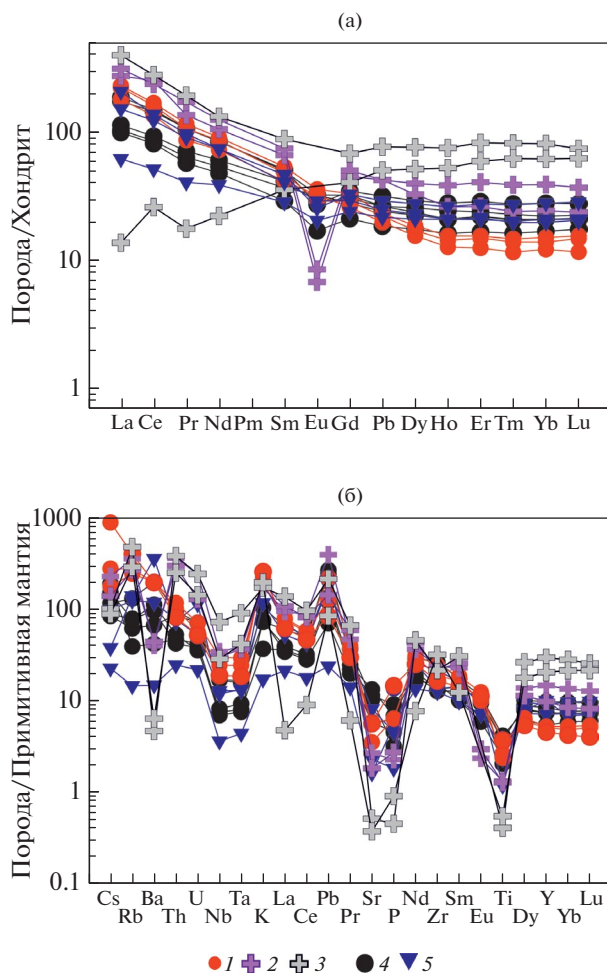


Рис. 12. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в породах среднего, кислого состава, нормированные на состав: (а) хондрита (по [37]) и (б) примитивной мантии (по [37]).

1–3 – междуречье Ащи-Тасты – Жаксы-Коянды: 1 – эффузивы вулканогенного комплекса, 2 – гранитоиды Соуткальского массива, 3 – гранитоиды Акжарского массива; 4–5 – эффузивы комплексов (горы Жаксы-Арганаты): 4 – дифференцированного, 5 – бимодального

вариациями глиноземистости ($\text{ASI} = 1.78\text{--}0.97$) (рис. 11).

Для пород характерно обогащение Cs, Rb, Ba, U, Th, Zr, Y и дифференцированный спектр распределения РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 13.5\text{--}14.6$) и слабая Eu-аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.78\text{--}0.83$) (рис. 12).

Кианитовые кварциты, залегающие согласно с эффузивами, обладают низкими концентрациями всех петрогенных оксидов, за исключением SiO_2 (79.10–85.69 мас. %) и Al_2O_3 (12.06–16.59 мас. %) (см. табл. 4), высокие значения индексов химического выветривания ($\text{CIA} = 99\text{--}92$) и аргиллитизации ($\text{AAAI} = 92\text{--}96$), а также обеднение пород LILE (Cs, Rb, Ba, Sr) указывают на метасоматическое

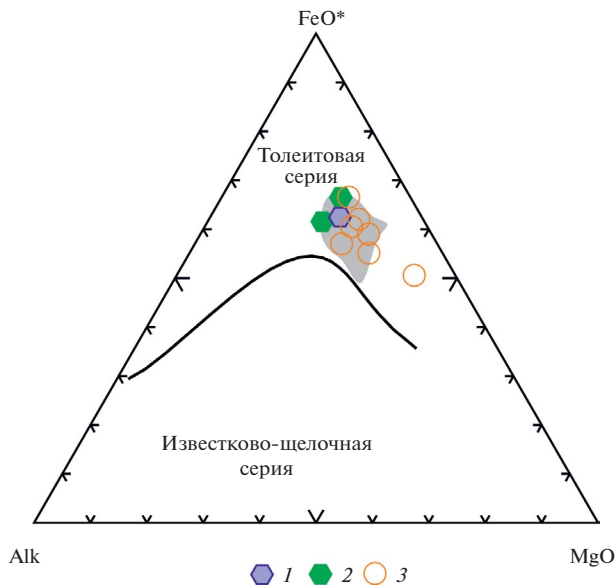


Рис. 13. Диаграмма AFM для пород основного состава, (по [26]).

Обозначено: $\text{FeO}^* = 0.9\text{FeO} + \text{F}_2\text{O}_3$; эффузивы (область серого цвета) основного состава боздакской и карсакапской серий, (по [2, 9, 11]).

1 – эффузивы основного состава вулканогенно-осадочного комплекса участка междуречья Ащи-Тасты – Жаксы-Коянды; 2 – эффузивы основного состава бимодального комплекса участка гор Жаксы-Арганаты; 3 – амфиболиты бектурганской и баладжездинской серий, (по [8])

образование кианитовых кварцитов (аргиллизиты) в равновесии с кислыми (pH 5–2) растворами [22, 33].

Соотношения в кварцитах Zr, Ti, Nb, Y, инертных при данных pH, позволяют рассматривать в качестве протолита – породы трахитового состава [40]

Эффузивы вулканогенно-осадочного комплекса представлены базальтами (SiO_2 – 47.7 мас. %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – 3.42 мас. %) толеитовой серии (см. табл. 4, рис. 10, рис. 13).

Породы обладают дифференцированным спектром распределения с незначительным обогащением легкими РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 3.2$) и обеднением тяжелыми РЗЭ ($(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.9$) и отсутствием Eu-ой аномалии ($(\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.99)$). Для базальтов характерно обогащение Cs, Rb, Ba, на фоне отсутствия обеднения Nb, Ta (рис. 14).

Гранитоиды Соукталяского массива близки к субщелочным и щелочным гранитам (SiO_2 (72.78–73.70 мас. %) и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (8.78–9.64 мас. %) (см. табл. 4), принадлежат щелочной и щелочно-известковой сериям ($\text{MALI} = 8.11$ –9.48), характеризуются умеренной глиноземистостью ($\text{ASI} = 1.04$ –1.06) и железистостью ($(\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})) = 0.77$ –0.87) (см. рис. 11).

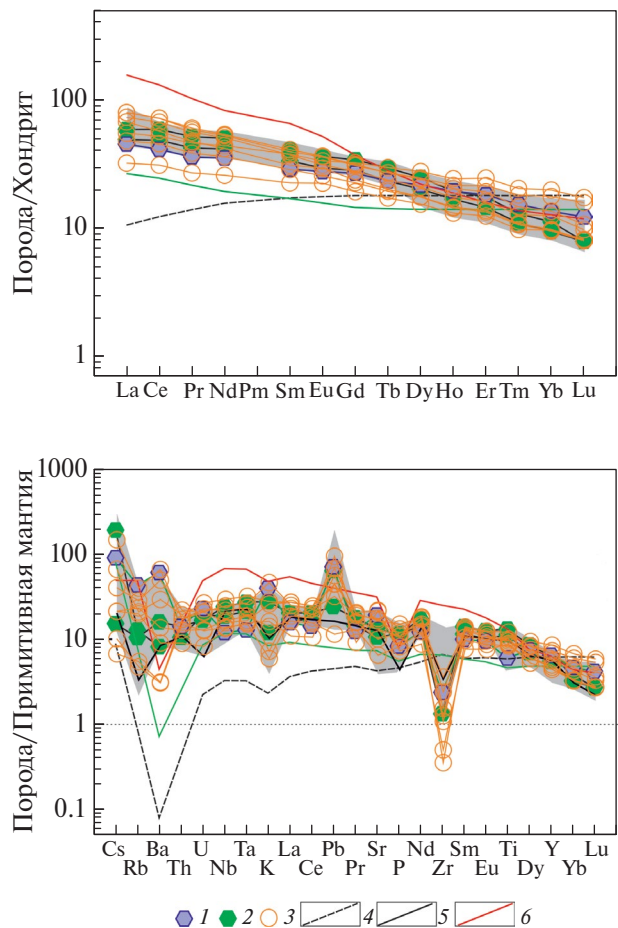


Рис. 14. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в породах основного состава, нормированные на состав: (а) хондрита (по [37]) и (б) примитивной мантии (по [37]).

Обозначены (область серого цвета) эффузивы основного состава боздакской и карсакапской серий, (по [2, 9, 11]).

1–2 – эффузивы основного состава: 1 – вулканогенно-осадочного комплекса участка междуречья Ащи-Тасты – Жаксы-Коянды, 2 – бимодального комплекса участка гор Жаксы-Арганаты; 3 – амфиболиты бектурганской и баладжездинской серий, (по [8]); 4–6 – базальты: 4 – N-Morb, (по [37]), 5 – E-Morb, (по [37]), 6 – OIB, (по [37])

Граниты обладают дифференцированным спектром распределения РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n$ 6.55–11.92) и проявленной Eu-ой аномалией ($(\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.11$ –0.13). На фоне обогащения большинством несовместимых элементов, характерно обеднение Sr, P, Ti (см. рис. 12).

Гранитоиды Акжарского массива отличаются более высокими содержаниями SiO_2 и близки к аляскитам (SiO_2 – 76.03–76.45 мас. %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – 8.98–9.8 мас. %) щелочно-известковой серии ($\text{MALI} = 8.38$ –9.68) (см. табл. 4); характеризуются умеренной глиноземистостью

Таблица 5. Содержание окислов (мас. %) и элементов (г/т) в эффузивных породах гор Жаксы-Арганаты

Окислы (мас. %)	Образец									
	U1811	U1812	U1832	U1833	U1829	U1813	U1814	U1816	U1834	U1835
	дифференцированный комплекс					бимодальный комплекс				
	эффузивы									
SiO ₂	70.40	74.75	63.25	71.85	65.96	48.68	70.74	69.47	46.58	72.33
TiO ₂	0.54	0.53	0.91	0.45	0.80	2.43	0.68	0.26	2.84	0.51
Al ₂ O ₃	13.95	11.45	14.66	12.6	14.37	11.06	12.43	10.88	13.10	13.03
Fe ₂ O ₃	2.82	2.93	5.00	3.50	4.51	9.53	4.38	1.22	12.03	2.05
FeO	0.71	0.70	1.39	0.46	1.22	7.76	1.73	0.12	6.28	1.51
MnO	0.12	0.07	0.19	0.16	0.15	0.25	0.13	0.16	0.22	0.09
MgO	0.78	0.62	1.42	0.47	1.41	5.20	1.10	0.11	5.65	0.67
CaO	1.75	1.33	3.21	3.08	3.16	9.45	1.17	5.81	5.19	1.20
K ₂ O	3.15	2.27	1.12	2.20	2.20	0.36	0.52	5.87	0.83	3.53
Na ₂ O	4.94	4.43	5.07	3.81	4.36	2.67	5.86	2.27	4.2	4.21
P ₂ O ₅	0.14	0.10	0.20	0.07	0.15	0.25	0.12	0.04	0.24	0.10
п.п.п.	0.62	0.76	1.88	1.30	1.56	1.50	0.95	3.78	2.14	0.60
Сумма	99.92	99.92	98.3	99.94	99.86	99.14	99.81	99.98	99.3	99.83
FeO*	3.25	3.34	5.89	3.61	5.28	16.34	5.67	1.22	17.11	3.36
ASI	0.96	0.95	0.97	0.89	0.95	0.51	1.02	0.53	0.77	1.02
MALI	6.34	5.37	2.98	2.93	3.40	-6.42	5.21	2.33	-0.16	6.53
FeO*/FeO* + MgO	0.84	0.93	0.81	0.88	0.79	0.55	0.86	0.98	0.75	0.83
Элементы (г/т)	U1811	U1812	U1832	U1833	U1829	U1813	U1814	U1816	U1834	U1835
Sc	8.10	8.90	15.40	8.20	15.50	31.50	15.10	7.60	37.60	12.20
V	31.30	42.40	77.50	38.70	83.00	339.00	75.00	12.70	390.00	32.30
Cr	14.60	20.10	9.60	4.70	14.10	62.40	12.00	22.70	54.80	15.00
Co	3.30	4.50	7.60	2.30	7.70	43.50	7.30	2.70	53.00	3.40
Ni	11.30	12.90	5.30	3.20	10.20	60.10	9.10	28.00	61.90	11.10
Cu	7.40	10.90	5.10	2.80	17.80	141.00	3.40	7.10	54.40	10.80
Zn	113.00	41.00	112.00	74.00	70.90	118.00	56.60	979.00	140.00	46.30
Ga	14.40	11.40	18.90	19.70	17.80	22.60	15.20	5.50	24.90	17.30
Rb	83.20	50.20	25.00	39.30	49.30	8.10	9.30	88.30	6.60	79.20
Sr	118.00	124.00	243.00	219.00	283.00	223.00	34.50	49.10	283.00	173.00
Y	33.70	25.00	34.10	44.80	38.30	24.90	32.60	46.00	29.00	42.10
Zr	301.00	173.00	144.00	298.00	149.00	14.90	141.00	154.00	14.90	242.00
Nb	12.30	5.00	5.40	12.10	5.90	13.30	2.60	8.50	17.10	9.20
Cs	0.92	0.70	1.50	0.67	1.20	1.50	0.18	0.30	0.12	0.78
Ba	1397.00	669.00	293.00	470.00	786.00	56.80	104.00	2485.00	111.00	829.00
La	44.60	23.70	24.80	41.50	27.10	11.60	14.80	49.30	13.90	36.20
Ce	92.00	50.30	52.60	89.30	57.30	29.60	31.80	84.60	36.00	75.90
Pr	10.20	5.50	6.10	10.20	6.80	4.00	3.90	9.30	4.90	8.70
Nd	40.00	22.60	25.40	39.60	28.50	19.30	18.30	34.90	23.40	34.80
Sm	7.70	4.50	5.70	7.90	6.40	5.10	4.40	6.30	6.20	7.20
Eu	1.90	1.00	1.90	1.60	1.70	1.70	1.20	1.70	2.10	1.50
Gd	6.70	4.40	5.80	7.20	6.30	5.80	5.00	6.10	7.00	6.80
Tb	1.00	0.70	0.91	1.20	1.00	0.87	0.82	0.94	1.10	1.10
Dy	6.10	4.50	5.80	7.50	6.60	5.10	5.40	5.90	6.30	7.10
Ho	1.20	0.93	1.20	1.60	1.40	0.95	1.20	1.20	1.10	1.50
Er	3.70	2.80	3.70	4.80	4.00	2.40	3.50	3.60	2.90	4.60

Таблица 5. Окончание

Окислы (мас. %)	Образец									
	U1811	U1812	U1832	U1833	U1829	U1813	U1814	U1816	U1834	U1835
	дифференцированный комплекс					бимодальный комплекс				
	эффузивы									
Tm	0.53	0.42	0.54	0.71	0.59	0.28	0.52	0.51	0.33	0.70
Yb	3.60	2.90	3.60	4.80	3.80	1.60	3.60	3.40	1.90	4.80
Lu	0.54	0.45	0.55	0.71	0.58	0.20	0.54	0.53	0.20	0.73
Hf	7.20	4.40	3.60	7.30	4.00	0.77	3.80	3.80	0.64	6.30
Ta	0.68	0.31	0.33	0.64	0.38	0.86	0.18	0.55	1.10	0.53
Pb	19.00	5.00	8.60	17.30	9.50	4.50	1.70	13.30	1.70	12.90
Th	8.20	3.60	4.00	7.40	4.50	0.89	2.10	6.20	1.20	6.60
U	1.50	0.80	0.89	1.50	0.75	0.40	0.46	2.40	0.35	1.10
(Gd/Yb) _n	1.50	1.23	1.30	1.21	1.34	2.93	1.12	1.45	2.98	1.14
(La/Yb) _n	8.36	5.52	4.65	5.84	4.81	4.89	2.77	9.79	4.94	5.09
Eu/Eu*	0.81	0.69	1.01	0.65	0.82	0.96	0.78	0.84	0.97	0.66

Примечание. $\text{FeO}^* = 0.9 \times \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$; ASI – $(\text{Al}/(\text{Ca} - 1.67\text{P} + \text{Na} + \text{K}))$; MALI – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$.

Таблица 6. Результаты Sm–Nd изотопного исследования позднедокембрийских эффузивов Северного Улутау

Образец	Порода	Возраст (млн лет)	Sm (г/г)	Nd (г/г)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	t_{NdDM}
U-1816	риодацит	800	7.00	33.12	0.1287	0.511949 ± 8	–6.5	2149
U-1832	андезидацит	800	4.86	24.63	0.1202	0.512368 ± 8	2.6	1276
U-1835	риолит	800	6.92	33.56	0.1256	0.512134 ± 5	–2.6	1756

Примечание. Величины $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ рассчитаны на возраст 800 млн лет.

(ASI – 0.93–0.95) и железистостью ($(\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - 0.87-0.92)$ (см. рис. 11).

Породы демонстрируют широкие вариации в спектрах распределения РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n - 0.26-4.58$). В сравнении с гранитоидами Соукталяского массива больше проявлено обеднение Ba, Sr, P, Ti (см. рис. 12).

Магматические породы гор Жаксы-Арганаты

Породы дифференцированного комплекса представлены эффузивами андезидацитового, дацитового и риолитового состава ($\text{SiO}_2 - 63.2-74.7$ мас. %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - 6-8.1$ мас. %) известково-щелочной и известковистой серий (MALI – 2.93–6.34) (табл. 5, см. рис. 10); характеризуются умеренной железистостью ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - 0.78-0.93$) и глиноземистостью (ASI – 0.89–0.96) (см. рис. 11).

Вулканыты обладают в различной степени дифференцированными спектрами распределения РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n - 4.64-8.36$) и Eu-аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* - 0.64-1.01$), они обогащены Cs, Rb, Ba, Th, U на фоне обеднения Nb, Ta, Sr, P и Ti (см. рис. 12). Эффузивы дифференцированного комплекса характеризуются положительными значениями

$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ (+2.6) и значениями модельного возраста ($t_{\text{NdDM}} = \sim 1.27$ млрд лет) (табл. 6).

Кислые эффузивы бимодального комплекса представлены риолитами ($\text{SiO}_2 - 69.47-72.33$ мас. %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - 5.03-7.74$ мас. %), принадлежащими к известково-щелочной и известковистой сериям (MALI – 2.33–6.53) (см. табл. 5, рис. 10); характеризуются широкими вариациями железистости ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - 0.83-0.98$) и глиноземистости (ASI – 0.77–1.02) (см. рис. 11).

Породы в разной степени обогащены легкими РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n - 2.77-6.53$) и обладают отрицательной Eu-ой аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* - 0.65-0.83$). На мультиэлементных диаграммах проявлено в различное обогащение Cs, Rb, Ba, Th, U на фоне обеднения Nb, Ta, Sr, P и Ti (см. рис. 12).

Риолиты бимодального комплекса характеризуются отрицательными значениями $\varepsilon_{\text{Nd}}(-2.6-6.5)$ и значениями модельного возраста ($t_{\text{NdDM}} = \sim 1.75-2.15$ млрд лет) (см. табл. 6).

Эффузивы основного состава бимодального комплекса представлены базальтами ($\text{SiO}_2 - 46.6-48.7$ мас. %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - 3.02-5.03$ мас. %) толеитовой серии (см. табл. 5, см. рис. 10, см. рис. 13).

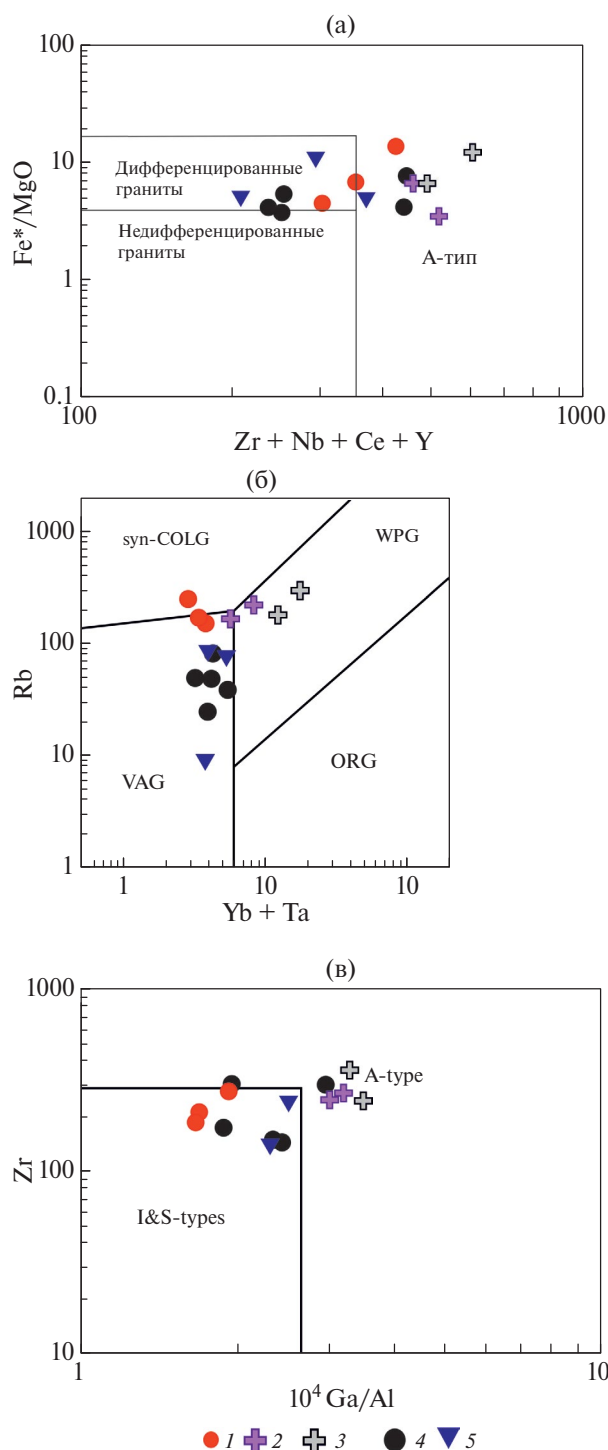


Рис. 15. Тектоно-магматические дискриминационные диаграммы для пород среднего, кислого Северного Улутау.

(а) – FeO^*/MgO – $Zr + Nb + Ce + Y$, (по [38]); (б) – Rb – $Yb + Ta$, (по [34]); (в) – Zr – $10^4 Ga/Al$, (по [38]). 1–3 – междуречье Ащи-Тасты – Жаксы-Коянды: 1 – эффузивы вулканогенного комплекса, 2 – гранитоиды Соуткальского массива, 3 – гранитоиды Акжарского массива; 4–5 – горы Жаксы-Арганаты: 4–5 – эффузивы комплексов: 4 – дифференцированного, 5 – бимодального

Породы обладают дифференцированным спектром распределения с обогащением легкими РЗЭ ($(La/Yb)_n = 4.89–4.93$) и обеднением тяжелыми РЗЭ ($(Gd/Yb)_n = 2.92–2.97$), отсутствием Eu-аномалии ($(Eu/Eu^*) = 0.95–0.97$). Для базальтов характерно обогащение всеми несовместимыми элементами, за исключением Zr, Y и тяжелых РЗЭ (рис. 14).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные геологические, геохронологические и изотопно-геохимические исследования докембрийских комплексов Северном Улутау позволили выделить две неопротерозойские ассоциации:

- среднетонийская (~835–800 млн лет), в состав которой входят кислые вулканогенно-осадочные толщи и гранитоиды;
- позднегонийская (~760–735 млн лет), представленная дифференцированными и базальтовыми вулканогенными, туфогенно-терригенными и осадочными толщами.

Обстановки формирования и источники неопротерозойских комплексов Северного Улутау

В строении среднетонийской ассоциации преобладающими являются кислые эффузивы, а также гранитоиды Соуткальского и Акжарского массивов, которые обладают близкими особенностями химического состава, характерными для гранитов А-типа. Это выражается в их принадлежности к щелочной и щелочно-известковой сериям, умеренной глиноземистости и железистости (см. рис. 11).

По соотношениям FeO^*/MgO к $Zr + Nb + Ce + Y$, а также Zr к $10^4 Ga/Al$ они также могут быть отнесены к гранитоидам А-типа, что подтверждается обогащением пород U, Th, Zr, Y и незначительным обеднением Nb, Ta на фоне резкого обеднения Ba, Sr, P, Eu, Ti [39] (см. рис. 12, рис. 15).

Расчетные температуры насыщения родональных для эффузивов и гранитов расплавов цирконием (T_{Zr} среднее 819°C (~эффузивы) и 830°C (~гранитоиды Акжарского и Соуткальского массивов)) указывают на высокотемпературный режим их образования, что является характерной чертой А-гранитов железистого типа, при этом соотношения $Rb - Y + Nb$ предполагают формирование расплавов в обстановке внутриплитного растяжения [32, 34, 38] (см. рис. 15).

Дифференцированные эффузивы позднегонийской ассоциации характеризуются пониженной щелочностью и принадлежат умеренно железистой и глиноземистой сериям, что на фоне обеднения

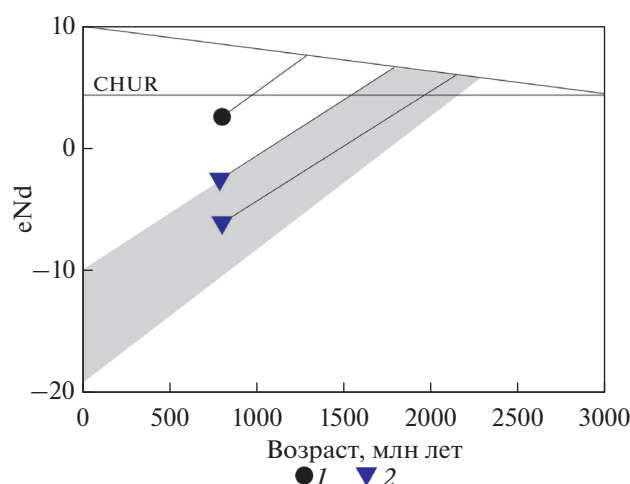


Рис. 16. Диаграмма эволюции изотопного состава Nd кислых эффузивов гор Жаксы-Арганты.

Показано: линия эволюции деплетированной мантии (наклонная линия), (по [21]); поле (серое) изотопной эволюции кислых ортопород бектурганской и баладжездинской серий [8].

Обозначено: CHUR — однородный хондритовый резервуар, (по [28]).

1 — эффузивы дифференцированного, 2 — эффузивы бимодального

Nb, Ta, Ti указывает на их надсубдукционное происхождение. Это подтверждается и расположением фигуративных точек их составов на тектоно-магматических дискриминантных диаграммах в областях гранитоидов островных дуг, активных континентальных окраин, а также гранитов I-типа (см. рис. 15). Изотопные составы Nd андезитов ($\epsilon\text{Nd} +2.6$; $t\text{Nd}(\text{DM}) = \sim 1.27$ млрд лет) свидетельствуют о вероятном об участии в их формировании как ювенильного, так и более древнего корового источников (рис. 16).

Занимающие более высокое положение в структуре докембрийских образований Северного Улутау вулканогенно-осадочный (междуречье Ащи-Тасты—Жаксы-Коянды) и бимодальный (горы Жаксы-Арганаты) комплексы, с несогласием перекрывают как внутриплитные, так и надсубдукционные вулканогенные толщи.

В строении этих комплексов преобладают толеитовые базальты с геохимическими характеристиками базальтов типа E-MORB—OIB, о чем свидетельствуют высокие содержания РЗЭ на фоне обеднения тяжелыми РЗЭ ($(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.9\text{--}2.97$), что позволяет относить эти базальты к внутриплитным (см. рис. 14).

Риолиты бимодального комплекса отличаются повышенной известковистостью и широкими вариациями железистости (см. рис. 11).

Обеднение эффузивов Nb, Ta, Ti, а также положение фигуративных точек их составов на дискриминантных диаграммах может указывать на субдукционное происхождение этих пород (см. рис. 14).

Однако изотопные составы Nd риолитов ($\epsilon\text{Nd}(t) -2.6\text{--}-6.5$; $t\text{Nd}(\text{DM}) = \sim 1.75\text{--}2.15$ млрд лет) и тесная ассоциация с обогащенными толеитовыми базальтами позволяют рассматривать кислые эффузивы как продукты плавления раннедокембрийской континентальной коры во внутриплитных обстановках.

Таким образом, формирование неопротерозойских комплексов Северного Улутау происходило в разных геодинамических обстановках. Образование среднетонийских ($\sim 835\text{--}800$ млн лет) кислых эффузивов и гранитоидов А-типа было связано с этапом внутрисубдукционного магматизма. Позднетонийский (~ 760 млн лет) дифференцированный комплекс формировался в надсубдукционной обстановке, которая в дальнейшем (~ 735 млн лет) вновь сменилась внутриплитной обстановкой.

Корреляция довендских комплексов Северного и Южного Улутау

Полученные данные о возрастах и обстановках формирования комплексов Северного Улутау позволяют провести их надежную корреляцию с одновозрастными образованиями южной части Улутауского террейна, выявить общие черты и различия.

В Южном Улутау формирование среднетонийских магматических комплексов Майтубинской зоны связано с процессами рифтогенеза в тыловой области активной континентальной окраины и образованием двух риолит-гранитных ассоциаций с возрастными ~ 830 млн лет (Дюсембайская) и $\sim 800\text{--}790$ млн лет (Актасская) [10] (рис. 17).

В Северном Улутау (междуречье Ащи-Тасты — Жаксы-Коянды) выявлены близкие по возрасту толщи анорогенных кислых эффузивов и гранитоиды Соуктаьского и Акжарского массивов, также связанные с двумя эпизодами среднетонийского ($\sim 835\text{--}825$ и ~ 800 млн лет) внутриплитного магматизма (см. рис. 17).

В Карсакпайской зоне Южного Улутау распространены дифференцированные вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщ (аралбайская и белеутинская серии), формирование которых связано с двумя этапами (~ 760 млн лет и $\sim 840\text{--}820$ млн лет) надсубдукционного магматизма в пределах энсиалической островной дуги [11] (см. рис. 17).

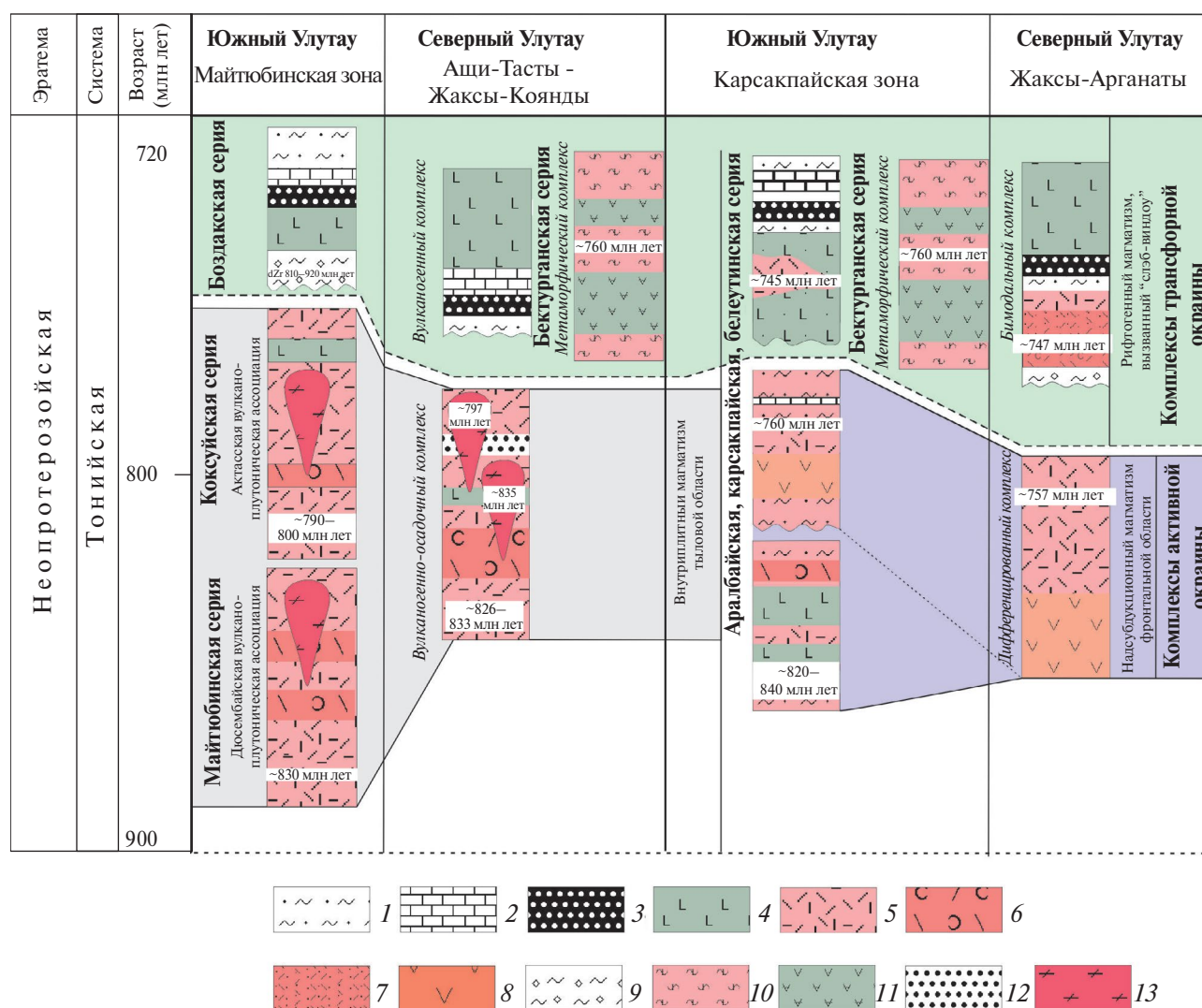


Рис. 17. Схема корреляции докембрийских стратифицированных и плутонических комплексов различных зон Южного и Северного Улутау.

1 — кварц-серицитовые сланцы; 2 — мраморизованные известняки; 3 — железистые сланцы и кварциты; 4 — эпидот-хлоритовые сланцы, рассланцованные туфы, эффузивы основного состава; 5 — эффузивы кислого состава; 6 — туфы, туфоконгломераты кислого состава; 7 — туфопесчаники, туфоалевролиты кислого состава; 8 — эффузивы среднего состава; 9 — конгломераты; 10 — пара- и ортогнейсы; 11 — амфиболиты и амфиболовые сланцы; 12 — кварциты, кварцито-сланцы; 13 — массивы рассланцованных гранитоидов

В Северном Улутау стратиграфическим и формационным аналогом более молодых тощ является дифференцированный вулканогенный комплекс гор Жаксы-Араганаты верхнего тония (~760 млн лет) (см. рис. 17).

Характерным элементом строения докембрийских комплексов Южного Улутау являются вулканогенно-осадочные железорудные последовательности. В Майтюбинской зоне они представлены породами боздакской серии, колдыбайшокинской и тумурзинской свит. Боздакская серия с мощной пачкой (до 300 м) конгломератов в основании перекрывает анорогенные вулканоплутонические ассо-

циации. Верх по разрезу грубообломочные породы сменяются эффузивами основного состава, филлитовидными сланцами с горизонтами железистых кварцитов и мраморизованных известняков.

Изучение обломочного циркона из цемента конгломератов боздакской свиты показало, что их накопление началось не ранее 800 млн лет в основном за счет эрозии раннепротерозойских вулканоплутонических ассоциаций, а также комплексов палеопротерозойского и неархейского возраста [2, 11]. В Карсакпайской зоне наиболее распространена железорудная вулканогенно-осадочная карсакпайская серия, в разрезе которой,

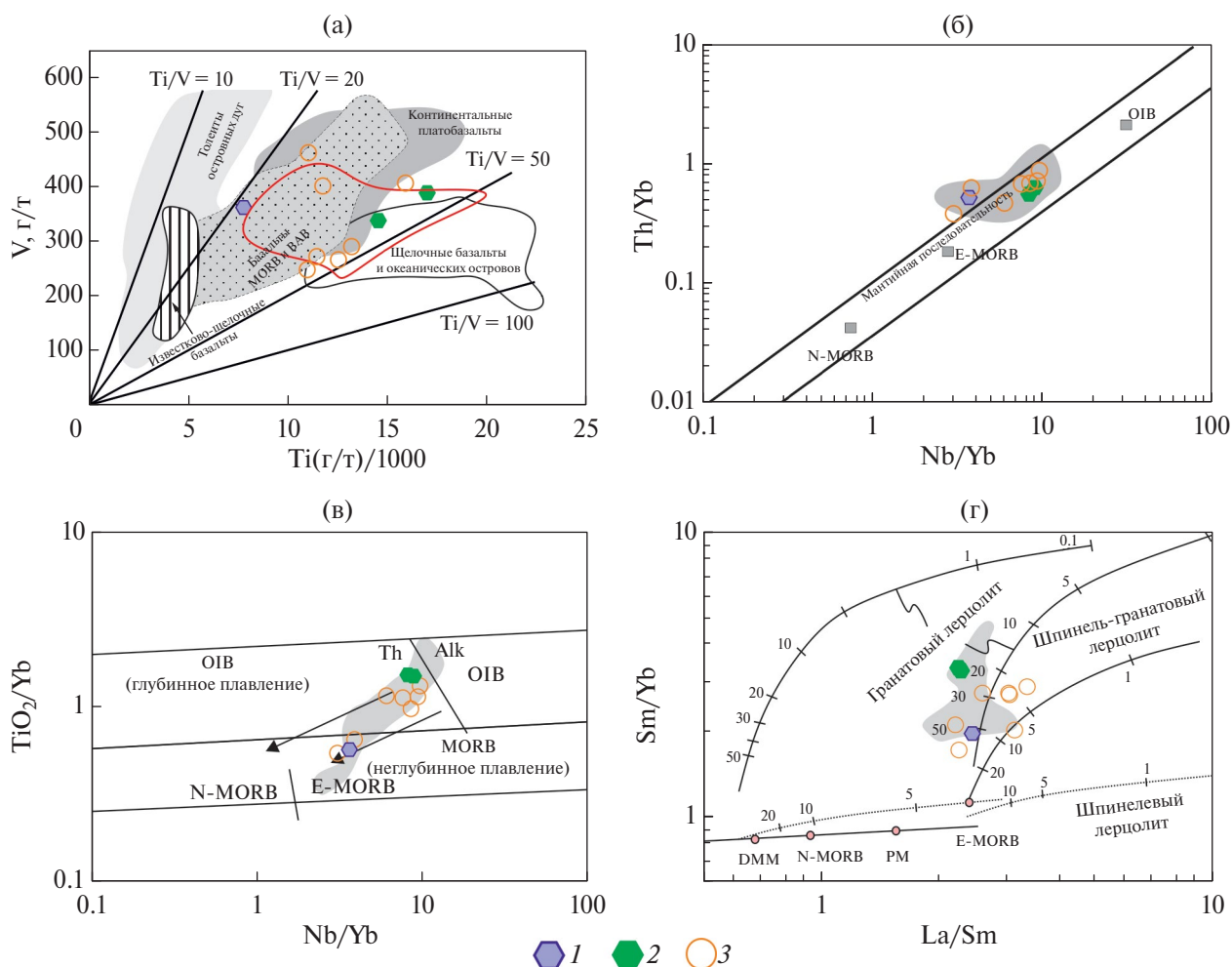


Рис. 18. Тектоно-магматические дискриминационные диаграммы для пород основного состава.

(а) – V–Ti/1000, (по [36]); (б) – Th/Yb–Nb/Yb, (по [35]); (в) – TiO₂/Yb–Nb/Yb, (по [35]); (г) – Sm/Yb–La/Sm, (по [17]).

Область серого цвета – эффузивы основного состава боздакской и карсакапайской серий, (по [2, 9, 11]).

1–2 – эффузивы основного состава: 1 – вулканогенно-осадочного комплекса участка междуречья Ащи-Тасты – Жаксы-Коянды, 2 – бимодального комплекса участка гор Жаксы-Арганаты; 3 – амфиболиты бектурганской и баладжездинской серий, (по [8])

наряду с основными эффузивами, присутствуют пачки туфов кислого и средне-кислого состава с оценками возраста ~745 млн лет [9] (см. рис. 17).

Аналогом данных железорудных толщ в Северном Улутау является ассоциация эффузивов основного и кислого составов и железистых кварцитов верхнего тония (~747 млн лет), участвующая в строении вулканогенно-осадочного (участок междуречья Ащи-Тасты – Жаксы-Коянды) и бимодального (участок гор Жаксы-Арганаты) комплексов (см. рис. 17).

Таким образом, образование вулканогенно-осадочных железорудных комплексов как Южного, так и Северного Улутау происходило во второй половине тонийского периода, а основной максимум магматической активности (~747–745 млн

лет) может быть связан с рифтогенными процессами как в тыловой, так и фронтальной областях активной континентальной окраины.

Как в Южном, так в Северном Улутау наиболее низкое положение в структуре занимают метаморфические толщи, сложенные амфиболитами, ортопарагнейсами и сланцами (баладжездинская и бектурганская серии) [14]. Дометаморфические протолиты обеих серий представлены вулканогенными, туфогенными и осадочными породами. При этом эффузивы и туфогенные породы могут быть отнесены к риолит-базальтовой вулканогенно-обломочной ассоциации, основной объем которой был сформирован ~760 млн лет назад [8].

Эти данные указывают, что формирование дометаморфических протолитов баладжездинской

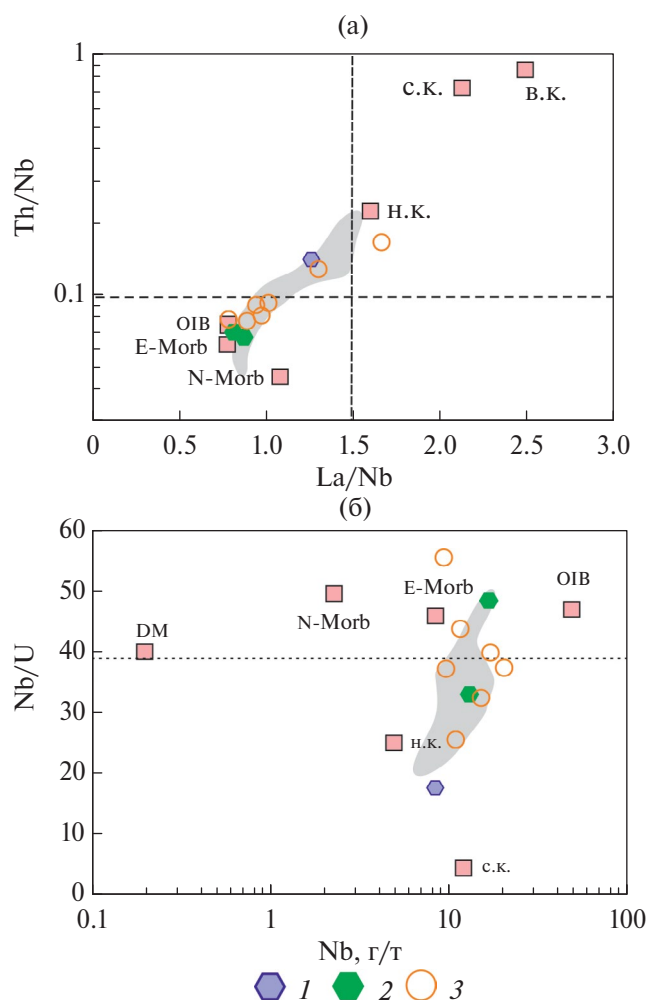


Рис. 19. Диаграммы для пород основного состава. (а) — Th/Nb — La/Nb, (по [27]); (б) — Nb/U — Nb, (по [27]).

Показано: н.к. — нижняя кора, с.к. — средняя кора, в.к. — верхняя кора.

Область серого цвета — эффузивы основного состава боздакской и карсакпайской серий, (по [2, 9, 11]).

1–2 — эффузивы основного состава: 1 — вулканогенно-осадочного комплекса участка междуречье Ащи-Тасты — Жаксы-Коянды, 2 — бимодального комплекса участка гор Жаксы-Арганаты; 3 — амфиболиты бектурганской и баладжездинской серий, (по [8])

и бектурганской серий и, залегающих структурно выше слабометаморфизованных вулканогенно-осадочных железорудных серий Северного и Южного Улутау происходило в позднетонийское время и может быть связано с рифтогенными процессами.

Образование расплавов этих комплексов во внутриплитной обстановке подчеркивается и геохимическими особенностями пород. Амфиболиты бектурганской и баладжездинской серий, как и их неметаморфизованные аналоги — базальты

железорудных толщ, принадлежат толеитовой серии. Отношение Ti/V позволяют относить их к внутриплитным базальтам (рис. 18).

Низкие Th/Nb и высокие Nb/U свидетельствуют о незначительной контаминации веществом нижней континентальной коры, что позволяет рассматривать их геохимические особенности, как отражение состава мантийного источника (рис. 19).

Дифференцированный спектр распределения РЗЭ на фоне обеднения тяжелыми РЗЭ ((Gd/Yb) = 1.9–2.9) позволяет предполагать образование расплавов при плавлении гранатсодержащего обогащенного источника мантийного источника. Наше предположение подтверждают значения ΔNb ((1.74 + log(Nb/Y) – 1.92 log(Zr/Y)) в базальтах (1.3–1.8) и амфиболитах (1.2–2.4) [23].

Положение фигуративных точек составов пород на диаграмме Th/Yb — Nb/Yb в области между базальтами E-MORB и OIB и вариации отношений Sm/Yb и La/Sm могут указывать на различия в степенях частичного плавления обогащенного мантийного субстрата (гранатовых и гранат-шпинелевых лерцолитов) [17, 35] (см. рис. 18).

С этим, вероятно, связано расположение фигуративных точек составов на диаграмме TiO₂/Yb–Nb/Yb в виде тренда, характеризующего смену источников и глубину образования расплавов [35] (см. рис. 18).

Ортогнейсы бектурганской и баладжездинской серий, как и анорогенные риолиты и граниты, обладают петро-геохимическими характеристиками гранитоидов А-типа; изотопные составы Nd свидетельствуют о ведущей роли в их образовании пород палеопротерозойской континентальной коры [8] (см. рис. 16).

Эволюция Улутауского террейна в позднем докембрии

Изучение докембрийских комплексов Северного и Южного Улутау показало, что их формирование можно связать с разными этапами эволюции активной континентальной окраины на протяжении второй половины (~830–745 млн лет) тонийского периода неопротерозоя.

В течение первого этапа во фронтальной области активной окраины в пределах энсиалической островной дуги, происходило образование дифференцированных вулканогенно-осадочных толщ, связанных в два эпизода надсубдукционного магматизма ~760 млн лет и ~840–820 млн лет. В тыловой области этой окраины в обстановках

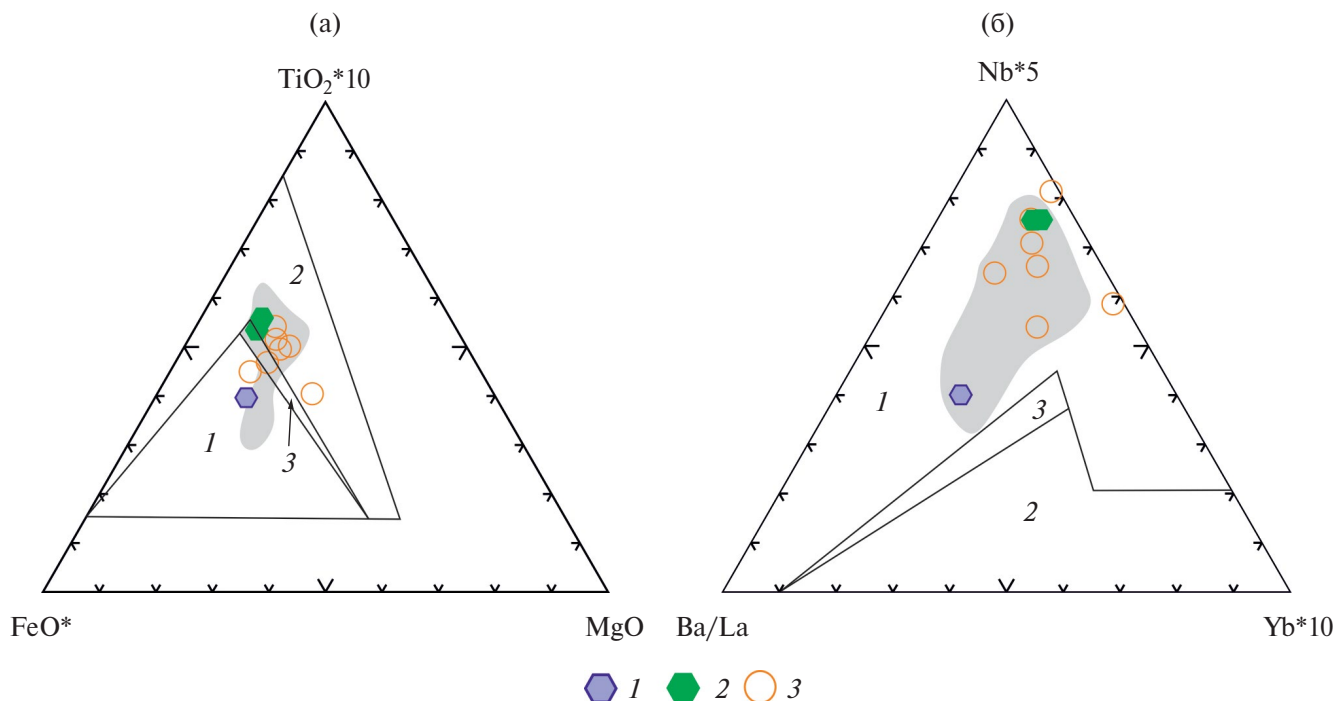


Рис. 20. Тектоно-магматические дискриминационные диаграммы для пород основного состава.

(а) — $\text{FeO}^*-\text{TiO}_2-\text{MgO}$; (б) — $\text{Ba/La}-\text{Nb}^*5-\text{Yb}^*10$, (по [25]).

Показано: 1 — поле магматических пород трансформных окраин, 2 — поле магматических пород конвергентных окраин, 3 — область перекрытия.

Область серого цвета — эффузивы основного состава боздакской и карсакапайской серий, ([2, 9, 11]).

1–2 — эффузивы основного состава: 1 — вулканогенно-осадочного комплекса участка междуречья Аши-Тасты — Жаксы-Коянды, 2 — бимодального комплекса участка гор Жаксы-Арганаты; 3 — амфиболиты бектурганской и ба-ладжесдинской серий, (по [8])

растяжения формировались вулканогенно-осадочные толщи кислого состава и комагматичные им гранитоиды, связанных с двумя эпизодами внутриплитного магматизма ~830 и ~800–790 млн лет.

Второй этап эволюции активной окраины отмечен началом накопления железорудных комплексов, которые с несогласием и конгломератами в основании перекрывают более древние как надсубдукционные, так анорогенные образования. Формирование этих комплексов происходило в рифтогенной обстановке и сопровождалось толеитовым базальтовым и бимодальным базальт-риолитовым магматизмом в интервале ~760–745 млн лет.

Смена геодинамических режимов развития активных окраин может быть связана с различными процессами. Изучение эволюции окраин Тихого океана показало, что такие изменения могут быть связаны с коллизией островной дуги с континентом, сменой направления движения океанической плиты, а также пересечением глубоководного жёлоба спрединговым хребтом или отмиранием хребта вдоль континентальной окраины.

Следствием таких процессов является превращение конвергентной границы плит в трансформную, прекращение надсубдукционного магматизма и начало формирования магматических комплексов с внутриплитными геохимическими характеристиками. Возникновение таких пород связано с появлением области без слэба (slab-window или разрыв слэба), которое провоцирует апвеллинг астеносферной мантии, при этом базитовые продукты декомпрессионного плавления имеют обогащенные характеристики типа OIB, а ассоциирующие с ними кислые разности, являются результатом мантийно-корового взаимодействия [25]. Характерной особенностью позднетонийских базальтов и амфиболитов Улутауского террейна является положение на дискриминантных диаграммах А.В. Гребенникова и А.И. Ханчука [1] фигуративных точек их составов в полях пород, образованных в условиях трансформных окраин (рис. 20).

Полученные позволяют предполагать, что позднетонийский базальтовый и бимодальный вулканизм, сопровождавший накоплением железоруд-

ных толщ, и проявленный как во фронтальной, так и в тыловой частях неопротерозойской активной окраины, может быть связан со сменой геодинамического конвергентного режима ее эволюции на трансформный. Причиной интенсивного метаморфизма внутриплитных образований фронтальной области активной окраины, приведшего к образованию амфиболит-гнейсовых комплексов бектурганской и баладждзинской серий, могли являться синсдвиговые тектонические процессы на трансформной границе континента.

Заложение новой зоны субдукции и возобновление островодужного магматизма произошло на границе криогения–эдикария [12]. Вулканогенно-осадочные комплексы этого возраста выявлены в Южном Улутау, где с несогласием перекрывают в различной степени метаморфизованные стратифицированные и плутонические образования тонийской активной континентальной окраины.

ВЫВОДЫ

1. Полученные данные позволили установить, что плутонические, вулканогенно-осадочные и осадочные комплексы Северного Улутау были сформированы во второй половине тонийского периода неопротерозоя (~835–747 млн лет) и являются аналогами стратифицированных и плутонических комплексов Южного Улутау, образование которых происходило в различных частях латерального ряда структур позднедокембрийской активной континентальной окраины.

2. Образования тыловой области активной окраины представлены в Северном Улутау комплексом кислых анорогенных эффузивов и массивами гранитоидов, формирование которых было связано с внутриплитным магматизмом в интервале ~835–800 млн лет.

3. Образования фронтальной части активной окраины представлены в Северном Улутау дифференцированным вулканогенным комплексом, формирование которого было связано с этапом надсубдукционного магматизма ~760 млн лет.

4. Во второй половине тонийского периода (~747–745 млн лет) как в тыловой, так и фронтальной областях активной континентальной окраины происходит формирование вулканогенно-осадочных железорудных комплексов, связанных с процессами рифтогенного магматизма, вызванного, вероятно, сменой геодинамического конвергентного режима на трансформный.

Благодарности. Авторы благодарны рецензенту А.А. Сорокину (Институт геологии и природопользования ДВО РАН (ИГиП), г. Благовещенск, Амурская обл., Россия) и анонимному рецензенту за полезные комментарии, а также редактору М.Н. Шуплецовой (Геологический институт РАН (ГИН РАН), г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работы выполнены за счет гранта Российского научного фонда, проект

№22-17-00069, в рамках выполнения государственного задания ГИН РАН, Nd изотопные исследования были выполнены в ЦКП “Изотопно-геохимических исследований” ИГХ СО РАН.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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.
2. Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Вишневская И.А., Каныгина Н.А., Николаева М.С., Шарф И.В. Неопротерозойские метавулканогенно-осадочные породы боздакской серии Южного Улутау (Центральный Казахстан): изотопно-геохимические и геохронологические данные // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 1969–1991.
3. 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 монцонитовый магматизм на юго-востоке Восточно-Европейской платформы: петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // Петрология. 2019. Т. 27. № 4. С. 357–400.
4. Докембрий и палеозой. — В кн.: Решения III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою. — Алма-Ата: ИГН, 1991. Ч. 1. 148 с.
5. Ранний докембрий Центрально-Азиатского складчатого пояса. — СПб.: Наука, 1993. 272 с.
6. Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Котов А.Б., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В., Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Федосеенко 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.
7. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Данукалов Н.К. Позднееопротерозойский возраст дифференцированных вулканогенных комплексов Улутауского массива (Центральный Казахстан): результаты U–Th–Pb (SIMS)-геохронологических исследований // ДАН. 2020. Т. 494. № 1. С. 9–13.
8. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Летникова Е.Ф., Жимулев Ф.И., Ковач В.П., Данукалов Н.К.,

- Lee H.-Y. Позднедокембрийские метаморфические комплексы Улутауского массива (Центральный Казахстан): возраст, состав и обстановки формирования протолитов // Геотектоника. 2020. № 5. С. 3–28.
9. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Данукалов Н.К., Каныгина Н.А. Неопротерозойский возраст железорудной вулканогенно-осадочной серии Улутауского террейна (Центральный Казахстан) // ДАН. 2022. Т. 502. № 2. С. 49–55.
 10. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Ковач В.П., Федоров Б.В. Позднедокембрийские риолит-гранитные вулcano-плутонические ассоциации Южного Улутау (Центральный Казахстан) // Геотектоника. 2022. № 4. С. 3–34.
 11. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Летникова Е.Ф., Журавлев А.Н., Третьякова К.А. Эволюция Улутауского террейна (Центральный Казахстан) в палеопротерозое – эдиакарии. – Мат-лы научной конференции “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)”, 17–20 окт. 2023 г., Иркутск. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2023. Вып. 21. С. 252–254.
 12. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Журавлев А.Н., Скузоватов С.Ю. Эдиакарские и кембрийские вулканогенные и осадочные комплексы Южного Улутау (Центральный Казахстан): строение, обоснование возраста и обстановки формирования // Геотектоника. 2023. № 5. С. 37–69.
 13. Трусова И.Ф., Вишневецкая И.И. Новые данные по стратиграфии Северного Улутау // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1969. № 3. С. 34–48.
 14. Филатова Л.И. Докембрий Улу-Тау. – Под ред. А.А. Богданова. М.: МГУ, 1962. 323 с.
 15. Филатова Л.И. Стратиграфия и историко-геологический (формационный) анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. – М.: Недра, 1983. 160 с.
 16. Филатова Л.И., Богатырева Н.А. О самых древних докембрийских отложениях Южного Улутау. – В сб.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. – Мат-лы конф. по геологии Центрального Казахстана. – Под ред. А.А. Богданова – М.: МГУ, 1971. Т. 10. С. 92–106.
 17. Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F., Mitchell J.G. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in Western Anatolia, Turkey // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2000. Vol. 102. P. 67–95.
 18. Alexeiev D.V., Khudoley A.K., DuFrane S.A., Glorie S., Vishnevskaya I.A., Semiletkin S.A., Letnikova E.F. Early Neoproterozoic fore-arc basin strata of the Malyi Karatau Range (South Kazakhstan): depositional ages, provenance and implications for reconstructions of Precambrian continents // Gondwana Research. 2023. Vol. 119. P. 313–340.
 19. Chiu H.-Y., Chung S.-L., Wu F.-Y., Liu D., Liang Y.-H., Lin I.-J., Iizuka Y., Xie L.-W., Wang Y., Mei-Fei Chu M.-F. Zircon U–Pb and Hf isotopic constraints from eastern Transhimalayan batholiths on the precollisional magmatic and tectonic evolution in southern Tibet // Tectonophysics. 2009. Vol. 477. P. 3–19.
 20. Degtyarev K.E., Yakubchuk A.S., Tretyakov A.A., Kotov A.B., Kovach V.P. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // Gondwana Research. 2017. Vol. 47. P. 44–75.
 21. Depaolo D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // Nature. 1981. Vol. 291. P. 193–196.
 22. Doyle M.G., Fletcher I.R., Foster J., Spencer E.T., Wilkinson J.J. Possible submarine advanced argillic alteration at the Basin Lake Prospect, Western Tasmania, Australia Nicholas // Economic Geology. 2004. Vol. 99. P. 987–1002.
 23. Fitton J.G. The OIB paradox. – In: “Plates, Plumes, and Planetary Processes”. – Ed. by G.R. Foulger, D.M. Jurdy, (Geol. Soc. Am. Bull. Spec. Pap. 2007. Vol. 430), P. 387–412.
 24. 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.
 25. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I. Pacific-type transform and convergent margins: Igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams // Int. Geol. Rev. 2021. Vol. 63. No. 5. P. 601–629.
 26. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. Vol. 8. P. 523–548.
 27. Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufert M., White W.M. Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution // Earth and Planet. Sci. 1986. Vol. 79. P. 33–45.
 28. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 67. P. 137–150.
 29. 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.
 30. 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.
 31. Li S.Z., Li X.Y., Wang G.Z., Liu Y.M., Wang Z.C., Wang T.S., Cao X.Z., Guo X.Y., Somerville I., Li Y., Zhou J., Dai L.M., Jiang S.H., Zhao H., Wang Y., Wang G., Yu S. Global Meso-Neoproterozoic plate reconstruction and formation mechanism for Precambrian basins: Constraints from three cratons in China // Earth–Sci. Rev. 2019. Vol. 198. Art. 102946. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102946>
 32. 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.
 33. Owens B.E., Pasek M.A. Kyanite quartzites in the Piedmont Province of Virginia: evidence for a possible high-sulfidation system // Economic Geology. 2007. Vol. 102. № 3. P. 495–509.

34. 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.
35. 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.
36. Shervais J.W. Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 59. P. 101–118.
37. 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.
38. Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 64. P. 295–304.
39. 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.
40. Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geology.* 1977. Vol. 20. P. 325–343.
41. Zhao J.H., Li Q.W., Liu H., Wang W. Neoproterozoic magmatism in the western and northern margins of the Yangtze Block (South China) controlled by slab subduction and subduction-transform-edge-propagator // *Earth- Sci. Rev.* 2018. Vol. 187. P. 1–18.

Neoproterozoic Volcanosedimentary and Plutonic Complexes of Northern Ulutau (Central Kazakhstan)

A. A. Tretyakov^{a, *}, A. N. Zhuravlev^a, K. E. Degtyarev^a, N. A. Kanygina^a, E. B. Salnikova^a,
A. B. Kotov^b, Yu. V. Plotkina^b, S. Yu. Skuzovatov^c, B. V. Fedorov^d

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

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

^c*Vinogradov Institute of Geochemistry of the Siberian Branch RAS, bld. 1A, Favorsky str., 664033 Irkutsk, Russia*

^d*Sergo Ordzhonikidze Russian State University for Geological Prospecting (MGRI),
bld. 23, Miklukho-Maklaya str., 117997 Moscow, Russia*

*e-mail: and8486@yandex.ru

The article presents the results of studying and substantiating the age of Late Precambrian volcanogenic sedimentary and plutonic complexes of the northern part of the Ulutau terrane (Northern Ulutau) in the west of Central Kazakhstan. The age estimates obtained (SHRIMP II, ID-TIMS, LA-ICP-MS) indicate the formation of acidic effusions and granitoids in the second half of the Tonian Neoproterozoic period ~835–747 million years ago. Geochronological and isotope-geochemical data allow us to consider these formations as analogues of stratified and plutonic complexes of Southern Ulutau, formed in various parts of the lateral series of structures of the late precambrian active continental margin.

Keywords: neoproterozoic, granites, rhyolites, basalts, U–Pb dating, subduction, active margin

УДК 551.2/3

ПОЛОЖЕНИЕ ДЖУНГАРСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН) В СТРУКТУРЕ СУПРЕКОНТИНЕНТА РОДИНИЯ; РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКИХ МЕТАОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ¹

© 2024 г. Н. А. Каныгина^{1,*}, А. А. Третьяков¹, К. Е. Дегтярев¹, А. С. Дубенский¹, К. Г. Ерофеева¹, В. С. Шешуков¹, В. С. Червяковский², М. В. Червяковская²

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

²Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, д. 15, ул. Академика Вонсовского, 620110 Екатеринбург, Россия

*e-mail: kanygina.nadia@gmail.com

Поступила в редакцию 02.05.2024 г.

После доработки 20.05.2024 г.

Принята в печать 26.06.2024 г.

В статье представлены результаты изучения докембрийских метаосадочных комплексов Джунгарского террейна, расположенного в пределах Южного Казахстана. В структуре Джунгарского террейна нами были изучены породы сарычабынской серии и косагашской свиты. Петрогеохимические данные в сочетании с полученными результатами U–Pb и Lu–Hf изотопно-геохронологического изучения обломочных цирконов показали, что породы сарычабынской серии и косагашской свиты представляют собой единый стратиграфический уровень, накопление которого происходило в конце мезопротерозоя—начале неопротерозоя (~1026–920 млн лет). Основными источниками сноса для данных толщ являлись комплексы мезопротерозойского и палеопротерозойского возраста. Среди источников сноса можно выделить metabазиты и метapelиты умеренных и высоких ступеней метаморфизма, а также кислые магматические породы, сформированные при участии различных источников. Позднедокембрийская история развития Джунгарского террейна имеет сходство с тектоно-магматической эволюцией Актау-Моинтинского, Илийского, Иссыккульского, Китайского Центрального Тянь-Шаня террейнов, а также террейнов Северного Казахстана. В это время террейны представляли собой единый континентальный блок, который располагался вблизи Свеконорвежского орогена на западе палеоконтинента Балтики при образовании суперконтинента Родиния.

Ключевые слова: Джунгарский террейн, палеореконструкция, суперконтинент Родиния, неопротерозой, источники сноса, обломочные цирконы, U–Pb-датирование, Lu–Hf изотопия

DOI: 10.31857/S0016853X24030023, EDN: FGNTZW

ВВЕДЕНИЕ

Центрально-Азиатский орогенный пояс является крупнейшим аккреционным орогеном, который расположен между Сибирским, Восточно-Европейским, Таримским и Северо-Китайским кратами (рис. 1, а).

Формирование Центрально-Азиатского орогенного пояса происходило в течение позднего мезопротерозоя—раннего мезозоя и было связано с эволюцией Палеоазиатского океана. В строении пояса принимали участие докембрийские террейны и покровно-складчатые зоны, сложенные неопротерозойскими и фанерозойскими островодужными и аккреционными комплексами [14, 30, 77, 89, 98].

В западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса, к которой относятся складчатые сооружения Казахстана, Тянь-Шаня и Северо-Западного Китая, докембрийские террейны занимают значительные площади (см. рис. 1, б).

Данные исследований последних лет показали, что основную роль в их строении играли мезо- и неопротерозойские метаматические и метаосадочные комплексы [45, 49–51, 57, 59–61, 66, 68, 71, 86–87].

Раннедокембрийские образования представлены в основном метаморфизованными гранитоидами, развиты локально и слагают небольшие блоки [22, 31, 62, 67–69].

Характерной особенностью докембрийских террейнов западной части пояса является широкое распространение кварцитовых и кварцито-сланцевых толщ, изучению строения, состава и обстановок

¹ Дополнительные материалы размещены в электронном виде по DOI статьи: 10.31857/S0016853X24030023, доступны для авторизованных пользователей.

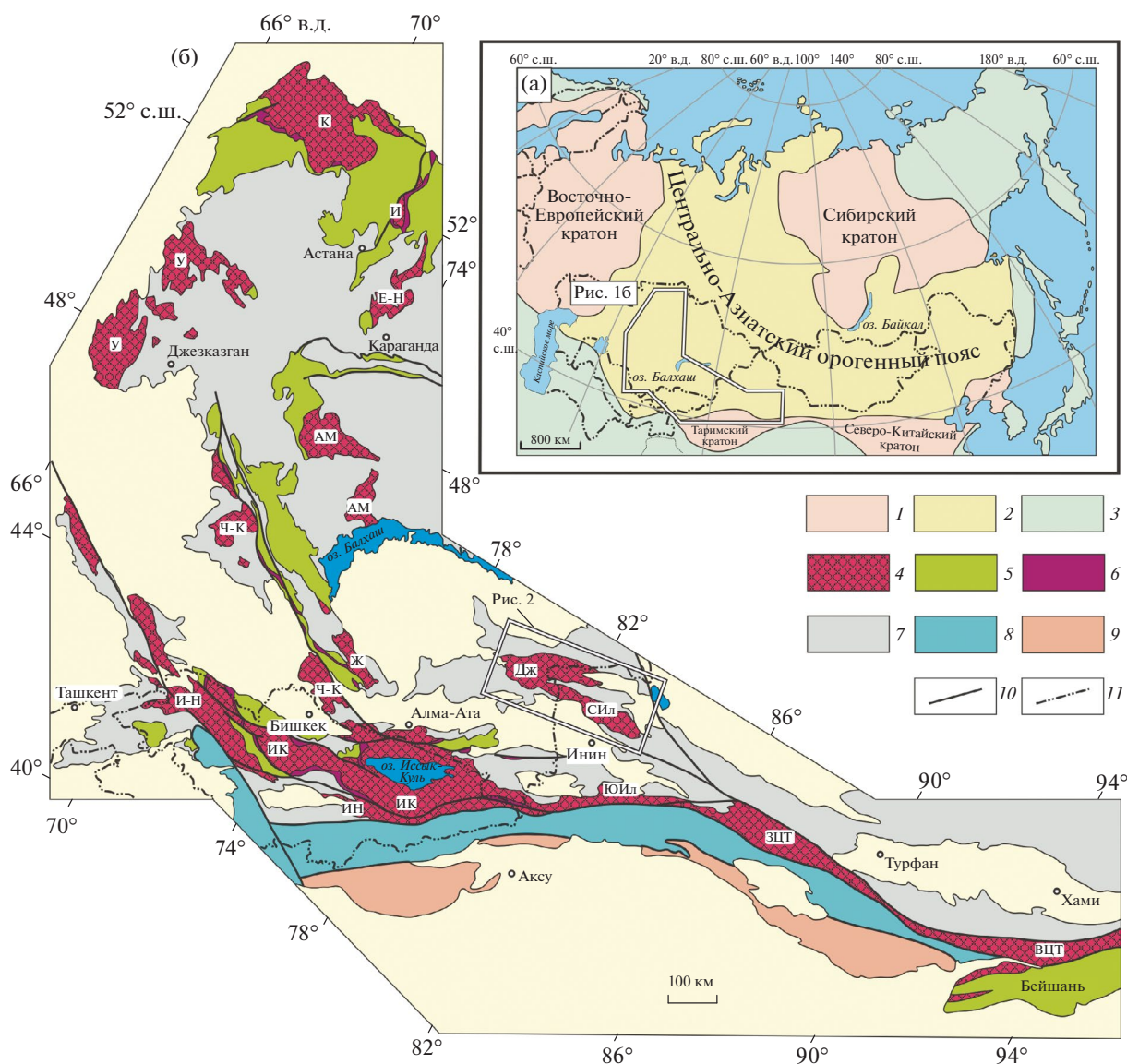


Рис. 1. Положение Центрально-Азиатского складчатого пояса в Северной Евразии (а); схема положения докембрийских террейнов в западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса (б).

Обозначены докембрийские террейны: К – Кокчетавский; И – Ишкельмесский; Е-Н – Еремантау-Ниязский; АМ – Актау-Моинтинский; У – Улутауский; Ч-К – Чуйско-Кендыктасский; Дж – Джунгарский; СИЛ – северная часть Илийского, ЮИЛ – южная часть Илийского; И-К – Иссыккульский; И-Н – Ишим-Нарынский; Ж – Желтауский; ЗЦТ – западная часть Китайского Центрального Тянь-Шаня, ВЦТ – восточная часть Китайского Центрального Тянь-Шаня. 1 – кратоны; 2 – Центрально-Азиатский орогенный пояс; 3 – другие орогенные пояса; 4 – докембрийские террейны; 5 – нижнепалеозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 6 – Нижнепалеозойские офиолитовые комплексы; 7 – средне-верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 8 – палеозойские комплексы Южного Тянь-Шаня; 9 – докембрийские и палеозойские комплексы Таримского кратона; 10 – наиболее крупные разрывные нарушения; 11 – государственная граница

осадконакопления которых традиционно уделялось значительное внимание [5, 6, 13, 18, 26–27, 29].

Проведенные исследования позволили сделать вывод о накоплении этих толщ в отсутствие расчлененного рельефа при интенсивном выветривании пород, слагавших источники сноса, и длительной сортировке продуктов их разрушения. Эти особенности позволяют рассматривать квар-

цито-сланцевые толщи докембрийских террейнов западной части Центрально-Азиатского пояса в качестве фрагментов субплатформенного чехла, накопление которого происходило в пределах шельфовой части пассивной окраины крупного континентального блока [45].

Несмотря на большой объем имеющихся данных о строении и обстановках седиментации квар-

цито-сланцевых толщ, геологическая информация о возрасте и природе комплексов, подвергавшихся эрозии при накоплении кварцитов и сланцев, долго отсутствовала. Проведенные в последнее время исследования кварцито-сланцевых толщ с использованием U—Pb датирования обломочного циркона позволили выделить раннедокембрийский и позднедокембрийский этапы их накопления [2, 10–11, 20, 63, 65].

Более древние кварцито-сланцевые толщи выделены в террейнах Казахстана (Улутауский, Чуйско-Кендыктасский) и Северного Тянь-Шаня (Иссыкульский) (см. рис. 1, б).

Конкордатные оценки возрастов наиболее молодой популяции обломочного циркона составляют ~1700 млн лет, что указывает на накопление толщ на домезопротерозойском континентальном основании [2, 10, 20]. Позднедокембрийские кварцито-сланцевые толщи распространены на больших площадях и выявлены в пределах террейнов Северного и Центрального Казахстана, Северного Тянь-Шаня и Северо-западного Китая [2, 11, 58, 60–61, 63, 65, 85, 97].

Наиболее широкой областью их распространения в западной части Центрально-Азиатского пояса является Актау-Илийский континентальный блок, объединяющий террейны [45] (см. рис. 1, б):

- Актау-Моинтинский (Центральный Казахстан);
- Джунгарский (Южный Казахстан);
- Илийский (Северо-западный Китай).

В настоящее время получено наибольшее количество изотопно-геохронологических результатов изучения обломочного циркона для кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского и Илийского террейнов, что позволило рассматривать их в качестве фрагментов единой осадочной последовательности, накопление которой происходило в конце мезопротерозоя—начале неопротерозоя (~1200—~900 млн лет) [60, 63].

Комплексное, в том числе и геохронологическое, изучение метаосадочных толщ Джунгарского террейна (Южный Казахстан) с привлечением современных аналитических методов до настоящего времени не проводилось, поэтому сопоставление его комплексов с близкими по строению и составу образованиями других террейнов было затруднено.

Целью настоящей статьи является установление возраста, состава и источников сноса для метаосадочных толщ Джунгарского террейна. Мы представляем результаты петро-геохимического

изучения пород, U—Pb изотопно-геохронологических и Lu—Hf изотопно-геохимический исследований обломочного циркона, а также геохимические характеристики рутила. Полученные нами данные по обломочному циркону позволили провести сравнение метаосадочных толщ Джунгарского террейна с аналогичными комплексами других террейнов западной части Центрально-Азиатского пояса.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Актау-Илийский континентальный блок вытянут в северо-западном направлении более чем на 1000 км при ширине 150–200 км и объединяет террейны [45]:

- Актау-Моинтинский (Центральный Казахстан);
- Джунгарский (Южный Казахстан);
- Илийский (Северо-западный Китай).

Актау-Илийский континентальный блок обрамлен нижнепалеозойскими и силурийскими, преимущественно аккреционными и флишевыми комплексами [8].

Джунгарский террейн расположен в Южном Казахстане и протягивается на территорию северо-западной части Китая (рис. 2).

В строении Джунгарского террейна участвуют докембрийские магматические, метаморфические и осадочные комплексы, которые на значительных площадях перекрыты осадочными толщами нижнего и среднего палеозоя и прорваны крупными массивами палеозойских гранитоидов. В последние годы для докембрийских комплексов этого террейна, обнаженных на территории Китая, было получено большое количество данных об их строении, составе и возрасте [56, 58, 60, 61, 71, 86–87].

Однако для комплексов Джунгарского террейна, распространенных в Южном Казахстане, данных, которые были получены современными прецизионными методами, недостаточно [1, 12, 45, 62].

Джунгарский террейн

Сарыбчанская серия. На территории Казахстана среди докембрийских комплексов Джунгарского террейна выделяются ниже- и верхнепротерозойские метаосадочные комплексы [3], обнаженные в ядрах Мынчукурской и Текелийской в субширотных антиклинальных структур (см. рис. 2). Наиболее низкое структурное положение здесь занимает сарыбчанская серия, сложенная кварц-сланцевыми, плагиоклаз-кварц-сланцевыми и слюдяными сланцами, гнейсами, амфиболитами,

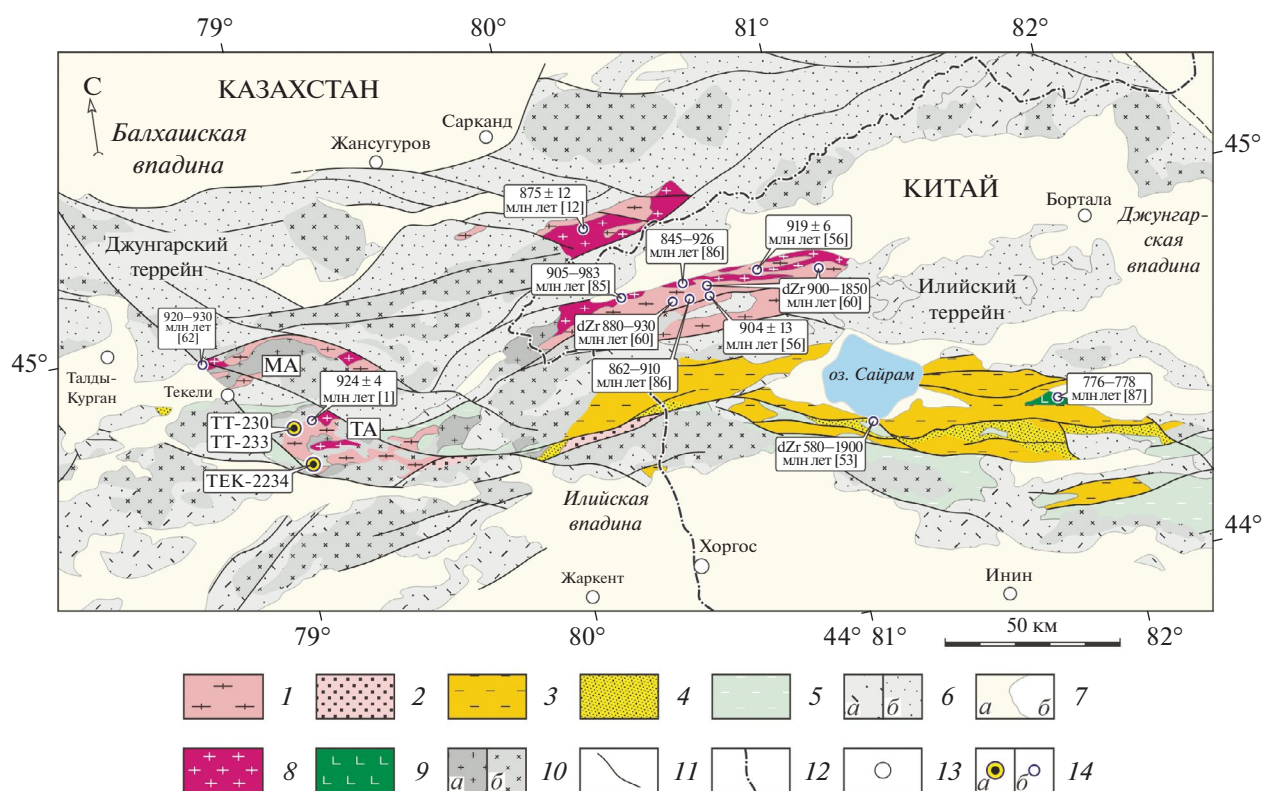


Рис. 2. Геологическая карта Джунгарского террейна (по данным [1], с изменениями и дополнениями).

Показано: dZr – возраста наиболее молодых кластеров обломочных цирконов (по данным [1, 12, 56, 60, 62, 85–87]).

Обозначены антиклинории: МА – Мынчукский; ТА – Текелийский.

1 – мезо- и неопротерозой (сланцы и кварциты сарычабынской серии и комплекса Венчуань); 2 – неопротерозой (терригенные отложения, туфы, риолиты); 3 – неопротерозой (известняки, мрамора и сланцы); 4 – поздний неопротерозой (диамиктиты, песчаники, сланцы и известняки); 5 – нижний палеозой (сланцы и карбонаты); 6 – средний и поздний палеозой: а – вулканиты, б – терригенные отложения; 7 – отложения: а – мезозоя и кайнозоя, б – озера; 8–10 – интрузивные породы: 8 – неопротерозойские гранитоиды, 9 – неопротерозойские габбро и долериты, 10 – граниты: а – раннепалеозойские, б – позднепалеозойские; 11 – разломы; 12 – государственная граница; 13 – города; 14 – датированные образцы и возрасты пород (млн лет): а – полученные данные, б – по данным [1, 12, 56, 60, 62, 85–87]

кальцифирами, чередующимися со слюдистыми кварцитами, мраморами (рис. 3).

Раннепротерозойский возраст серии принимался на основании высокой степени метаморфизма пород и сопоставления с близкими по составу комплексами Кокчетавского террейна (зерендинская серия), Северного Тянь-Шаня (макбальская серия), которые относили к породам архейского – раннепротерозойского возраста [12].

Косаганская свита. Более высокое положение среди докембрийских толщ Джунгарского террейна занимает косагашская свита, сложенная слюдистыми кварцитами, кварцито-сланцами, кордиерит-слюдяно-кварцевыми, гранат-кордиерит-слюдяными, андалузит-слюдяно-кварцевыми, полевошпат-слюдяно-кварцевыми сланцами с прослоями кальцифиров и мраморов (см. рис. 3).

Возраст косагашской свиты считался позднепротерозойским на основании сходства с кварцито-сланцевыми толщами Кокчетавского террейна

(кокчетавская серия) и на основе полученных ранее оценок возраста свинцово-изохронным методом ($1100\text{--}1300 \pm 100$ млн лет) [3]. В кварцитах косагашской свиты сохранились реликтовые псаммитовые структуры, а в отдельных случаях выявлена косая слоистость. Значительные деформации и метаморфизм не позволяют достоверно оценить мощности сарычабынской серии и косагашской свиты, которые, вероятно, достигают 1000–1500 м [3, 4, 16].

Сарычабынский и Басканский комплексы. К породам сарычабынской серии и косагашской свиты приурочены поля развития зон мигматитизации, различного размера жил и интрузивных тел гнейсо-гранитов Сарычабынского и Басканского комплексов. Породы этих комплексов представлены крупно- и гигантозернистыми биотитовыми гранитами, часто мусковитизированными, расщепленными и превращенными в бластомилониты с очковой текстурой.

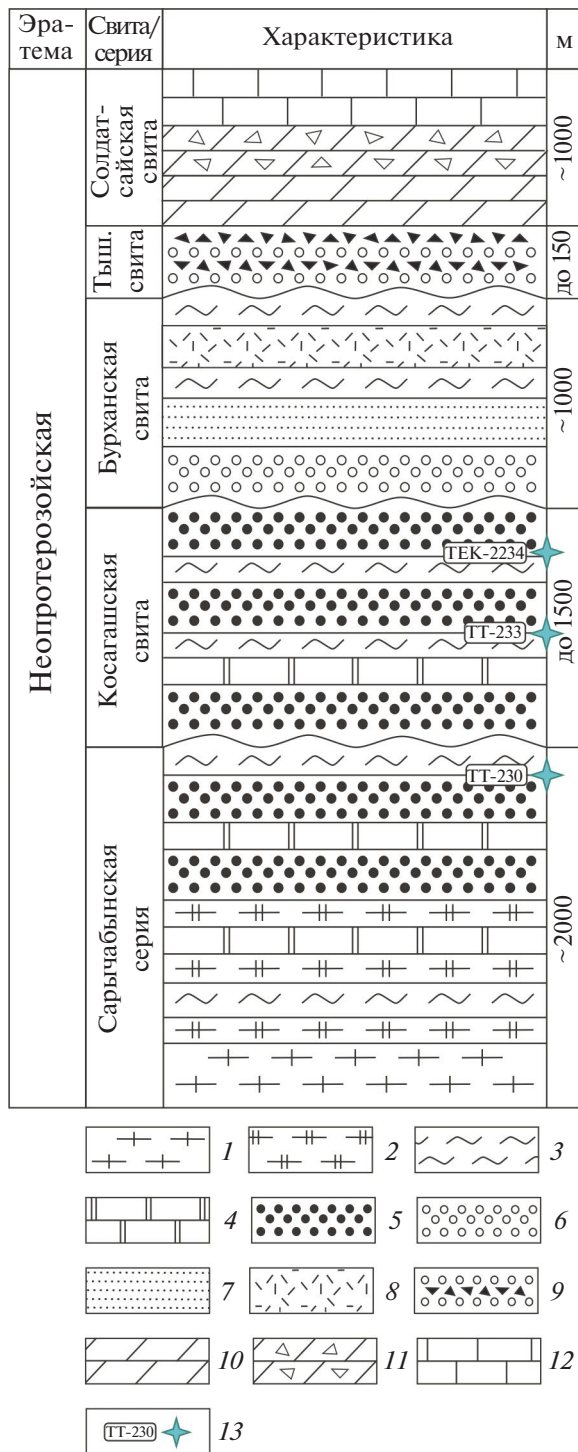


Рис. 3. Схематическая стратиграфическая колонка докембрийских комплексов Джунгарского террейна.

Обозначено: Тыш. – тышкантауская свита; м – мощность (в метрах).

1 – амфиболиты; 2 – гнейсы; 3 – сланцы; 4 – мраморы; 5 – кварциты; 6 – конгломераты; 7 – песчаники; 8 – риолиты; 9 – тиллитоподобные конгломераты; 10 – доломиты; 11 – брекчированные доломиты; 12 – известняки; 13 – номера отобранных проб для U–Pb изотопно-геохронологических исследований

Полученные в разное время и различными методами оценки возраста мигматитов и гнейсо-гранитов этих комплексов находятся в интервале 875–920 млн лет [1, 12, 62]. Этот возрастной интервал определяет верхний возрастной предел накопления обеих метаосадочных толщ. Кроме того, эти толщи прорваны массивами палеозойских гранитоидами, на контакте с которыми также развиты зоны мигматизации.

Бурханская свита. Наиболее высокое положение среди докембрийских образований занимает вулканогенно-терригенная бурханская свита, сложенная в основном расслацованными кварцевыми песчаниками, алевролитами и конгломератами с гальками кварцитов и мраморов, среди которых встречаются редкие потоки флюидальных расслацованных риолитов. Суммарная мощность толщи достигает 1000 м [3, 4, 16] (см. рис. 3).

В пределах Джунгарского террейна широко развиты терригенно-карбонатные, кремнисто-терригенные и обломочные последовательности, которые имеют в основном раннепалеозойский возраст [15]. Однако некоторые толщи, лишенные находок органических остатков (тышкантауская и солдат-сайская свиты), могут относиться к верхнему докембрию [4, 15–17] (см. рис. 3).

Изучение строения метаосадочных толщ Джунгарского террейна и отбор проб для дальнейших исследований были выполнены в северной части Текелийской антиклинальной структуры (северо-восточнее пос. Рудничный в верхнем течении р. Коксу и в 4.5 км севернее пос. Аралтобе на правом берегу р. Коктал) (см. рис. 2; табл. 1).

Для геохронологических исследований были отобраны пробы из:

– светлых среднезернистых слюдистых кварцитов сарычабынской серии (ТТ-230, 44°44′29.7″ с.ш.; 79°05′20.7″ в.д.);

– серых мелко- и среднезернистых лепидогранобластовых мусковитовых кварцито-сланцев косагашской свиты (ТТ-233, 44°42′22.4″ с.ш.; 79°00′39.9″ в.д., ТЕК-2234, 44°37′01.4″ с.ш.; 79°05′29.5″ в.д.).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Измерение содержаний главных петрогенных элементов в породах проводилось рентгенофлуоресцентным методом (XRF) с применением последовательного спектрометра S4 Pioneer “Bruker” и программного обеспечения “Spectra-Plus” в лаборатории химико-аналитических исследова-

Таблица 1. Характеристика проб, использованных для LA-ICP MS геохронологических U–Pb исследований

Проба	с.ш.	в.д.	Расположение	Свита/серия	Порода
ТТ-230	44°44'29.7"	79°05'20.7"	северо-восточнее пос. Рудничный вверх по течению р. Коксу	сарычабынская	слюдястый кварцит
ТТ-233	44°42'22.4"	79°00'39.9"	северо-восточнее пос. Рудничный вверх по течению р. Коксу	косагашская	мусковитовый кварцито-сланцев
ТЕК-2234	44°37'01.4"	79°05'29.5"	севернее пос. Аралтобе на правом берегу р. Коктал	косагашская	мусковитовый кварцит

ний Геологического института РАН (ГИН РАН, г. Москва, Россия).

Содержания рассеянных элементов в породах были определены методом масс-спектрометрии с индукционно связанной плазмой (ICP) на масс-спектрометре Perkin Elmer ELAN 6100 DRC в стандартном режиме измерений и атомно-эмиссионном спектрометре ICAP-61 (Thermo Jarrell Ash) в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (АСИЦ ИПТМ РАН, г. Черноголовка, Московская обл., Россия) в лаборатории ядерно-физических и масс-спектральных методов анализа. Выделение циркона и рутила выполнено по стандартной методике с применением тяжелых жидкостей в Геологическом институте РАН (ГИН РАН, г. Москва, Россия).

Из каждой пробы было случайным образом отобрано 100–250 зерен циркона (фракции >50 мкм) и 20 зерен рутила, которые затем были вмонтированы в эпоксидную смолу. Измерение составов рутила проводилось в Аналитическом центре многоэлементных и изотопных исследований Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, Россия) на приборе JEOL JXA-8100 оснащенный 5-ю волновым и 1-им энергодисперсионным спектрометром при ускоряющем напряжении 20 kV, токе зонда в среднем 20 nA и диаметре пучка 1 мкм.

Морфологические особенности и внутреннее строение цирконов были изучены в режимах вторичных электронов и катодолюминесценции на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA 3 в Геологическом институте РАН (ГИН РАН, г. Москва, Россия), что позволило нам выбрать оптимальные участки для последующих U–Pb геохронологических и Lu–Hf изотопных исследований.

Методом LA-ICP-MS было выполнено U–Pb датирование циркона в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (г. Москва, Россия) с использованием системы лазерной

абляции NWR-213 (Electro Scientific Ind), совмещенной с магнито-секторным ICP масс-спектрометром высокого разрешения Element-2 (Thermo Scientific Inc.) по методике [78].

Полученные данные были обработаны с использованием программ GLITTER [50]. Конкордантные возрасты были рассчитаны с использованием Isoplot v. 4.15 [72] и Isoplot R [84] для анализов, характеризующихся дискордантностью $\pm 10\%$.

Возраст цирконов определялся:

≤ 1000 млн лет — по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$;
 > 1000 млн лет — по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Расчет основных возрастов статистически значимых максимумов, образованных тремя и более зернами, выполнен в программе AgePick [48].

Изучение Lu–Hf изотопных характеристик цирконов выполнено в Центре коллективного пользования “Геоаналитик” УрО РАН (г. Екатеринбург, Россия) на ICP-масс-спектрометре Neptune Plus с приставкой для лазерной абляции проб NWR-213 по методике [28].

Значения $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$ и модельные Hf возраста были рассчитаны с использованием:

– хондритовых величин $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$ [34];
– среднего отношения $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ для континентальной коры, составляющего 0.015 [50];
– константой распада $^{176}\text{Lu} \rightarrow ^{177}\text{Hf}$ 1.867×10^{-11} год $^{-1}$ [83].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Петро-геохимические данные

Изученные нами породы сарычабынской серии и косагашской свиты Джунгарского террейна имеют близкие петро-геохимические особенности (табл. 2).

На классификационной диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{K}_2\text{O})$ они тяготеют к полям вакк и аркозов (рис. 4, а).

Индекс химического выветривания (CIA) для изученных пород колеблется в интервале 56–77 и составляет ~ 70 , что указывает на незначительное

Таблица 2. Содержание окислов (мас. %) и элементов (г/т) в породах сарычабынской серии и косагашской свиты Джунгарского террейна

Компонент	Сарычабынская серия		Косагашская свита		Компонент	Сарычабынская серия		Косагашская свита	
	ТТ-230	ТТ-232/1	ТТ-233	ТЕК-2234		ТТ-230	ТТ-232/1	ТТ-233	ТЕК-2234
SiO ₂	72.26	69.13	68.14	75.29	Nb	11.54	15.68	20.57	14.35
TiO ₂	0.65	0.36	0.83	0.76	Mo	0.85	1.41	0.83	0.46
Al ₂ O ₃	13.06	14.73	19.69	12.68	Ag	0.04	1.11	0.06	0.00
Fe ₂ O ₃	0.21	0.05	0.01	1.30	Sn	1.94	6.25	7.01	2.09
FeO	4.00	2.83	1.90	2.03	Sb	0.14	0.10	0.24	0.46
FeO _{tot}	4.19	2.88	1.90	3.20	Cs	6.62	1.11	3.24	9.52
MnO	0.09	0.04	0.06	0.05	Ba	567.71	1067.94	850.10	568.21
MgO	2.36	0.70	0.65	1.11	La	30.34	36.00	48.13	22.29
CaO	0.84	1.91	0.10	0.23	Ce	64.65	77.96	106.78	54.99
Na ₂ O	0.49	5.04	0.34	0.88	Pr	6.97	8.65	11.13	6.81
K ₂ O	3.16	4.40	5.51	3.55	Nd	28.80	35.89	45.88	28.96
P ₂ O ₅	0.14	0.10	0.08	0.06	Sm	5.78	7.93	8.83	6.98
п.п.п.	2.30	0.50	2.50	1.83	Eu	0.97	1.22	1.86	0.80
Сумма (%)	99.55	99.69	99.80	99.77	Gd	5.10	7.80	7.55	4.91
logSiO ₂ /Al ₂ O ₃	0.74	0.67	0.54	0.77	Tb	0.79	1.35	1.23	0.58
logFeO _{tot} /K ₂ O	0.12	–0.18	–0.46	–0.05	Dy	4.60	8.63	7.22	2.30
CIA	74.42	56.49	76.80	73.14	Ho	0.86	1.72	1.42	0.31
Li	30.87	5.96	15.58	9.82	Er	2.16	4.81	3.96	0.61
Be	2.47	2.46	2.54	1.97	Tm	0.31	0.74	0.62	0.07
Sc	9.08	7.47	10.12	8.97	Yb	2.08	4.96	4.37	0.45
V	66.67	30.47	98.47	60.78	Lu	0.30	0.69	0.65	0.07
Cr	96.50	21.59	63.44	66.48	Hf	4.67	9.46	12.04	2.94
Co	11.73	4.55	10.27	6.58	Ta	0.76	1.37	1.63	0.93
Ni	43.73	15.11	21.98	23.85	W	0.99	0.77	7.75	2.69
Cu	7.16	6.74	5.91	16.33	Tl	0.57	0.63	0.58	0.87
Zn	61.07	39.41	19.75	35.39	Pb	14.68	15.90	6.53	5.67
Ga	15.65	18.07	19.67	14.04	Bi	0.07	0.05	0.06	0.06
As	0.00	0.00	10.42	4.22	Th	10.72	19.93	18.29	12.86
Rb	114.25	117.02	133.08	153.52	U	1.72	5.69	3.80	2.16
Sr	57.81	193.88	15.10	45.31	(La/Yb) _n	9.84	4.89	7.41	33.61
Y	24.82	49.29	36.87	6.48	Eu/Eu*	0.54	0.47	0.68	0.41
Zr	196.05	385.58	482.36	108.37					

Примечание. FeO_{tot} = 0.9FeO + Fe₂O₃, CIA = [Al₂O₃/(Al₂O₃ + CaO + Na₂O + K₂O)] × 100, (мол. кол.), (по [75]); (La/Yb)_n – отношения нормированы по хондриту, (по [35]); Eu/Eu* = Eu_n/((Sm_n × Gd_n)^{1/2}), (по [19]).

проявление процессов выветривания терригенного материала в области сноса [75] (см. табл. 2).

Соотношения в породах Th–La–Sc указывают на смешанный состав источников сноса (см. рис. 4, б).

На диаграмме соотношений Co/Th–La/Sc фигуративные точки состава пород располагаются между областью состава верхней континентальной коры и гранитов, что предполагает участие среди источников сноса пород как среднего, так и кислого составов (см. рис. 4, в).

На диаграмме отношений Th/Sc – Zr/Sc образцы располагаются вдоль тренда перемыва осадков, что свидетельствует о переносе на значительные расстояния и/или накоплении в результате более одного седиментационного цикла (см. рис. 4, г).

Для пород сарычабынской серии и косагашской свиты характерно умеренно фракционированное распределение РЗЭ с обогащением легкими РЗЭ относительно тяжелых (La_n/Yb_n = 3.6–33.6) и незначительные отрицательные европиевые аномалии (Eu/Eu* = 0.41–0.80) (рис. 5, а; см. табл. 2).

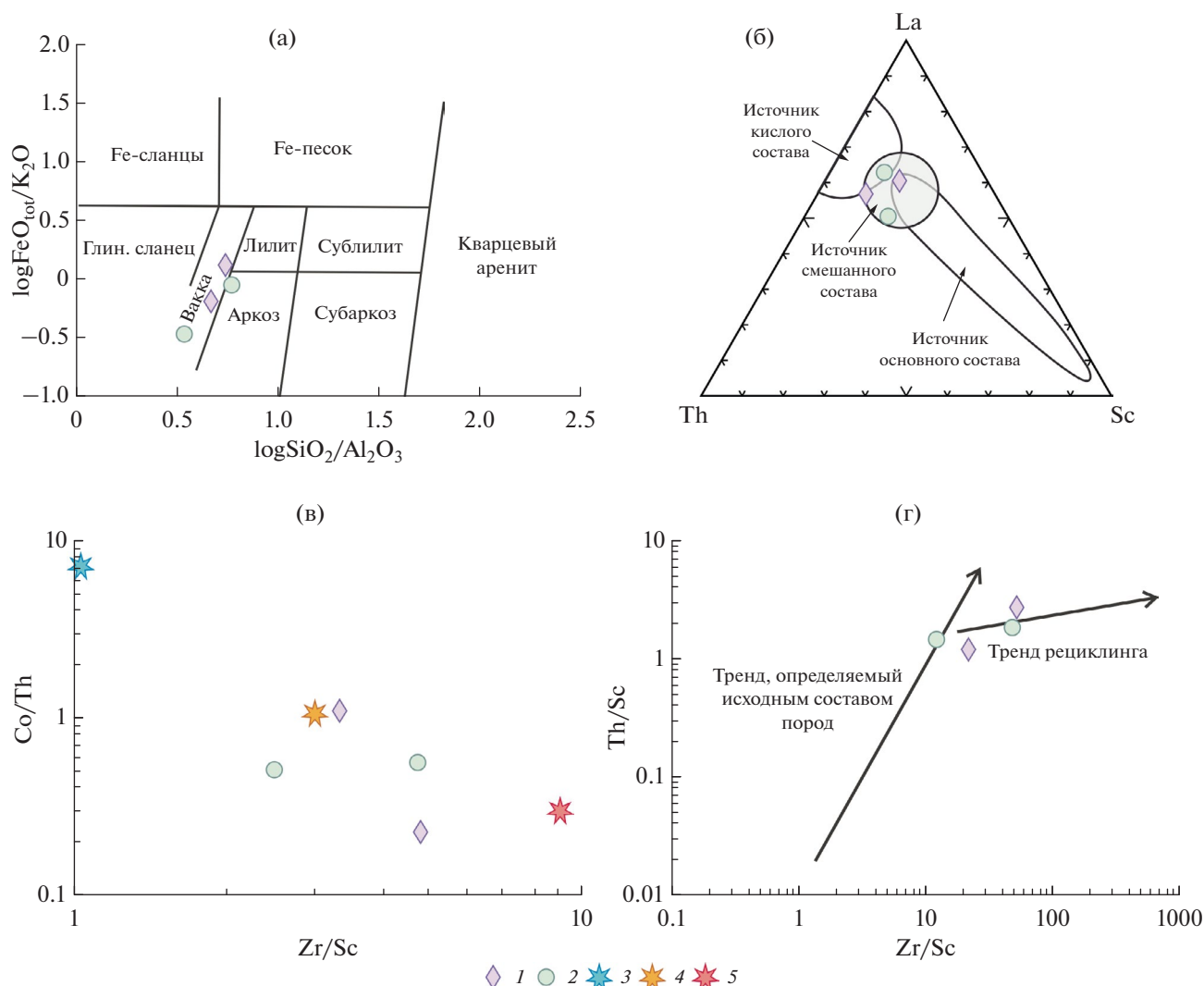


Рис. 4. Диаграммы для метаосадочных пород Джунгарского террейна.

(а)–(г) – диаграммы: (а) – $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$, (по [54]); (б) – La–Th–Sc, (по [43]); (в) – La/Sc – Co/Th, (по [73]); (г) – Zr/Sc – Th/Sc, (по [80]).

1–2 – метаосадочные породы Джунгарского террейна: 1 – сарычабынская серия, 2 – косагашская свита; 3 – средний состав андезитов, (по [64]); 4 – состав верхний континентальной коры, (по [42]); 5 – средний состав кислых магматических пород протерозойского возраста, (по [42])

Нормированные по постархейскому австралийскому глинистому сланцу (PAAS) [19], породы обеих толщ имеют близкое или пониженное содержание петрогенных, редких и редкоземельных элементов. На мультиэлементной диаграмме распределение химических элементов выражена деплетированность Sr, Co, Ni, и V и небольшая обогащенность Zr, Hf, Ba (см. рис. 5, б). Один образец косагашской свиты демонстрирует значительное обеднение Sr, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb и Lu (см. рис. 5, б).

Химический состав обломочного рутила

Изученный рутил имеет удлиненную форму зерен, темно-коричневый цвет и размер от 50 до 150 мкм. Химический состав рутила из пород са-

рычабынской серии и косагашской свиты имеет широкие вариации содержаний (табл. 3):

- Cr (68–1913 г/т);
- Nb (332–3090 г/т);
- Zr (11–220 г/т).

Вариации Cr и Nb в рутиле позволяют считать, что метаморфические породы, присутствующие в источнике сноса, имели различный состав. Рутил с $\text{Cr} < \text{Nb}$ и содержаниями $\text{Nb} > 800$ г/т характерен для метапелитовых пород (парагнейсы, кислые гранулиты), а рутил с $\text{Cr} > \text{Nb}$ и содержаниями $\text{Nb} < 800$ г/т типичен для metabazites (эклогиты, гранулиты основного состава) [74]. Преобладающая часть изученного рутила относится к метапелитовому типу (рис. 6).

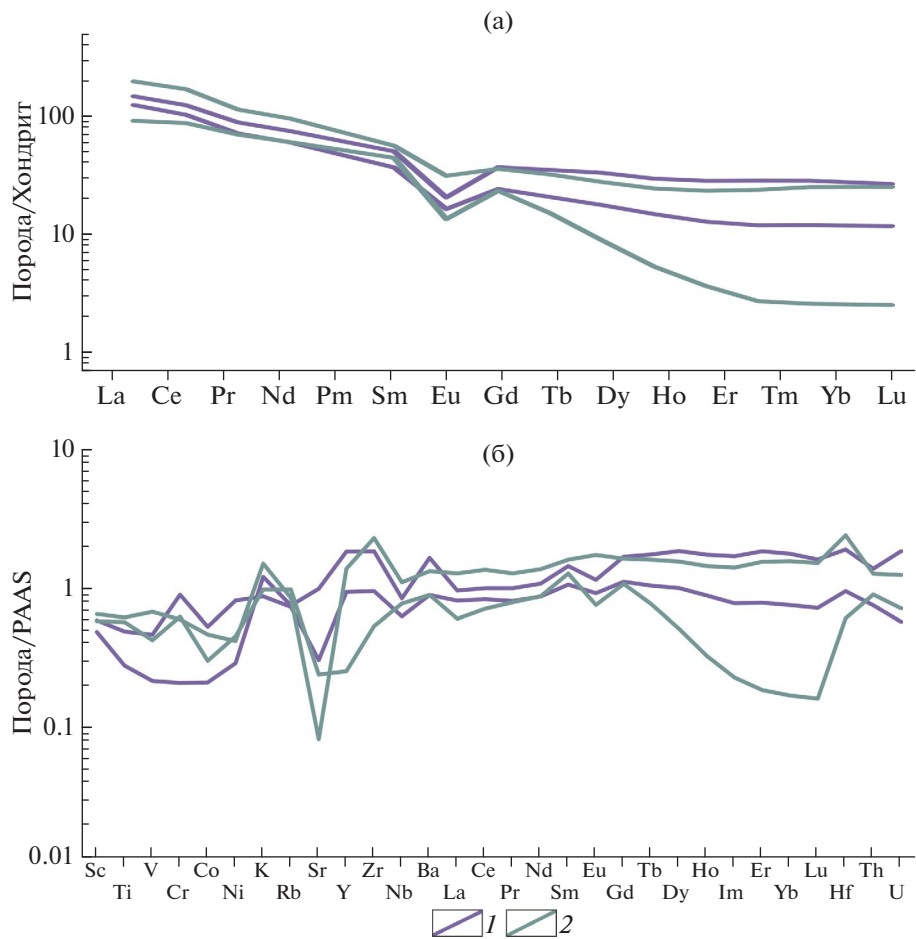


Рис. 5. Спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ).
(а)–(б) – нормированные на состав: (а) – хондрита, (по [79]), (б) – постархейского австралийского глинистого сланца (РААС), (по [80]).
1–2 – метаосадочные породы Джунгарского террейна: 1 – сарычабынская серия, 2 – косагашская свита

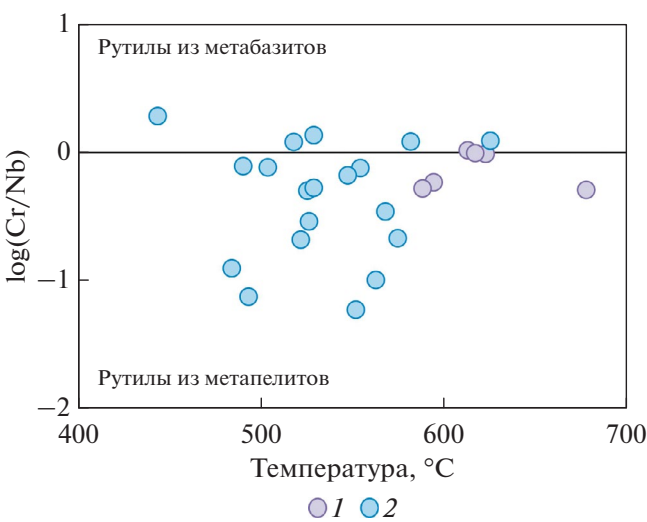


Рис. 6. Репрезентативные составы рутила из метаосадочные породы Джунгарского террейна: 1 – слюдяные кварциты сарычабынской серии; 2 – мусковитовые кварцито-сланцы косагашской свиты

Нами был проведен анализ образцов рутилов с использованием дискриминантной формулы [82]:

$$x = 5 \cdot (\text{Nb}(\text{г/т}) - 500) - \text{Cr}(\text{г/т}). \quad (1)$$

Полученные данные позволили выделить присутствие пород в источнике сноса (см. табл. 3):
– метапелитового состава ($x = 550-11370$);
– метабазитового состава ($x = -1250-344$).

Экспериментальная зависимость концентрации Zr в рутиле от температуры положена в основу нескольких геотермометров, что позволяет примерно оценить температуру метаморфизма пород, являвшихся источником рутила [88, 91].

Для более точной информации о температуре предложена формула, учитывающая концентрацию Zr, давление и полиморфную модификация SiO₂ [81], °C:

$$T = (83.9 + 0.41P) / (0.1428 - R \cdot \ln \phi) - 273, \quad (2)$$

Таблица 3. Репрезентативные составы рутила из пород сарычабынской серии и косагашской свиты Джунгарского террейна

Анализ	TiO ₂	SiO ₂	WO ₃	ZrO ₂	Nb ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Ta ₂ O ₅	Sb ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MgO	FeO	SnO ₂	Total	X	T, °C
Сарычабынская серия															
ТТ230_2	98.6	0.044	0.010	0.018	0.254	0.000	0.003	0.000	0.136	0.000	0.501	0.005	99.5	5453	588
ТТ230_1	97.6	0.043	0.000	0.020	0.239	0.000	0.011	0.002	0.143	0.000	0.495	0.005	98.6	4859	594
ТТ230_3	98.7	0.040	0.008	0.025	0.071	0.000	0.003	0.002	0.075	0.000	0.474	0.002	99.4	–541	613
ТТ230_4	99.1	0.029	0.003	0.027	0.070	0.000	0.006	0.000	0.071	0.000	0.479	0.000	99.8	–532	617
ТТ230_9	99.3	0.039	0.002	0.029	0.066	0.000	0.004	0.000	0.066	0.000	0.409	0.000	100.0	–635	623
ТТ230_5	98.2	0.035	0.033	0.057	0.442	0.000	0.039	0.000	0.231	0.000	0.123	0.014	99.2	11370	678
Косагашская свита															
ТТ233-14	98.1	0.108	0.004	0.002	0.142	0.012	0.013	0.001	0.280	0.000	0.112	0.002	98.8	550	444
ТТ233-26	99.4	0.047	0.000	0.003	0.099	0.000	0.002	0.000	0.013	0.000	0.439	0.005	100.0	870	484
ТТ233-20	99.4	0.045	0.002	0.004	0.230	0.000	0.014	0.000	0.184	0.000	0.166	0.004	100.1	4265	490
ТТ233-31	76.7	0.635	0.003	0.004	0.187	0.023	0.016	0.002	0.014	0.016	0.239	0.007	77.9	3941	493
ТТ233-21	99.2	0.045	0.014	0.005	0.230	0.000	0.017	0.000	0.180	0.000	0.198	0.006	99.9	4316	504
ТТ233_11	99.0	0.172	0.002	0.006	0.196	0.000	0.014	0.000	0.242	0.027	0.094	0.005	99.7	2693	518
ТТ233-13	97.6	0.459	0.000	0.006	0.255	0.061	0.021	0.003	0.055	0.000	0.237	0.003	98.7	6043	522
ТТ233-19	96.5	0.130	0.000	0.007	0.208	0.007	0.020	0.001	0.107	0.001	0.223	0.003	97.2	4033	525
ТТ233-16	97.8	0.259	0.032	0.007	0.206	0.745	0.017	0.002	0.061	0.000	0.433	0.003	99.6	4286	526
ТТ233-27	96.1	0.142	0.004	0.007	0.052	0.000	0.009	0.000	0.072	0.000	0.327	0.004	96.7	–1188	529
ТТ233-29	98.1	0.085	0.000	0.007	0.220	0.000	0.015	0.000	0.119	0.000	0.171	0.003	98.7	4370	529
ТТ233_12	98.5	0.068	0.005	0.010	0.281	0.000	0.017	0.000	0.191	0.000	0.115	0.003	99.2	6000	547
ТТ233-23	99.5	0.078	0.014	0.010	0.164	0.000	0.021	0.000	0.010	0.015	0.235	0.005	100.1	3157	552
ТТ233-28	98.7	0.056	0.003	0.011	0.073	0.000	0.000	0.000	0.056	0.000	0.463	0.000	99.3	–344	554
ТТ233-30	98.9	0.043	0.000	0.012	0.237	0.000	0.016	0.000	0.025	0.000	0.237	0.000	99.5	5626	563
ТТ233-25	98.4	0.047	0.021	0.013	0.143	0.000	0.000	0.000	0.051	0.000	0.131	0.019	98.8	2145	568
ТТ233_10	98.1	0.220	0.000	0.015	0.247	0.000	0.020	0.000	0.054	0.000	0.162	0.005	98.8	5766	575
ТТ233-15	99.2	0.040	0.000	0.016	0.070	0.000	0.004	0.000	0.087	0.000	0.449	0.005	99.9	–663	582
ТТ233-32	98.5	0.042	0.003	0.030	0.048	0.000	0.000	0.000	0.060	0.000	0.219	0.003	98.9	–1250	625

где ϕ – содержание Zr в г/т, P – давление в кбар, R – универсальная газовая константа.

К обломочному рутилу предложено по умолчанию использовать давление 10 кбар и α -кварц.

Используя предложенную формулу (2) [82], для обломочного рутила мы получили значения температуры от 444 до 678°C (рис. 6; см. табл. 3).

Результаты изучения обломочного циркона

В 3-х изученных пробах большинство зерен циркона имеют размер от 70 до 200 мкм и представлены бесцветными и прозрачными кристаллами. Для них характерна окатанная или полукатанная форма, реже встречаются кристаллы призматического габитуса с коэффициентом удлинения до 3. Большинство зерен имеют осцилляторную зональность в режиме катодолюминесценции и значение Th/U отношение от 0.1 до 1.6,

единичные зерна имеют значения от 0.01 до 0.04 (рис. 7, а; Приложение: табл. П1).

Совокупность этих признаков указывает на то, что подавляющее большинство изученных зерен циркона имеют магматическое происхождение.

Проба ТТ-230. Из пробы ТТ-230 слюдистых кварцитов сарычабынской серии было изучено 127 зерен циркона, для которых получено 92 конкордатные оценки возраста с преобладающим интервалом от 891 до 1838 млн лет (см. рис. 7 б; табл. 4).

Основные максимумы возрастов составляют 1027, 1070, 1194, 1377, 1454, 1596 и 1674 млн лет (см. табл. 4). Единичные зерна имеют неопротерозойские значения от 891 до 909 млн лет с максимумом 902 млн лет. Другие зерна имеют более древний неоархейский и раннепалеопротерозойский возраст (2490 ± 8 и 2629 ± 8 млн лет).

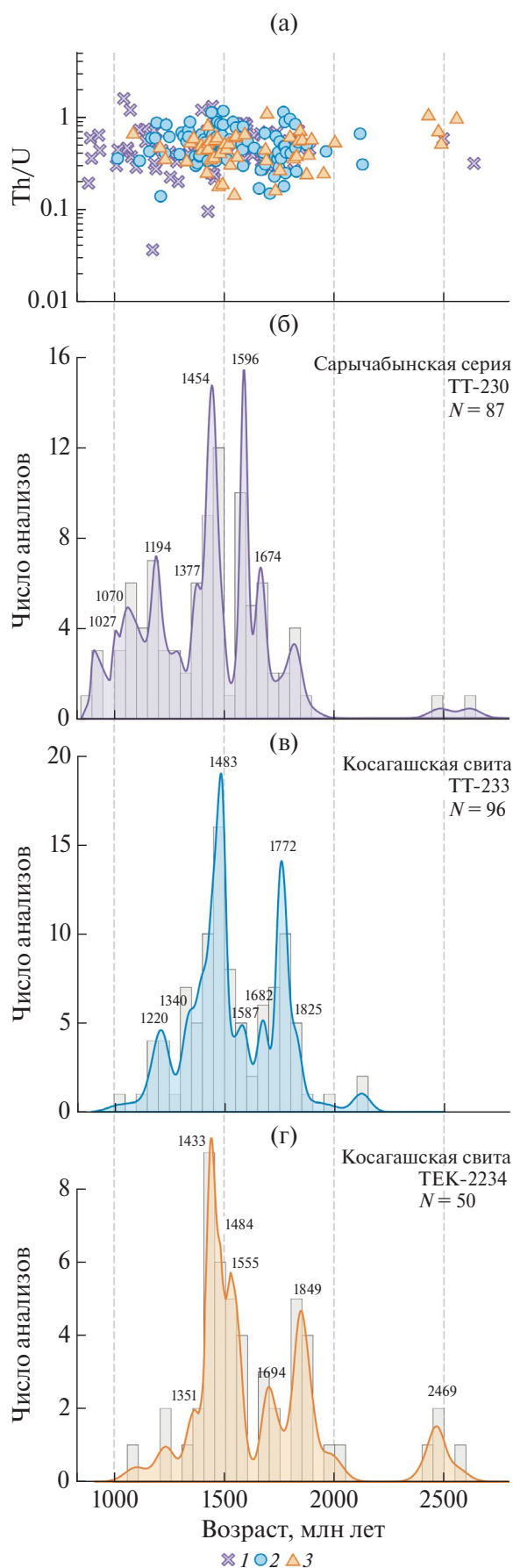


Рис. 7. Полученный возраст обломочных цирконов в метасадочных породах Джунгарского террейна. Возраст пиков (арабские цифры) рассчитаны с использованием программы Age Pick [47].

(а) – Диаграмма распределения возраста (млн лет) в соотношении Th/U для изученных зерен циркона;
(б)–(г) – графики плотности вероятности и гистограммы распределения возрастов обломочных цирконов;
(б) – слюдянистые кварциты сарычабынской серии;
(в) – мусковитовые кварцито-сланцы косагашской свиты;
(г) – мусковитовые кварциты косагашской свиты
1 – слюдяные кварциты сарычабынской серии; 2 – мусковитовые кварцито-сланцы косагашской свиты; 3 – мусковитовые кварциты косагашской свиты

Для 29-ти зерен циркона были проведены Lu–Hf изотопные исследования (Прилож. 1: табл. П2).

Полученные результаты показывают, что циркон характеризуется широким диапазоном значений $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от -5.0 до $+8.5$ при модельных возрастах $t_{\text{Hf}}(C) = 1357\text{--}2907$ млн лет (рис. 8; Прилож. 1: табл. П2).

Проба ТТ-233. Из пробы ТТ-233 мусковитовых кварцито-сланцев косагашской свиты было проанализировано 120 зерен циркона, для которых получены 96 конкордантные оценки возрастов с преобладающим интервалом от 1167 до 1852 млн лет и основными максимумами 1220, 1340, 1483, 1587, 1682, 1772 и 1825 млн лет (см. рис. 7, в; см. табл. 4).

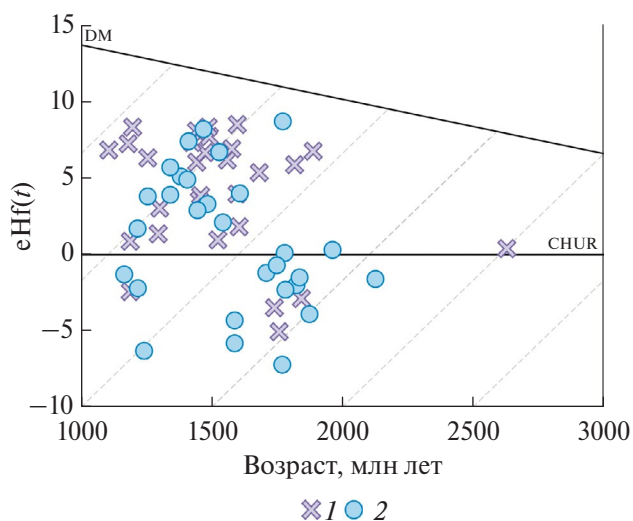


Рис. 8. Изотопная диаграмма $\epsilon_{\text{Hf}} - \text{возраст}$ (млн лет) для изученных цирконов.

1 – слюдяные кварциты сарычабынской серии (проба ТТ-230);
2 – мусковитовые кварцито-сланцы косагашской свиты (проба ТТ-233)

Таблица 4. Пики и интервалы значений возрастов обломочных цирконов для проб ТТ-230, ТТ-223 и ТЕК-2234, рассчитанные с использованием программы Age Pick [47]

Проба	Интервалы значений		Пики (млн лет)	Число зерен
ТТ-230	891	1838	902	3
			1027	4
			1070	6
			1194	7
			1377	5
			1454	10
			1596	12
ТТ-233	1167	1852	1674	5
			1220	5
			1340	5
			1390	8
			1483	20
			1587	5
			1682	5
ТЕК-2234	1341	1895	1772	12
			1825	6
			1351	3
			1433	9
			1484	7
			1555	6
	2447	2480	1694	3
			1849	4
			2469	3

Единичные зерна имеют раннепалеопротерозойский возраст 2116 ± 10 и 2127 ± 10 млн лет.

Были проведены Lu–Hf изотопные исследования 30 зерен циркона, показавшие широкий разброс значений $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ от -7.2 до $+8.7$ и модельных возрастов $t_{\text{Hf}}(\text{C}) = 1601\text{--}2551$ млн лет (см. рис. 8; прилож. 1: табл. П2).

Проба ТЕК-2234. Из мусковитовых кварцитов косагашской свиты из пробы ТЕК-2234 было изучено 86 зерен циркона, для 50 конкордатных оценок возраста получен интервал значений от 1341 до 1895 млн лет с основными максимумами 1351, 1433, 1484, 1555, 1694 и 1849 млн лет (см. рис. 7, г; см. табл. 4).

Единичные зерна имеют раннепалеопротерозойский возраст от 2447 до 2480 млн лет с максимумом 2469 млн лет (см. рис. 7, г).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные данные позволили оценить нижний возрастной предел накопления метаосадочных толщ Джунгарского террейна и определить основные источники сноса обломочных пород. По результатам U–Pb и Lu–Hf исследования обломочного циркона нами было выполнено сопоставление с близкими по строению и возрасту толщами других докембрийских террейнов в западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса.

Временной интервал накопления метаосадочных толщ Джунгарского террейна

Результаты U–Pb геохронологического исследования обломочного циркона из кварцито-сланцев и кварцитов косагашской свиты были сопоставлены с использованием программы “Overlap–Similarity” [48] (табл. 5).

Проведенный анализ показал высокую степень перекрытия (0.705) и сходства (0.779), что также видно на графике кумулятивной вероятности распределения возрастов обломочного циркона (рис. 9).

Сравнение полученных возрастов циркона из пород косагашской свиты и сарычабынской серии также показывают высокую степень перекрытия 0.735–0.883 и сходства 0.720–0.825 (см. рис. 9; см. табл. 5).

Такие значения степени перекрытия и сходства свидетельствует о том, что циркон происходит из одного источника и предполагают близкие временные интервалы седиментации пород косагашской свиты и сарычабынской серии. Породы сарычабынской серии, мы полагаем, являются более высокометаморфизованными аналогами кварцитов и сланцев косагашской свиты.

Таблица 5. Сопоставление полученных результатов U–Pb датирования обломочных цирконов из измеренных проб с использованием программы Overlap Similarity, (по [48])

Степень перекрытия

	ТЕК-2234		
ТТ-230	0.7347	ТТ-230	
ТТ-233	0.7047	0.8833	ТТ-233

Степень сходства

	ТЕК-2234		
ТТ-230	0.7201	ТТ-230	
ТТ-233	0.7787	0.8246	ТТ-233

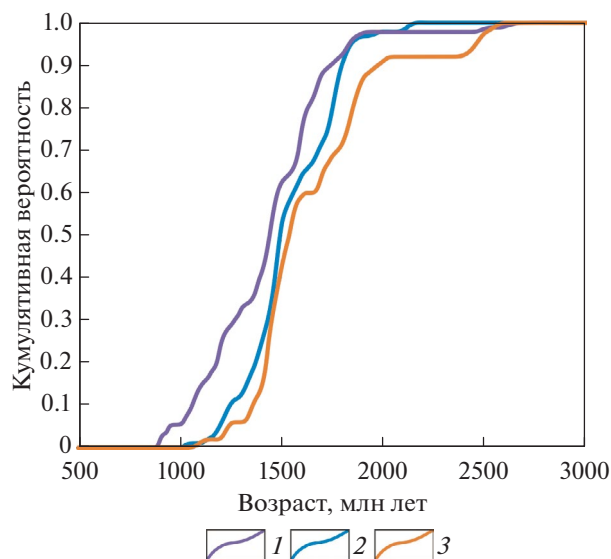


Рис. 9. График кумулятивной вероятности распределения возрастов обломочных цирконов из метасадочных пород Джунгарского террейна (построен с использованием программы Cumulative Prob plot [48]).

1 — слюдястые кварциты сарычабынской серии; 2 — мусковитовые кварцито-сланцы косагашской свиты; 3 — мусковитовые кварциты косагашской свиты

Исследованные породы имеют сходные геохимические особенности, которые позволяют считать, что у обеих толщ источники сноса и условия осадконакопления были близкими. Более высокая степень метаморфизма и мигматизация пород сарычабынской серии может быть связана с внедрением гранитоидов сарычабынского и басканского комплексов с возрастом ~920 млн лет [1, 62]. С этими процессами, вероятно, связано и присутствие в сланцах циркона с оценками возраста менее 1 млрд лет.

Таким образом, накопление протолитов пород сарычабынской серии и косагашской свиты происходило примерно в одно и то же время.

Вычисленные максимумы возрастов циркона для всех изученных проб позволили выделить наиболее молодую статически значимую популяцию цирконов с максимумом 1026 млн лет, которая определяет нижний возрастной предел накопления протолитов метасадочных пород сарычабынской серии и косагашской свиты.

Верхний возрастной предел их накопления был оценен по времени внедрения гранитоидов сарычабынского и басканского комплексов, возраст кристаллизации которых составил ~920 млн лет [1, 62].

Следовательно, формирование протолитов пород сарычабынской серии и косагашской свиты

происходило в конце мезопротерозоя—начале неопротерозоя (1026–920 млн лет) за счет эрозии комплексов мезопалеопротерозойского возраста.

Типы источников сноса

Полученные петро-геохимические характеристики метасадочных толщ Джунгарского террейна, совместно с данными по составу акцессорных минералов и результатами U–Pb и Lu–Hf исследования обломочного циркона, позволили выделить несколько типов источников кластического материала.

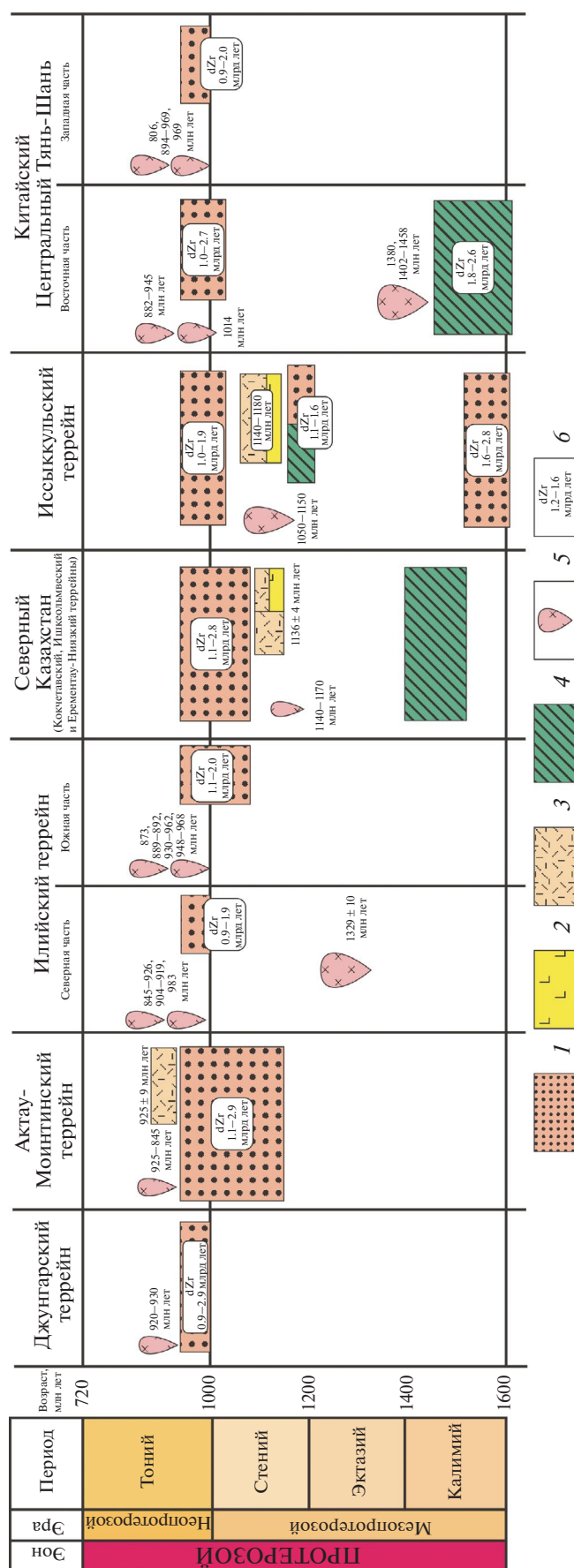
Тип 1 (магматические породы). Вероятным источником данного типа являются магматические породы кислого и основного состава. На присутствие этого источника указывает наличие обломочного циркона, представленного разностями с выраженной магматической зональностью и высокими Th/U (≥ 0.1) отношениями [55] (см. рис. 7, а; Прилож.1: П1).

Об участии магматических пород в строении питающей провинции пород сарычабынской серии и косагашской свиты также свидетельствуют слабо дифференцированные спектры распределения РЗЭ и полученные отношения Co/Th и La/Sc, находящиеся в интервале значений, характерных для терригенных пород, образованных при разрушении пород кислого и основного состава [44] (см. рис. 4, в).

Широкий диапазон значений $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$, характерный для обломочного циркона, свидетельствует о существовании среди источников сноса метасадочных толщ Джунгарского террейна магматических комплексов с разной коровой предысторией (см. рис. 8).

Присутствие циркона с положительными значениями $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ (–0.0...+8.7) и модельными возрастaми $t_{\text{Hf}}(\text{C})$ 1.4–2.0 млрд лет позволяет предполагать существование среди источников сноса комплексов, формировавшихся при участии ювенильных источников мезо–палеопротерозойского возраста, и указывает на процессы наращивания континентальной коры в этот период. Однако циркон с отрицательными значениями $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ (–7.2...–0.7) свидетельствует о присутствии в источнике сноса пород, образовавшихся при магматическом рециклинге более древних коровых образований [55].

Тип 2 (метаморфические породы). Источник второго типа представлен метаморфическими породами. Их присутствие среди пород питающей провинции подтвержден составами изученного рутила. Преобладающая часть рутила характерна для



метапелитовых пород, однако их небольшое количество типично для метабазитов. Полученные значения температур от 444 до 678°C, соответствуют метаморфическим комплексам, сформированным в условиях фации зеленых/голубых сланцев и амфиболитовой/эктогитовой фации метаморфизма (см. рис. 6; см. табл. 3).

Таким образом, накопление метаосадочных пород сарычабынской серии и косагашской свиты происходило за счет эрозии комплексов, среди которых присутствуют метабазиты и метапелиты умеренных и высоких степеней метаморфизма, а также кислые магматические породы, сформированные при участии источников с различной коровой предисторией.

Корреляция мезо-неопротерозойских осадочных последовательностей западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса

Мезопротерозойские–раннепротерозойские осадочные комплексы участвуют в строении большинства докембрийских террейнов западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса. Близкие по строению и возрасту кварцито-сланцевые и кварцито-сланцево-карбонатные толщи развиты в пределах следующих структур [2, 58, 60, 61, 63, 65, 85, 94] (см. рис. 1, б; рис. 10):

- Актау-Илийского блока (Илийский, Джунгарский и Актау-Моинтинский террейны);
- террейнов Северного Казахстана (Кокчетавский, Ерементау-Ниязский, Ишкеольмесский террейны);
- Северного Тянь-Шаня (Иссыккульский террейн);
- восточной и западной частей террейна Китайского Центрального Тянь-Шаня.

По строению разрезов изученные метаосадочные толщи Джунгарского террейна наиболее близки к кварцито-сланцевым толщам киикской

Рис. 10. Корреляционная схема мезопротерозойско–неопротерозойских отложений и магматических событий Джунгарского (полученные данные) и Актау-Моинтинского (по [11, 63]) террейнов; северной и южной частям Илийского террейна (по [60, 61, 97]); террейнов Северного Казахстана (по [65]); Иссыккульского террейна (по [2]); западной и восточной частям Китайского Центрального Тянь-Шаня (по [61, 85]).

1 – кварциты, сланцы и кварцито-сланцы; 2–3 – эффузивы состава: 2 – основного, 3 – кислого; 4 – гнейсы, сланцы и амфиболиты; 5 – граниты и гранито-гнейсы; 6 – dZr возрасты наиболее молодых кластеров обломочных цирконов

серии Актау-Моинтинского террейна. Их накопление началось ~1.1 млрд назад, источниками сноса являлись преимущественно мезо- и палеопротерозойские комплексы. Обломочный циркон имеет подобные распределения возрастов и значения $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ (–7.1...+8.7) [11, 63] (рис. 11, а–б, д–е).

Отличительной особенностью кварцитов и сланцев Актау-Моинтинского террейна является существенное преобладание в них мезо–палеопротерозойского (1400–1800 млн лет) обломочного циркона с отрицательными значениями $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ до –15.

В пределах Илийского террейна близкие по строению и возрасту кварцито-сланцевые и кварцито-сланцево-карбонатные толщи выделяются как комплекс Венчуань в северной и комплекс Текеси в южной части Илийского террейна (см. рис. 1, б, 10).

Для этих толщ характерны близкие распределения возрастов обломочного циркона, однако отличительной чертой пород комплекса Венчуань является присутствие заметного количества зерен циркона, имеющих возраст ~0.9 млрд лет (см. рис. 11, в, г) [60].

Наличие зерен циркона такого возраста может быть связано с присутствием среди метаосадочных пород большого количества зон мигматизации, тел и различного размера жил неопротерозойских гранитоидов, которые широко распространены в обеих частях Илийского террейна и имеют близкие модельные возрасты по результатам изучения изотопного состава Nd в породах и Hf в цирконах (в среднем 1.7–2.1 млрд лет назад) [60, 71, 86, 96, 97].

Сравнение полученных распределений возрастов и значений $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ в цирконе из метаосадочных толщ Джунгарского и Илийского террейнов показало, что толщи имеют близкие источники сноса и время седиментации (см. рис. 11, а, в–д, ж, з).

Несмотря на некоторые различия, мы предполагаем, что кварцито-сланцевые и кварцито-сланцево-карбонатные толщи Актау-Моинтинского, Джунгарского и Илийского террейнов являются фрагментом единой осадочной последовательности. Нижний возрастной предел ее накопления составляет ~1100–1200 млн лет. Верхний предел (~920 млн лет) определяется временем внедрения раннепротерозойских гранитоидов, широко распространенных в пределах этих террейнов и прорывающих метаосадочные толщи (см. рис. 10).

Следовательно, формирование этой единой осадочной последовательности происходило в

конце мезопротерозоя–начале неопротерозоя (~1100–1200–~900 млн лет).

По строению разрезов и обстановкам осадконакопления комплексы Актау-Илийского блока близки к кварцито-сланцевым толщам Кокчетавского (шарыкская, андреевская, кокчетавская свиты), Ишкеольмесского (тонгбайская свита) и Ерементау-Ниязского (ниязская и святогорская свиты) террейнов Северного Казахстана и Иссыккульского террейна (джельдысуйская и оввская свиты) Северного Тянь-Шаня [2, 5, 9, 27, 45, 65] (см. рис. 1, б; см. рис. 10).

Накопление кварцито-сланцевых толщ этих террейнов началось ~1 млрд лет назад, источниками сноса являлись мезопротерозойские, палеопротерозойские, неоархейские комплексы [2, 7, 65] (рис. 12).

При этом почти весь циркон из кварцито-сланцевых толщ террейнов Северного Казахстана характеризуется высокими положительными значениями ε_{Hf} , типичными для материнских пород с относительно короткой коровой историей [65] (рис. 13, а).

Сравнение возрастов обломочного циркона в кварцито-сланцевых толщах Актау-Илийский блока, Иссыккульского террейна и террейнов Северного Казахстана показывает их близкие диапазоны накопления (см. рис. 12).

Для кварцитов и сланцев террейнов Северного Казахстана и Иссыккульского террейна характерно существенное преобладание мезопротерозойского (1200–1500 млн лет) обломочного циркона. Мезопротерозойский циркон в толщах, рассматриваемых террейнов, имеет в основном положительные значения $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ до +12.7 и близкие модельные возрасты ($t_{\text{Hf}}(C) = 1.2–2.0$ млрд лет) (см. рис. 13, а).

Более древний циркон толщ Актау-Илийского блока характеризуются значительно большим диапазоном значений $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ (–14...+11), чем циркон из кварцитов террейнов Северного Казахстана (в основном от 0 до +11) (см. рис. 13, а).

Различие характеристик домезопротерозойского обломочного циркона из кварцито-сланцевых толщ террейнов Северного Казахстана могут быть связаны с большей площадью источников сноса, которые на разных участках были сложены комплексами с различной коровой предысторией.

Другим крупным блоком, где широко представлены докембрийские метаосадочные породы, является террейн Китайского Центрального Тянь-Шаня (см. рис. 1, б; 10).

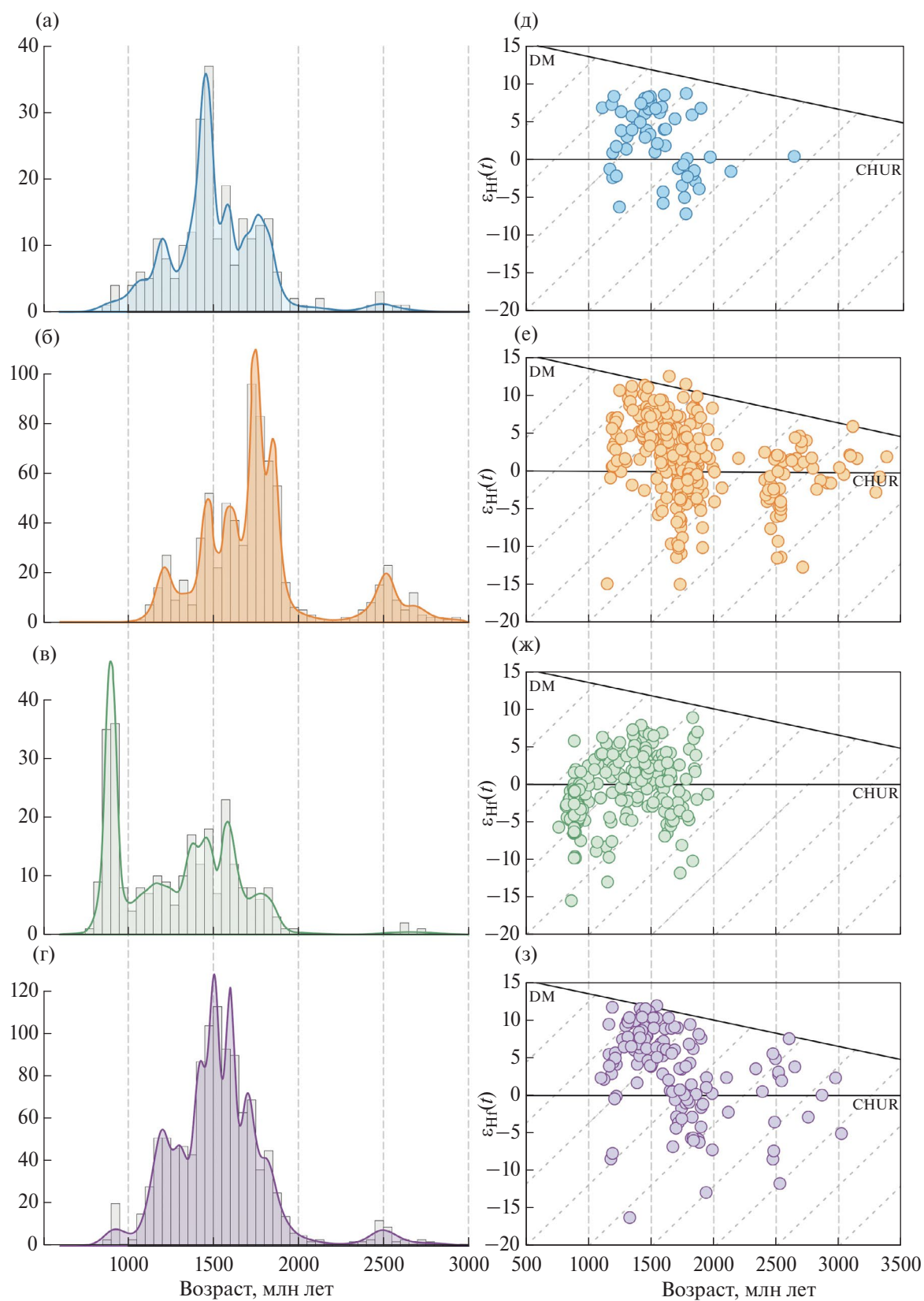


Рис. 11. (а)–(г) – Графики плотности вероятности и гистограммы распределения возраста обломочных цирконов; (д)–(з) – изотопная диаграмма $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ –возраст (млн лет) для обломочных цирконов.

Террейны: Джунгарский (по полученным данным в (а)–(д)); Актау-Моинтинский (по [11, 63]) в (б)–(е); северная часть Илийского (по [60]) в (в, ж); южная часть Илийского (по [58, 97]) в (г)–(з).

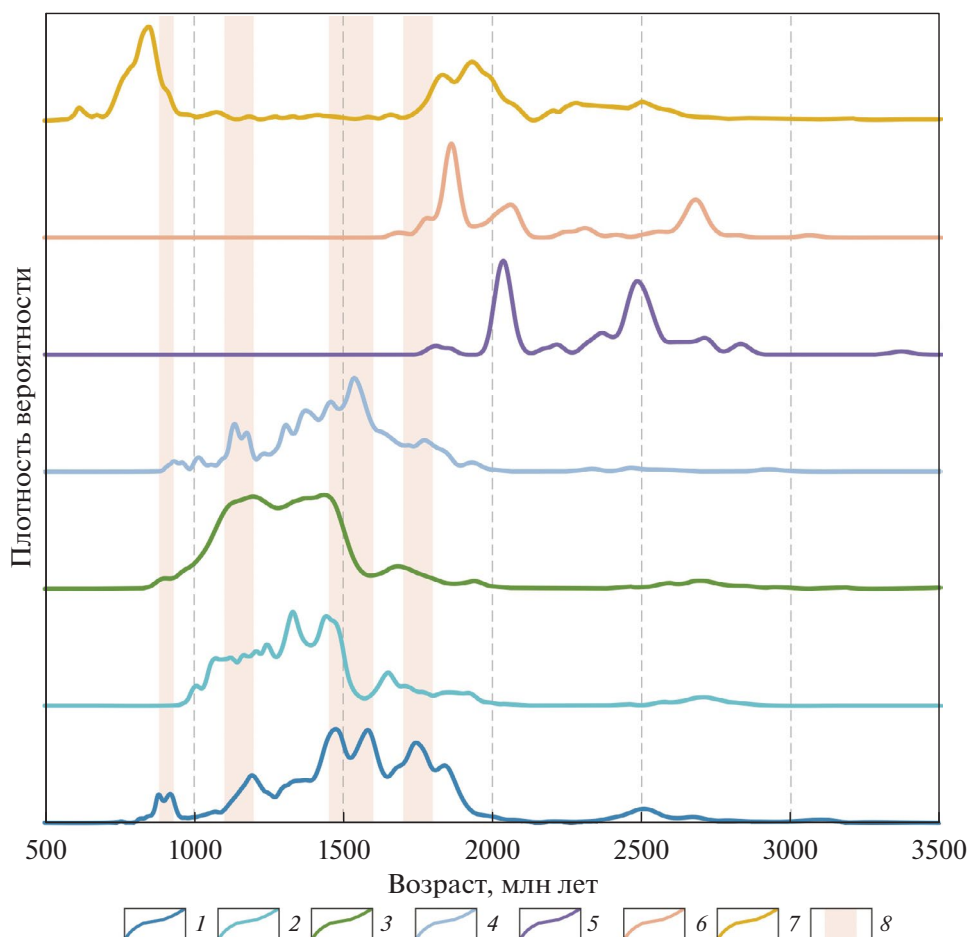


Рис. 12. Графики плотности вероятности возрастов обломочных цирконов из докембрийских метаосадочных толщ террейнов (построены с использованием программ Normalized Prob Plot [48]).

1–7 – террейны: 1 – Джунгарский (полученные данные), Актау-Моинтинский (по [11, 63]), северная и южная части Илийского (по [58, 60, 97]), 2 – Северный Казахстан (по [65]), 3 – Иссыккульский (по [2]), 4 – западная и восточная части Китайского Центрального Тянь-Шаня (по [58, 61, 85]), 5 – Улутауский (по [20]), 6 – Чуйско-Кендыктасский (по [10]), 7 – Таримский кратон (по [52, 53, 94, 95]), 8 – основные события свеконорвежской орогении (по [32, 33])

В его строении участвуют метаосадочные толщи, сложенные мраморами, кварцитами и кварцито-сланцами, которые относятся на западе к комплексу Кекесу и на востоке – к комплексам Синьсинься и Кавабулак [58, 85].

Несмотря на некоторые различия в домезопротерозойской тектонической истории, в позднем мезопротерозое–раннем неопротерозое в обеих частях Китайского Центрального Тянь-Шаня происходило накопление терригенных толщ [85]. Популяции обломочного циркона из этих толщ имеют диапазон значений от позднего палеопротерозоя до мезопротерозоя, при этом основные возрастные максимумы находятся в интервале 1400–1600 млн лет (см. рис. 12).

Большая часть зерен циркона с мезопротерозойскими оценками возраста имеет положительные

значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ до +13.9, остальные зерна циркона имеют более широкий диапазон значений $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от –22.1 до +10.6 [61, 85] (см. рис. 13, б). Кроме того, в обеих частях Китайского Центрального Тянь-Шаня широко распространены неопротерозойские гранитоиды, которые имеют близкие изотопно-геохимические характеристики [46, 59, 85, 90].

Сравнение результатов изучения обломочного циркона из метаосадочных толщ Актау-Илийского блока и террейна Китайского Центрального Тянь-Шаня показывает значительное сходство возрастных диапазонов и характеристик изотопного состава Hf (см. рис. 12; см. рис. 13, б).

Неопротерозойские магматические комплексы этих террейнов также имеют близкие возрасты и изотопно-геохимические характеристики [46, 57, 59, 62].

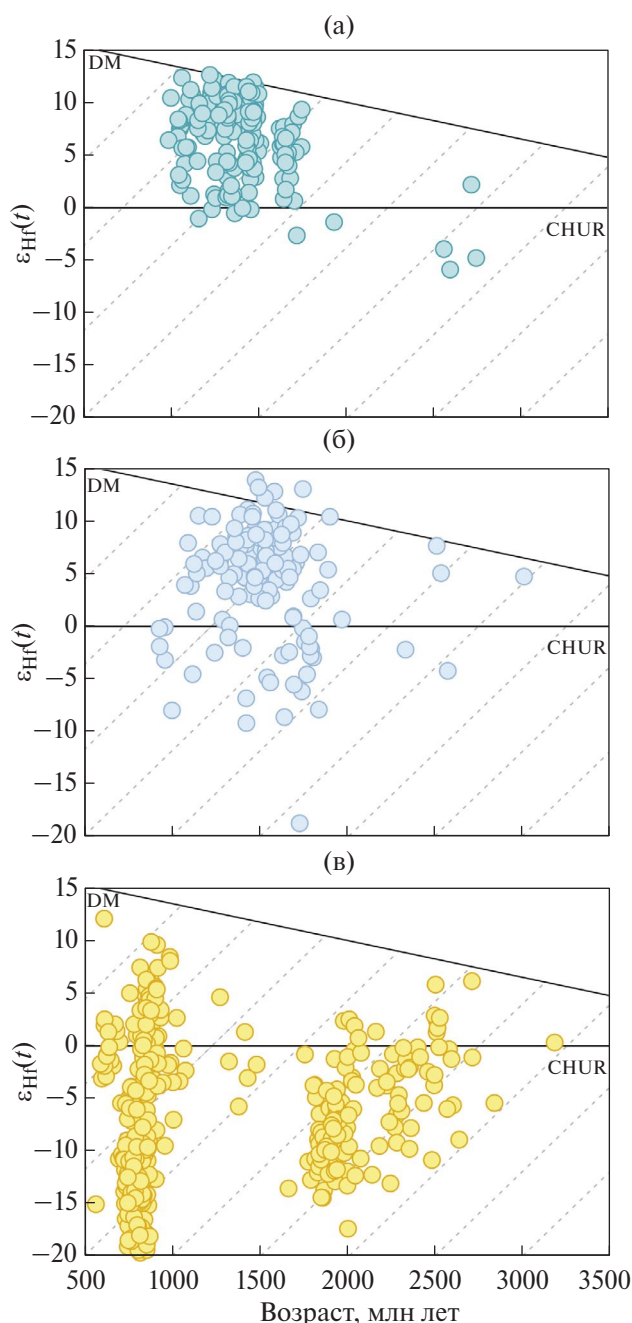


Рис. 13. Изотопная диаграмма ε_{Hf} – возраст (млн лет) для обломочных цирконов из докембрийских метасадочных толщ.

(а)–(в) – Террейны: (а) – Северного Казахстана (по [65]), (б) – западная и восточная части Китайского Центрального Тянь-Шаня (по [58, 85]), (в) – Таримский кратон (по [52, 53, 94, 95])

Следовательно, можно предполагать близкое положение рассматриваемых блоков в конце мезопротерозоя–начале неопротерозоя.

Сравнение распределений возрастов обломочного циркона из метасадочных толщ Актау-Илийский блока и ранне-неопротерозойских

осадочных последовательностей северной части Таримского кратона показало их существенные различия [52, 53, 94, 95] (см. рис. 12).

В толщах, развитых на севере Таримского кратона, почти отсутствует обломочный циркон в интервале 1100–1700 млн лет, большом количестве представленный в толщах Актау-Илийского блока, также существенно отличаются значения $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ в цирконе [51, 52] (см. рис. 13, в).

Для Таримского кратона на протяжении неогархей–палеопротерозоя характерно преобладание процессов переработки более древней коры, поэтому в осадочных толщах в основном присутствует циркон с отрицательными значениями $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ [51, 52, 94] (см. рис. 13, в). В то же время в эволюции Актау-Илийского блока одновременно с магматическим рециклингом более древних коровых образований происходили процессы наращивания континентальной коры, что нашло отражение в широком диапазоне значений $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ циркона из кварцитов и сланцев (см. рис. 13, в).

Эти данные дают основание предполагать, что связь между Актау-Илийским блоком и Таримским кратоном в позднем мезопротерозое–раннем неопротерозое отсутствовала.

Положение Актау-Илийского континентального блока

Особенности строения разрезов, обстановки седиментации, возрастной диапазон и характер источников сноса кварцито-сланцевых толщ позднего мезопротерозоя–раннего неопротерозоя указывает на принадлежность Актау-Илийского, Китайского Центрального Тянь-Шаня, Кокчетавского, Ишкеольмесского, Еременту-Ниязского и Иссыккульского террейнов к одному крупному континентальному блоку или на их близкое палеогеографическое и палеотектоническое положение.

Согласно предыдущим исследованиям, полученные распределения и основные максимумы возрастов обломочного циркона совпадают с глобальными тектоническими, магматическими и/или метаморфическими событиями, связанными с формированием и распадом суперконтинентов Колумбия и Родиния [40, 76, 92, 93].

В настоящее время существует несколько вариантов положения Актау-Илийского блока, террейнов Китайского Центрального Тянь-Шаня, Иссыккульского террейнов и террейнов Северного Казахстана в структуре суперконтинента Родиния.

Одна из палеомоделей предлагает расположение Китайского Центрального Тянь-Шаня и Илийско-

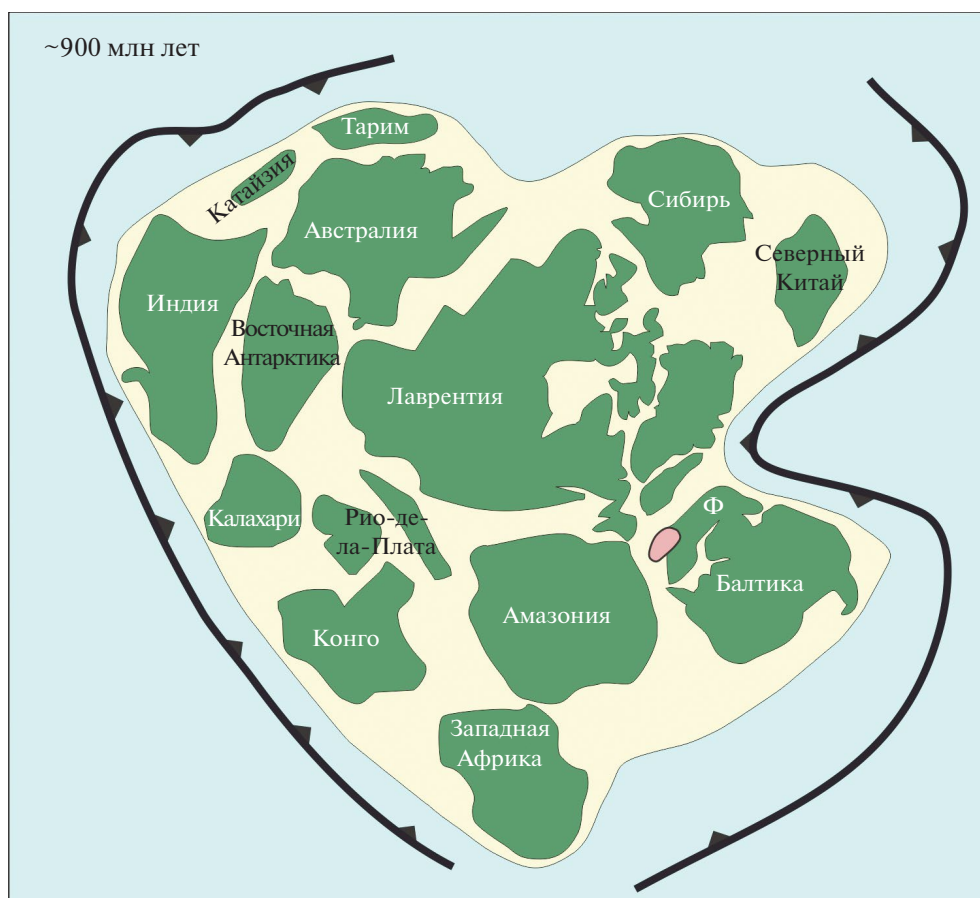


Рис. 14. Палеогеографическая реконструкция суперконтинента Родиния на ~900 млн лет (по данным [41, 61], с изменениями и дополнениями).

Обозначено (пурпур) вероятное положение Актау-Илийского блока в структуре суперконтинента Родиния (вместе с террейнами Северного Казахстана, Иссыкульским террейном и Китайским Центральным Тянь-Шанем).

го террейна вблизи Австралии. Эта модель основана на близких распределениях возрастов и изотопно-геохимических характеристиках обломочного циркона из мезопротерозойских осадочных толщ и присутствии магматических комплексов, имеющих возраст ~1.05–1.7 млрд лет, в провинции Масгрейв, которые послужили основными источниками сноса [85, 97].

Альтернативная палеомодель предполагает, что в раннем неопротерозое рассматриваемая группа террейнов располагалась на окраине суперконтинента Родиния, между юго-востоком Сибири и северо-востоком Лаврентии [58]. В основу этой модели было положено сходство распределений возрастов обломочного циркона в толщах этих террейнов с позднемезопротерозойскими песчаниками юго-восточной части Сибири и поздне-мезопротерозойско-ранненеопротерозойскими метаосадочными толщами северо-востока Лаврентии, Балтики и северо-запада Северного Китая [58].

Кроме близости возрастных и изотопных Hf характеристик обломочного циркона, отмечаются близкие изотопно-геохимические характеристики неопротерозойских (1.0–0.9 млрд лет) гранитоидов S- и I-типов в строении Илийского блока и Китайского Центрального Тянь-Шаня и магматических комплексов, выявленных в пределах Шотландии, Восточной Гренландии, Шпицбергена и Пирии, объединяемых в Вальгальский ороген [37–40].

Однако в пределах террейнов Северного Казахстана и Северного Тянь-Шаня мезопротерозойские (1.05–1.2 млрд лет) магматические комплексы, подстилающие кварцито-сланцевые толщи, представлены постколлизийными гранитоидами, изотопные составы Nd и Hf в цирконах в которых указывают на их формирование в результате магматической переработки раннедокембрийской континентальной коры [21, 24, 25, 68].

Кварцито-сланцевые толщи Актау-Моинтинского и Джунгарского террейнов прорваны ранненеопротерозойскими (~920 млн лет) гранитами,

изотопно-геохимические особенности которых указывают на их образование во внутримитических обстановках за счет плавления раннедокембрийской континентальной коры [23, 62]. Такие особенности магматических комплексов, которые подстилают и перекрывают кварцито-сланцевые толщи, свидетельствует об отсутствии прямой связи между докембрийскими террейнами Казахстана, Тянь-Шаня с Вальгалским орогенным поясом, в эволюции которого выявлено два этапа надсубдукционного магматизма в интервале 1070–710 млн лет [38–40].

Иная палеомодель предполагает, что во время формирования суперконтинента Родинии рассматриваемая группа террейнов находилась вблизи Свеконорвежского орогена на юго-западе Балтики [61, 63]. Согласно этой модели, максимумы распределений возрастов обломочного циркона из мезопротерозойских осадочных толщ совпадают с основными тектоно-магматическими событиями в Свеконорвежском орогене, что позволяет предполагать нахождение этих террейнов вблизи западной части Балтики [61, 70].

Характерной особенностью кварцито-сланцевых толщ террейнов Казахстана и Северного Тянь-Шаня является преобладание в них обломочного циркона раннемезопротерозойского возраста с максимумами ~1600, 1500 млн лет, что совпадают с возрастными основными тектоно-термальными событиями на юго-западной части Балтики (см. рис. 12):

- Готское (1640–1520 млн лет);
- Телемаркское (1520–1480 млн лет);
- Халландско–Данополонское (1470–1420 млн лет).

Такое сходство может указывать на близкое положение рассматриваемой группы террейнов по отношению к массивам Идфьорд, Телемаркия, Бэмбл, Конгсберг, Идфьорд и Восточному сегменту Свеконорвежского орогена. Присутствие обломочного циркона с возрастными 1100–1200 млн лет отражает аккрецию этих террейнов к юго-западной окраине Балтики в ходе свеконорвежской орогении (см. рис. 12).

Большое количество обломочного циркона с возрастными 1700–1800 млн лет в метаосадочных толщах Актау-Илийского блока может указывать на поступление кластического материала из параавтохтонного Восточного сегмента, где отмечаются интенсивные проявления позднепалеопротерозойского (1800–1640 млн лет) гранитоидного магматизма [33]. При таком положении рассма-

триваемой группы террейнов позднемезопротерозойский (1050–1200 млн лет) постколлизийный гранитоидный магматизм и последующее накопление кварцито-сланцевых толщ в позднем мезопротерозое–раннем неопротерозое коррелируется с бимодальным магматизмом и накоплением осадочного чехла, которые завершают наиболее раннюю фазу Свеконорвежской орогении, приводящую к коллизии террейнов Идфьорд и Телемаркия [32, 33].

Анарогенный магматизм (~920 млн лет), завершающий накопление метатерригенных толщ Актау-Илийского блока, может отражать завершающую фазу свеконорвежской орогении, которая в начале Тония (~930–920 млн лет) сопровождалась интенсивным магматизмом, включающим становление гранитов А-типа и анортозитов [32, 33] (см. рис. 12).

Таким образом, мезопротерозойская история развития группы террейнов западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса, включающая два этапа ~1100 и 900 млн лет гранитоидного магматизма, разделенные накоплением кварцито-сланцевых толщ, совпадает с тектоно-магматической эволюцией юго-запада Балтики и отражает полный цикл Свеконорвежской орогении (см. рис. 12).

Наиболее вероятным положением Актау-Илийского блока и других родственных террейнов Казахстана и Китайского Центрального Тянь-Шаня в структуре Родинии может считаться их позиция вблизи Свеконорвежского орогена на западе Балтики (рис. 14).

ВЫВОДЫ

1. Полученные результаты U–Pb и Lu–Hf изотопно-геохронологического изучения обломочного циркона из пород сарычабынской серии и косагашской свиты Джунгарского террейна Южного Казахстана позволяют считать их единым стратиграфическим уровнем. Накопление осадочных протолитов этих толщ началось ~1026 млн лет и продолжалось до внедрения гранитоидов сарычабынского и басканского комплексов, возраст которых составляет ~920 млн лет.

2. Среди источников сноса, подвергавшихся эрозии при накоплении протолитов метаосадочных пород сарычабынской серии и косагашской свиты, присутствовали мезопротерозойские и палеопротерозойские комплексы. Среди них можно выделить метабазиты и метапелиты умеренных и высоких ступеней метаморфизма, а также кислые магма-

тические породы, сформированные при участии источников с различной коровой предысторией.

3. Близкий возрастной интервал и характер источников сноса метасадочных толщ позднего мезопротерозоя—раннего неопротерозоя свидетельствуют о близости Джунгарского, Актау-Моинтинского, Илийского, Иссыккульского, Китайского Центрального Тянь-Шаня и террейнов Северного Казахстана, которые в это время, как мы полагаем, представляли собой единый континентальный блок.

4. Позднедокембрийская история развития Актау-Илийского блока и других родственных докембрийских террейнов западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса имеет сходство с тектоно-магматической эволюцией юго-запада Балтики и отражает полный цикл Свеконорвежской орогении. Наиболее вероятным расположением этих террейнов в структуре суперконтинента Родинии может считаться их позиция вблизи Свеконорвежского орогена на западе палеоконтинента Балтики.

Благодарности. Авторы благодарны д.г.-м.н. А.В. Корсакову (ИГМ, г. Новосибирск, Россия) за помощь в проведении микрозондовых исследований. Авторы выражают искреннюю признательность рецензенту А.А. Сорокину (Институт геологии и природопользования ДВО РАН (ИГиП), Амурская обл., г. Благовещенск, Россия) и анонимному рецензенту за полезные комментарии, которые позволили улучшить статью, и благодарят редактора М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работы выполнены за счет гранта Российского научного фонда проект № 22-77-00082 в рамках выполнения государственного задания ГИН РАН. Lu-Hf LA-ICP-MS исследование проведено в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН в рамках темы № 123011800012-9 государственного задания ИГГ УрО РАН.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Д.В., Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Каныгина Н.А. Раннепротерозойские (~920 млн лет) гранито-гнейсы Джунгарского Алатау, южный Казахстан: обоснование возраста по результатам U-Th-Pb (SIMS)-датирования // ДАН. 2021. Т. 496. № 1. С. 17–21.
2. Алексеев Д.В., Худолей А.К., Дюфрейн С.Э. Палеопротерозойские и неопротерозойские кварциты Киргизского Северного Тянь-Шаня: обоснование возраста по результатам датирования обломочных цирконов // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 491. № 2. С. 5–9.
3. Барчан Г.Н., Дубровский А.Г., Керн К.В. и др. Геологическая карта Текелийского рудного района. — М-6 1:50 000. — Объяснительная записка. — М.: Мингео СССР, 1985. 180 с.
4. Беспалов В.Ф., Костенко Н.Н. Геологическая карта Казахской ССР. — М-6 1:500 000. — Южно-Казахстанская серия. — Объяснительная записка. — Алма-Ата: Мингео СССР, 1981. 248 с.
5. Гвоздик Н.И. Некоторые результаты литологического изучения протерозойских сланцево-кварцитовых толщ Актау-Моинтинского антиклинория. — Кн.1. — Проблемы геологии Центрального Казахстана. — Под ред. Ю.А. Зайцева — М.: МГУ, 1980. С. 41–55.
6. Геология Северного Казахстана. — Под ред. М.А. Абдулкабировой — Алма-Ата: Наука, 1987. 224 с.
7. Дегтярев К.Е., Ковач В.П., Третьяков А.А., Котов А.Б., Ван К.-Л. Возраст и источники докембрийских циркон-рутиловых россыпей Кокчетавского сиалического массива (Северный Казахстан) // ДАН. 2015. Т. 464. № 5. С. 584–588.
8. Дегтярев К.Е. Положение Актау-Джунгарского микроконтинента в структуре палеозойского Центрального Казахстана // Геотектоника. 2003. № 4. С. 14–34.
9. Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Кузнецов Н.Б., Астраханцев О.В. Палеогеография позднего докембрия—раннего палеозоя Северной Евразии. — Под ред. ... — Екатеринбург: Изд-во, 1998. С. 159–166.
10. Каныгина Н.А., Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Пан К.-Н., Ван К.-Л., Ли Х.-Ян, Плоткина Ю. В. Первые результаты U-Pb-изучения обломочных цирконов из докембрийских кварцито-сланцевых толщ Чуйского блока (южный Казахстан) // ДАН. 2019. Т. 489. № 1. С. 52–56.
11. Каныгина Н.А., Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Pang K.-N., Wang K.-L., Lee H.-Y. Кварцито-сланцевые толщи Актау-Моинтинского массива (Центральный Казахстан): структурное положение, источники сноса, основные этапы формирования континентальной коры в докембрии // Геотектоника. 2020. № 2. С. 75–93.
12. Козаков И.К. Ранний докембрий Центрально-Азиатского складчатого пояса. — Под ред. И.К. Козакова. — СПб.: Наука, 1993. 270 с.
13. Лыдка К., Филатова Л.И. Главные черты литостратиграфии кокчетавской серии протерозоя Кокчетавского массива // Литология и полезные ископаемые. 1982. № 4. С. 130–136.
14. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. Т. 1. № 6. С. 3–32.
15. Никитин И.Ф., Цай Д.Т., Шлыгин А.Е. Рудовмещающие толщи Коксу-Текелийского рудного района // Отечественная геология 1993. № 3. С. 33–41.
16. Никитченко И.И. Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя Джунгарского Алатау // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1978. № 5. С. 1–14.

17. Попов Н.В., Добрецов Г.Л. Петрология полихронных плутонов (на примере Джунгарского Алатау). — Под ред. Э.П. Исоха. — Новосибирск: Наука, 1982. 133 с.
18. Спиридонов Э.М. О толщах кварцитов среднего и верхнего рифея Северного Казахстана // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. В. 2. С. 71–77.
19. Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора и ее состав и эволюция. — Под ред. Л.С. Бородина. — М.: Мир, 1988. 379 с.
20. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Летникова Е.Ф., Журавлев А.Н., Третьякова К.А. Эволюция Улутауского террейна (Центральный Казахстан) в палеопротерозое—эдиакарии. — В кн.: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). — Матлы науч. конф., Иркутск (17–20 октября 2023 года) — Иркутск: ИЗК СО РАН, 2023. С. 252–254.
21. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Среднерифейский гнейсограниты Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // ДАН. 2011b. Т. 440. № 4. С. 511–515.
22. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Рязанцев А.В., Пилицына А.В., Яковлева С.З., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В. Палеопротерозойские анорогенные гранитоиды Жельтавского сиалического массива (Южный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // ДАН. 2016. Т. 466. № 2. С. 196–201.
23. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В. Неопротерозойская анорогенная риолит-гранитная вулканоплутоническая ассоциация Актау-Моинтинского массива (Центральный Казахстан): возраст, источники и палеотектоническая позиция // Петрология. 2015. Т. 23. № 1. С. 26–49.
24. Третьяков А.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Среднерифейский вулканогенный комплекс Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // ДАН. 2011a. Т. 438. № 5. С. 644–648.
25. Туркина О.М., Летников Ф.А., Левин А.В. Мезопротерозойские гранитоиды фундамента Кокчетавского микроконтинента // ДАН. 2011. Т. 436. № 4. С. 499–503.
26. Филатова Л.И. Стратиграфия и историко-геологический анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. М.: Недра, 1983. 160 с.
27. Филатова Л.И., Гвоздик Н.И., Зубаткина Г.М. К стратиграфии протерозоя Центрального Казахстана. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. — Под ред. Е.Е. Милановского. — М.: Наука, 1988. С. 15–29.
28. Червяковская М.В., Вотяков С.Л., Червяковский В.С. Изучение Lu/Hf изотопного состава цирконов с помощью многоколлекторного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Neptune Plus и при-
ставки для лазерной абляции NWR 213 // Аналитика и контроль. 2021. Т. 25. № 3. С. 212–221.
29. Геология Чу-Илийского региона. — Под ред. А. А. Абдулина — Алма-Ата: Наука, 1980. 504 с.
30. Ярмолюк В.В., Дегтярев К.Е. Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // Геотектоника. 2019. № 1. С. 3–43.
31. Alexeiev D.V., Ryazantsev A.V., Kröner A., Tret'yakov A.A., Xia, X., Liu, D.Y. Geochemical data and zircon ages for rocks in a high-pressure belt of Chu-Yili Mountains, southern Kazakhstan: Implications for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and the Tianshan // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 42. P. 805–820.
32. Bingen B., Nordgulen Ø., Sigmond E.M.O., Tucker R.D., Mansfeld J., Högdahl K. Relations between 1.19–1.13 Ga continental magmatism, sedimentation and metamorphism, Sveconorwegian province, South Norway // Precambrian Research. 2003. V. 124. P. 215–241.
33. Bingen B., Skår Ø., Marker M., Sigmond E.M.O., Nordgulen Ø., Ragnhildstveit J., Mansfeld J., Tucker R.D., Liégeois J.-P. Timing of continental building in the Sveconorwegian orogen, SW Scandinavia // Norw. J. Geol. 2005. V. 85. P. 87–116.
34. Blichert-Toft J., Albarède F. The Lu–Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle–crust system // Earth and Planet. Sci. Lett. 1997. V. 148. P. 243–258.
35. Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: *Rare Earth Element Geochemistry*. — Ed. by P. Henderson, (Elsevier, NY, USA. 1984), P. 63–114.
36. Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Murphy J. B. Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles // Earth and Planet. Sci. Lett. 2016. V. 449. P. 118–126.
37. Cawood P.A., Pisarevsky S.A. Laurentia–Baltica–Amazonia relations during Rodinia assembly // Precambrian Research. 2017. V. 292. P. 386–397.
38. Cawood P.A., Strachan R., Cutts K., Kinny P.D., Hand M., Pisarevsky S. Neoproterozoic orogeny along the margin of Rodinia: Valhalla orogen, North Atlantic // Geology. 2010. V. 38. P. 99–102.
39. Cawood P.A., Strachan R.A., Merle R.E., Millar I.L., Loewy S.L., Dalziel I.W.D., Kinny P.D., Jourdan F., Nemchin A.A., Connelly J.N. Neoproterozoic to early Paleozoic extensional and compressional history of East Laurentian margin sequences: The Moine supergroup, Scottish Caledonides // GSA. Bull. 2015. V. 127. P. 349–371.
40. Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Murphy J.B. Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. V. 449. P. 118–126.
41. Cawood P.A., Wang Y., Xu Y., Zhao G. Locating South China in Rodinia and Gondwana: a fragment of greater India lithosphere? // Geology. 2013. V. 41. P. 903–906.

42. *Condie K.C.* Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales // *Chem. Geol.* 1993. V. 104. P. 1–37.
43. *Cullers R.L.* The chemical signature of source rocks in size fractions of Holocene stream sediment derived from metamorphic rocks in the Wet Mountains region, Colorado, USA // *Chem. Geol.* 1994. V. 113. P. 327–343.
44. *Cullers R.L.* The geochemistry of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: Implications for provenance and metamorphic studies // *Lithos.* 2000. V. 51. P. 181–203.
45. *Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V.* Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // *Gondwana Research.* 2017. V. 47. P. 44–75.
46. *Gao J., Wang X.-S., Klemm R., Jiang T., Qian Q., Mu L.-X., Ma Y.-Z.* Record of assembly and breakup of Rodinia in the southwestern Altaids: Evidence from Neoproterozoic magmatism in the Chinese Western Tianshan orogen // *J. Asian Earth Sci.* 2015. V. 113. P. 173–193.
47. *Gehrels G.* Introduction to detrital zircon studies of Paleozoic and Triassic strata in Western Nevada and Northern California // *GSA. Spec. Pap.* 2000. V. 347. P. 1–17.
48. *Gehrels G.E.* Detrital zircon U–Pb geochronology: Current methods and new opportunities. – In: *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances.* – Ed. by C. Busby, A. Azor, (Wiley-Blackwell, Chichester, UK. 2012). P. 47–62.
49. *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.* 2015. V. 27. P. 424–438.
50. *Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X., Zhou X.* Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes // *Lithos.* 2002. V. 61. P. 237–269.
51. *He J., Zhu W., Zheng B., Wu H., Cui X., Lu Y.* Neoproterozoic diamictite-bearing sedimentary rocks in the northern Yili Block and their constraints on the Precambrian evolution of microcontinents in the western Central Asian Orogenic Belt // *Tectonophysics.* 2015b. V. 665. P. 23–36.
52. *He J.W., Zhu W.B., Ge R.F.* New age constraints on Neoproterozoic diamictites in Kuruktag, NW China and Precambrian crustal evolution of the Tarim Craton // *Precambrian Research.* 2014a. V. 241. P. 44–60.
53. *He J.W., Zhu W.B., Ge R.F., Zheng B.H., Wu H.L.* Detrital zircon U–Pb ages and Hf isotopes of Neoproterozoic strata in the Aksu area, northwestern Tarim Craton: implications for supercontinent reconstruction and crustal evolution // *Precambrian Research.* 2014b. V. 254. P. 194–209.
54. *Herron M.M.* Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *J. Sediment. Petrol.* 1988. V. 58. P. 820–829.
55. *Hoskin P.W.O., Schaltegger U.* The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Rev. Mineral. Geochem.* 2003. V. 53. P. 27–62.
56. *Hu A.Q., Wei G.J., Jahn B.M., Zhang J.B., Deng W.F., Chen L.L.* Formation of the 0.9 Ga Neoproterozoic granitoids in the Tianshan Orogen, NW China: constraints from the SHRIMP zircon age determination and its tectonic significance // *Geochimica.* 2010. V. 39. № 3. P. 197–212 (in Chinese with English abstract).
57. *Huang B.T., He Z.Y., Zhang Z.M., Klemm R., Zong K.Q., Zhao Z.D.* Early Neoproterozoic granitic gneisses in the Chinese Eastern Tianshan: Petrogenesis and tectonic implications // *J. Asian Earth Sci.* 2015a. V. 113. № 1. P. 339–352.
58. *Huang H., Cawood P.A., Hou M.C., Xiong F.H., Ni S.J., Gong T.T.* Provenance of latest Mesoproterozoic to early Neoproterozoic (meta)-sedimentary rocks and implications for paleogeographic reconstruction of the Yili Block // *Gondwana Research.* 2019. V. 72. P. 120–138.
59. *Huang Z., Long X., Kröner A., Yuan C., Wang Y., Chen B., Zhang Y.* Neoproterozoic granitic gneisses in the Chinese Central Tianshan block: Implications for tectonic affinity and Precambrian crustal evolution // *Precambrian Research.* 2015b. V. 269. P. 73–89.
60. *Huang Z., Long X., Yuan C., Sun M., Wang Y., Zhang Y., Chen B.* Detrital zircons from Neoproterozoic sedimentary rocks in the Yili block: Constraints on the affinity of microcontinents in the southern Central Asian orogenic belt // *Gondwana Research.* 2016. V. 37. P. 39–52.
61. *Huang Z., Yuan C., Long X., Zhang Y., Du L.* From breakup of Nuna to assembly of Rodinia: A link between the Chinese Central Tianshan block and Fennoscandia // *Tectonics.* 2019. V. 38. P. 4378–4398.
62. *Kanygina N., Tretyakov A., Alexeiev D., Degtyarev K., Skoblenko A., Soloshenko N., Ermolaev B.* Early Neoproterozoic granite-gneisses of the Junggar Alatau (Southeastern Kazakhstan): Age, petrogenesis and tectonic implications // *Acta Geologica Sinica.* 2024. V. 98. № 1. P. 67–82.
63. *Kanygina N., Tretyakov A., Degtyarev K., Kovach V., Skuzovatov S., Pang K.-N., Wang K.-L., Lee H.-Y.* Late Mesoproterozoic–early Neoproterozoic quartzite–schist sequences of the Aktau–Mointy terrane (Central Kazakhstan): Provenance, crustal evolution, and implications for paleotectonic reconstruction // *Precambrian Research.* 2021. V. 354. Art. 106040.
64. *Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R.* One view on the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis of primitive andesite and lower crust // *Treat. Geochem.* 2014. P. 749–806.
65. *Kovach V., Degtyarev K., Tretyakov A., Kotov A., Tolmacheva E., Wang K.-L., Chung S.-L., Lee H.-Y., Jahn B.-M.* Sources and provenance of the Neoproterozoic placer deposits of the Northern Kazakhstan: Implication for continental growth of the western Central Asian orogenic belt // *Gondwana Research.* 2017. V. 47. P. 28–43.
66. *Kröner A., Alexeiev D.V., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Corsini M., Chao Y., Wong J., Windley B.F., Liu D., Tretyakov A.A.* Zircon and muscovite ages, geochemistry and Nd–Hf isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: evidence for an Early Ordovician collision belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan // *Gondwana Research.* 2012. V. 21. P. 901–927.

67. Kröner A., Alexeiev D.V., Kovach V.P., Rojas-Agramonte Y., Tretyakov A.A., Mikolaichuk A.V., Xie H., So-bel E.R. Zircon ages, geochemistry and Nd isotopic systematics for the Palaeoproterozoic 2.3 to 1.8 Ga Kuilyu complex, East Kyrgyzstan – the oldest continental basement fragment in the Tianshan orogenic belt // *J. Asian Earth Sci.* 2017. V. 135. P. 122–135.
68. Kröner A., Alexeiev D.V., Rojas-Agramonte Y., Hegner E., Wong J., Xia X., Belousova E., Mikolaichuk A.V., Seltmann R., Liu D., Kiselev V.V. Mesoproterozoic (Grenville age) terranes in the Kyrgyz North Tianshan: Zircon ages and Nd–Hf isotopic constraints on the origin and evolution of basement blocks in the southern Central Asian orogen // *Gondwana Research.* 2013. V. 23. P. 272–295.
69. Kröner A., Windley B.F., Badarch G., Tomurtogoo O., Hegner E., Jahn B.M., Gruschka S., Khain E.V., Demoux A., Wingate M.T.D. Accretionary growth and crust formation in the Central Asia orogenic belt and comparison with the Arabian–Nubian shield // *GSA Bull.* 2007. V. 200. P. 1–29.
70. Liu C., Zhao G., Liu F., Shi J. Detrital zircon U–Pb and Hf isotopic and whole-rock geochemical study of the Bayan Obo group, northern margin of the North China craton: Implications for Rodinia reconstruction // *Precambrian Research.* 2017. V. 303. P. 372–391.
71. Liu H.S., Wang B., Shu L.S., Jahn B.M., Lizuka Y., Chen Y. Detrital zircon ages of Proterozoic meta-sedimentary rocks and Paleozoic sedimentary cover of the northern Yili block: Implications for the tectonics of microcontinents in the Central Asian orogenic belt // *Precambrian Research.* 2014. V. 252. P. 209–222.
72. Ludwig K.R. Isoplot v. 4.15. Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochron. Center. Spec. Publ.* 2008. V. 4. P. 76.
73. McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. – In: *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments.* – Ed. by M.J. Johnson, A. Basu, (GSA Spec. Pap. 1993. V. 284), P. 21–40.
74. Meinhold G. Rutile and its application in Earth sciences // *Earth Sci. Rev.* 2010. V. 102. P. 1–28.
75. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature.* 1982. V. 299. P. 715–717.
76. Rogers J.W., Santosh M. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent // *Gondwana Research.* 2002. V. 5. No. 1. P. 5–22.
77. Sengör A.M.C., Natal'In B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature.* 1993. V. 364. P. 299–307.
78. Sheshukov V.S., Kuzmichev A.B., Dubenskiy A.S., Okina O.I., Degtyarev K.E., Kanygina N.A., Kuznetsov N.B., Romanjuk T.V., Lyapunov S.M. U–Pb zircon dating by LA-SF-ICPMS at Geological Institute GIN RAS (Moscow). – *Proc. 10th Int. conference “Analysis of Geological and Environmental Materials,”* (Sydney, Australia. 2018. Abstr.), p. 63.
79. 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. V. 42), P. 313–345.
80. Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. – (Blackwell, Oxford, UK. 1985), 312 p.
81. Tomkins H.S., Powell R., Ellis D.J. The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer // *J. Metamorph. Geol.* 2007. V. 25. P. 703–713.
82. Triebold S., von Eynatten H., Zack T. A recipe for the use of rutile in sedimentary provenance analysis // *Sedimentary Geology.* 2012. V. 282. P. 268–275.
83. Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. LA-ICP-MS in the Earth sciences – appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS. – In: *Short Course Mineralogical Assoc.* – Ed. by P.J. Sylvester, (St. John's Publ., Ottawa, Canada, 2001. V. 29), P. 239–243.
84. Vermeesch P. Isoplot R: A free and open toolbox for geochronology // *Geosci. Frontiers.* 2018. V. 9. P. 1479–1493.
85. Wang L.X., Huang H., Hou M.C., Kneller B., Xiong F. H., Luo H.W., Zhu S.X. Reconstruction of microcontinents during the assembly of Rodinia: A case study from the Central Tianshan block // *Precambrian Research.* 2024. V. 400. Art. 107270.
86. Wang B., Liu H., Shu L., Jahn B., Chung S., Zhai Y., Liu D. Early Neoproterozoic crustal evolution in northern Yili Block: Insights from migmatite, orthogneiss and leucogranite of the Wenquan metamorphic complex in the NW Chinese Tianshan // *Precambrian Research.* 2014a. V. 242. P. 58–81.
87. Wang B., Shu L., Liu H., Gong H., Ma Y., Mu L., Zhong L. First evidence for ca. 780 Ma intra-plate magmatism and its implications for Neoproterozoic rifting of the North Yili block and tectonic origin of the continental blocks in SW of Central Asia // *Precambrian Research.* 2014b. V. 254. P. 258–272.
88. Watson E. B., Wark D. A., Thomas J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2006. V. 151. P. 413–433.
89. Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian orogenic belt // *J. Geol. Soc. London.* 2007. V. 164. P. 31–47.
90. Yang T.N., Li J.Y., Sun G.H., Wang Y.B. Mesoproterozoic continental arc type granite in the Central Tianshan Mountains: zircon SHRIMP U–Pb dating and geochemical analyses // *Acta Geol. Sin.* 2008. V. 82. P. 117–125.
91. Zack T., Moraes R., Kronz A. Temperature dependence of Zr in rutile: Empirical calibration of a rutile thermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2004a. V. 148. № 4. P. 471–488.
92. Zhao G. C., Cawood P. A., Wilde S. A., Sun M. Review of global 2.1–1.8 Ga orogens implications for a pre-Rodinia supercontinent // *Earth Sci. Rev.* 2002. V. 59. P. 125–162.
93. Zhao G. C., Sun M., Wilde S. A., Li S. Z. A Paleoproterozoic supercontinent: Assembly, growth and breakup // *Earth Sci. Rev.* 2004. V. 67. № 1–2. P. 91–123.

94. Zheng B.H., Zhu W.B., Ge R., Wu H., He J., Lu Y. Proterozoic tectonic evolution of the Tarim craton: New insights from detrital zircon U–Pb and Lu–Hf isotopes of metasediments in the Kuruktag area // *Precambrian Research*. 2020. V. 346. Art. 105788.
95. Zhu W., Zheng B., Shu L., Ma D., Wu H., Li Y., Huang W., Yu J. Neoproterozoic tectonic evolution of the Precambrian Aksu blue-schist terrane, Northwestern Tarim, China: Insights from LA-ICP-MS zircon U–Pb ages and geochemical data // *Precambrian Research*. 2011. V. 185. P. 215–230
96. Zhu X., Wang B., Cluzel D., He Z., Zhou Y., Zhong L. Early Neoproterozoic gneissic granitoids in the southern Yili block (NW China): Constraints on microcontinent provenance and assembly in the SW Central Asian orogenic belt // *Precambrian Research*. 2019. V. 325. P. 111–131.
97. Zhu X., Wang B., Sun Z., Liu J., He Z., Zhong L. Detrital zircon ages of the Mesoproterozoic metasedimentary rocks in the southern Yili block: Implications for tectonic affinities of the microcontinents in SW Central Asian orogenic belt // *Precambrian Research*. 2020. V. 350. Art. 105926.
98. Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. Geology of the USSR: a plate-tectonic synthesis. – In: *Geology of the USSR*. – Ed. by B.M. Page, (AGU, Washington, DC, USA. 1990. V.21), 242 p.

Geological Position of the Junggar Terrane (Southern Kazakhstan) in the Structure of Rodinia Supercontinent: Results of Research of the Late-Precambrian Metasedimentary Complexes

N. A. Kanygina^{a, *}, A. A. Tretyakov^a, K. E. Degtyarev^a, A. S. Dubenskiy^a,
K. G. Erofeeva^a, V. S. Sheshukov^a, V. S. Chervyakovskiy^b, M. V. Chervyakovskaya^b

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

^b*A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of the Russian Academy of Sciences,
bld. 15, st. Academician Vonsowski, 620016 Yekaterinburg, Russia*

*e-mail: kanygina.nadia@gmail.com

The results of studying of the Precambrian metasedimentary sequences of the Junggar terrane located in South Kazakhstan are given in the article. In the structure of the Junggar terrane, we studied the rocks of the Sarychebyn group and Kosagash formation. Petrogeochemical data combined with the results of U–Pb and Lu–Hf isotope-geochronological studies of the detrital zircons showed that the Sarychebyn Group and the Kosagash formation represent a similar stratigraphic level that accumulation occurred in the Late Mesoproterozoic to Early Neoproterozoic (~1026–~920 Ma). The main sources of the detrital zircon age populations were the Mesoproterozoic and Paleoproterozoic complexes. Among these complexes can be identified metabasites and metapelites of intermediate and high metamorphic grades, as well as felsic igneous rocks formed with the participation of various sources, can be distinguished. The Junggar terrane exhibits a close tectonic affinity with the Aktau-Mointy, Yili, Issyk-Kul, Chinese Central Tien-Shan, and the Northern Kazakhstan terranes in the Late Precambrian. They were probably located near the Sveconorwegian orogen in the western Baltica within the Rodinia supercontinent structure.

Keywords: Junggar terrane, paleoreconstruction, Rodinia supercontinent, Neoproterozoic, provenance, detrital zircons, U–Pb dating, Lu–Hf isotopes

УДК 551.26(552.51)

ЭВОЛЮЦИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ КАЗАХСТАНСКОГО ПАЛЕОКОНТИНЕНТА: РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЖАРМА-САУРСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ ЗОНЫ¹

© 2024 г. В. А. Пенкина¹, П. Д. Котлер^{1, 3, *}, И. Ю. Сафонова^{1, 2}, С. В. Хромых¹,
А. А. Перфилова^{1, 2}, А. В. Куликова^{1, 3}, И. А. Галимуллин³

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
д. 3, пр. Академика Коптюга, 630090 Новосибирск, Россия

²Новосибирский государственный университет, д. 1, ул. Пирогова, 630090 Новосибирск, Россия

³Казанский (Приволжский) федеральный университет, д. 18, ул. Кремлевская, 420111 Казань, Россия

*e-mail: pkotler@yandex.ru

Поступила в редакцию 31.01.2024 г.

После доработки 19.03.2024 г.

После повторной доработки 05.06.2024 г.

Принята в печать 26.06.2024 г.

Проведены исследования петрографии, петрохимии, геохимии и Nd-изотопии осадочных и вулканогенно-осадочных пород, а также U–Pb датирование детритовых цирконов из песчаников и туфопесчаников четырех стратиграфических подразделений Жарма-Саурской островодужной зоны. Полученные данные, геологическое строение и анализ дискриминантных диаграмм свидетельствуют о том, что формирование песчаников живетско-франской толщи являлось результатом размыва и разрушения раннепалеозойских магматических комплексов Чингиз-Тарбагатайской зоны Казахстанского палеоконтинента. Туфопесчаники кояндинской свиты турнейского яруса и терсайрыкской свиты визейского яруса, распространенные в пределах Воронцовско-Саруской подзоны, являются продуктом разрушения пород и вулканической активности Жарма-Саурской вулканической дуги. Питающими провинциями для осадочных пород коконьской свиты визейского яруса, занимающей большую часть Жарминско-Сарсазанской подзоны, являлись одновременно раннепалеозойские образования Чингиз-Тарбагатайской зоны и раннекаменноугольные вулканогенные комплексы Жарма-Саурской дуги. Полученные нами данные показывают, что развитие Жарма-Саурской дуги происходило вблизи северо-восточной окраины Казахстанского палеоконтинента в конце позднего девона—в начале каменноугольного периода.

Ключевые слова: островная дуга, вулканизм, питающая провинция, Казахстанский палеоконтинент, Обь–Зайсанский (Иртыш–Зайсанский) палеоокеан, Жарма-Саурская зона, Чингиз-Тарбагатайская зона, поздний палеозой

DOI: 10.31857/S0016853X24030032, EDN: FGNFYM

ВВЕДЕНИЕ

Жарма-Саурская островодужная зона (далее — зона) Восточного Казахстана располагается в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Данная зона представляет собой область сочленения раннепалеозойских комплексов Бошекуль-Чингизской складчатой системы и позднепалеозойских комплексов Обь-Зайсанской (Иртыш-Зайсанской) складчатой системы (рис. 1).

Восточная часть Жарма-Саурской зоны сложена позднепалеозойскими осадочными и вулканоген-

но-осадочными островодужными комплексами, ее западная часть представляет собой каменноугольный осадочный прогиб, заложенный на раннепалеозойском фундаменте [7].

На данный момент предложено несколько различных геодинамических моделей развития Жарма-Саурской зоны и северо-восточной окраины Казахстанского палеоконтинента в девон-каменноугольное время [7, 11, 41, 34, 35, 58, 60, 64, 65].

Модели отличаются как по направлению погружения субдуцирующей океанической плиты — на юго-запад в сторону комплексов Бошекуль-Чингизской складчатой системы или на северо-восток в сторону Сибирского континента, так и по положению Жарма-Саурской дуги относительно

¹ Дополнительные материалы размещены в электронном виде по DOI статьи: 10.31857/S0016853X24030032, доступны для авторизованных пользователей.

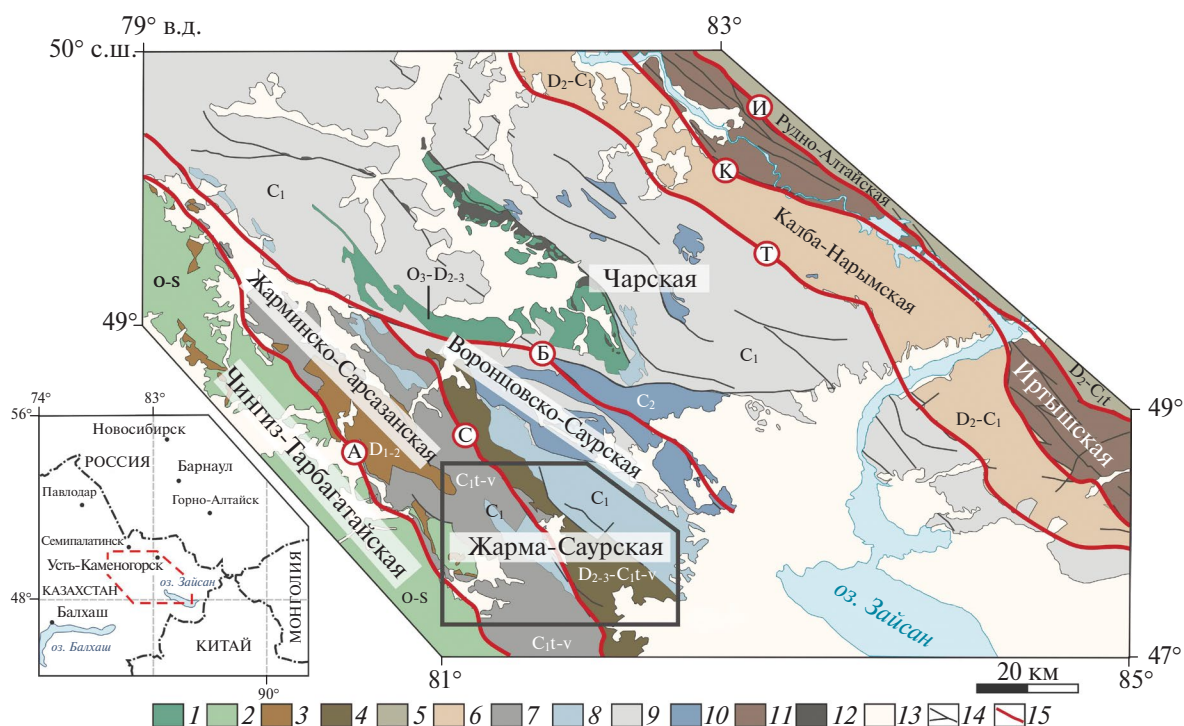


Рис. 1. Схема геологического строения Обь-Зайсанской складчатой системы (по [7, 24], с изменениями и дополнениями).

На врезке показано (полигон) географическое положение региона исследований.

Крупные разломы: А – Аркалыкский; С – Сиректасский; Б – Боко-Байгузинский; Т – Теректинский; К – Калба-Нарымский; И – Иртышский.

1–2 – ниже-среднепалеозойские вулканогенно-осадочные отложения в зонах: 1 – Чарская (O_3-D_{2-3}), 2 – Чингиз-Тарбагатайская ($O-S$); 3 – ниже-среднедевонские вулканогенные отложения среднекислого состава (D_{1-2}); 4–5 – средне-верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные отложения в зонах: 4 – Жарма-Саурская ($D_{2-3}-C_{1t-v}$), 5 – Рудно-Алтайская (D_2-C_{1t}); 6 – девон-каменноугольные осадочные отложения Калба-Нарымской зоны; 7–8 – нижнекаменноугольные вулканогенно-осадочные отложения Жарма-Саурской зоны: 7 – коконьской и сиректасской свит нерасчлененные (C_{1t-v}), 8 – кояндинской и терсайрыкской свит нерасчлененные (C_1); 9 – осадочные отложения (C_1); 10 – моласса (C_2); 11 – меланж Иртышской зоны смятия; 12 – серпентинитовый меланж в Чарской зоне; 13 – кайнозойские отложения; 14 – крупные разломы; 15 – структурные границы зон и подзон

Казахстанского палеоконтинента – вулканическая дуга функционировала на удалении или на окраине Казахстанского палеоконтинента. Более подробно модели рассмотрены в геологическом очерке.

Целью статьи является комплексный анализ данных по осадочным и вулканогенно-осадочным толщам Жарма-Саурской зоны Восточного Казахстана, в который входит определение состава источников сноса и уточнение интервала островодужного магматизма, возраста пород в питающих провинциях северо-восточной окраины Казахстанского палеоконтинента в девон-каменноугольное время.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Образование Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) связано с эволюцией и закрытием

Палеоазиатского океана при аккреционно-коллизонных взаимодействиях Сибирского, Таримского, Северо-Китайского кратонов, множества микроконтинентов и комплексов различной геодинамической природы [1, 10, 12, 16, 22, 30, 33, 40, 49, 63].

Формирование северо-восточной части Казахстанского палеоконтинента, также обозначаемого как Бошекуль-Чингизская складчатая система, происходило в результате взаимной аккреции ряда островных дуг Палеоазиатского океана кембро-ордовикского возраста в период с раннего кембрия до начала силура [6–9, 29, 41].

В позднем палеозое восточная окраина Казахстанского палеоконтинента (в современных координатах) развивалась в режиме активной континентальной окраины, что привело к формированию Девонского и Балхаш-Илийского вулкано-плутонических поясов [18, 19, 28].

Эволюция северо-восточной окраины Казахстанского палеоконтинента в девонское и каменноугольное время, также обозначаемой как Чингиз-Тарбагатайский сегмент Бошекуль-Чингизской складчатой системы (далее – Чингиз-Тарбагатайская зона), тесно связана с развитием сопряженной Жарма-Саурской вулканической дуги и на данный момент является предметом дискуссий.

В настоящее время были разработаны различные геодинамические модели формирования и эволюции структур Жарма-Саурской островодужной системы, отличающиеся по направлению погружения субдуцирующей плиты и взаимному расположению вулканической дуги относительно раннепалеозойских комплексов Казахстанского палеоконтинента.

На основе результатов геологических и геохимических исследований пород Жарма-Саурской и Чингиз-Тарбагатайской зон, локализованных на территории Китая в северо-западной Джунгарии была предложена геодинамическая модель [32, 33, 58, 63]. Согласно этой модели, Жарма-Саурская зона представляет собой внутриокеанический островодужный террейн, сформировавшийся в среднем-позднем палеозое на значительном удалении от Чингиз-Тарбагатайской зоны. При этом субдукция океанической литосферы происходила в двух направлениях (в современных координатах) – на север (под Жарма-Саурскую дугу) и на юг (под Чингиз-Тарбагатайскую дугу).

Согласно другим геодинамическим моделям заложение Жарма-Саурской дуги произошло в позднедевонское-раннекаменноугольное время при субдукции литосферы Обь-Зайсанского океанического бассейна в направлении под северо-восточную окраину Казахстанского палеоконтинента, то есть в южном направлении в современных координатах [7, 11, 41, 58, 64].

При этом Жарма-Саурская дуга рассматривается как отдельно существовавшая структура, которая дрейфовала в Палеоазиатском океане и приключилась к Чингиз-Тарбагатайской зоне в каменноугольное время [11, 41].

Также была предложена модель, в которой развитие западной части Жарма-Саурской зоны (Жарминско-Сарсазанская подзоны) рассматривалось в качестве осадочного каменноугольного бассейна, сформированного на раннепалеозойском фундаменте Чингиз-Тарбагатайской зоны [7, 58, 64].

Это предполагает, что Жарминско-Сарсазанская подзона представляет собой задуговой бассейн,

образовавшийся в результате субдукции под Чингиз-Тарбагатайскую зону, а заложение Жарма-Саурской зоны происходило в непосредственной близости от вещественных комплексов (или на образованиях) раннепалеозойских дуг Чингиз-Тарбагатайской зоны.

СТРОЕНИЕ ЖАРМА-САУРСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ ЗОНЫ

Первые данные о геологии региона были представлены в работах В.П. Нехорошева, Д.С. Коржинского В.Н. Лодочникова в начале 1930-х годов [13]. В 1955 г. на данной территории начали проводиться первые геолого-съёмочные работы [20].

В дальнейшем, основной научный интерес геологов, занимавшихся изучением Жарма-Саурской зоны, был связан с интрузивными комплексами, – Жарма-Саурским батолитом и с сопровождающими его месторождениями редкоземельных металлов [2, 13, 23, 48]. При этом детальных исследований вулканических и вулканогенно-осадочных подразделений данной зоны, за исключением геолого-съёмочных работ [17], не проводилось и представления об их составе и возрасте практически никак не развивались с 1950-х гг. Но при этом все сопряженные регионы характеризуются высоким уровнем изученности, учитывающим прецизионные аналитические исследования:

- раннепалеозойские комплексы Бошекуль-Чингизской складчатой области [7, 8, 9];
- образования восточной части Обь-Зайсанской складчатой области [3, 24, 56, 57];
- часть Жарма-Саурской зоны, локализованная на территории Китая [34, 35, 58, 60, 65].

Жарма-Саурская зона представляет собой вытянутую на >450 км (в пределах Восточного Казахстана и Северо-Западного Китая) в северо-западном направлении полосу развития вулканических и вулканогенно-осадочных толщ [13, 14, 17, 26, 32, 34, 63].

Жарма-Саурская зона рассматривается как палеостроводужная система, развивавшаяся в пределах Обь-Зайсанской ветви Палеоазиатского океана в позднепалеозойское время [1, 7, 11, 21, 41, 56, 57] (см. рис. 1).

По геологическому строению и вещественному составу горных пород Жарма-Саурская зона разделяется на две подзоны (рис. 2):

- Жарминско-Сарсазанская (на западе);
- Воронцовско-Саурская (на востоке).

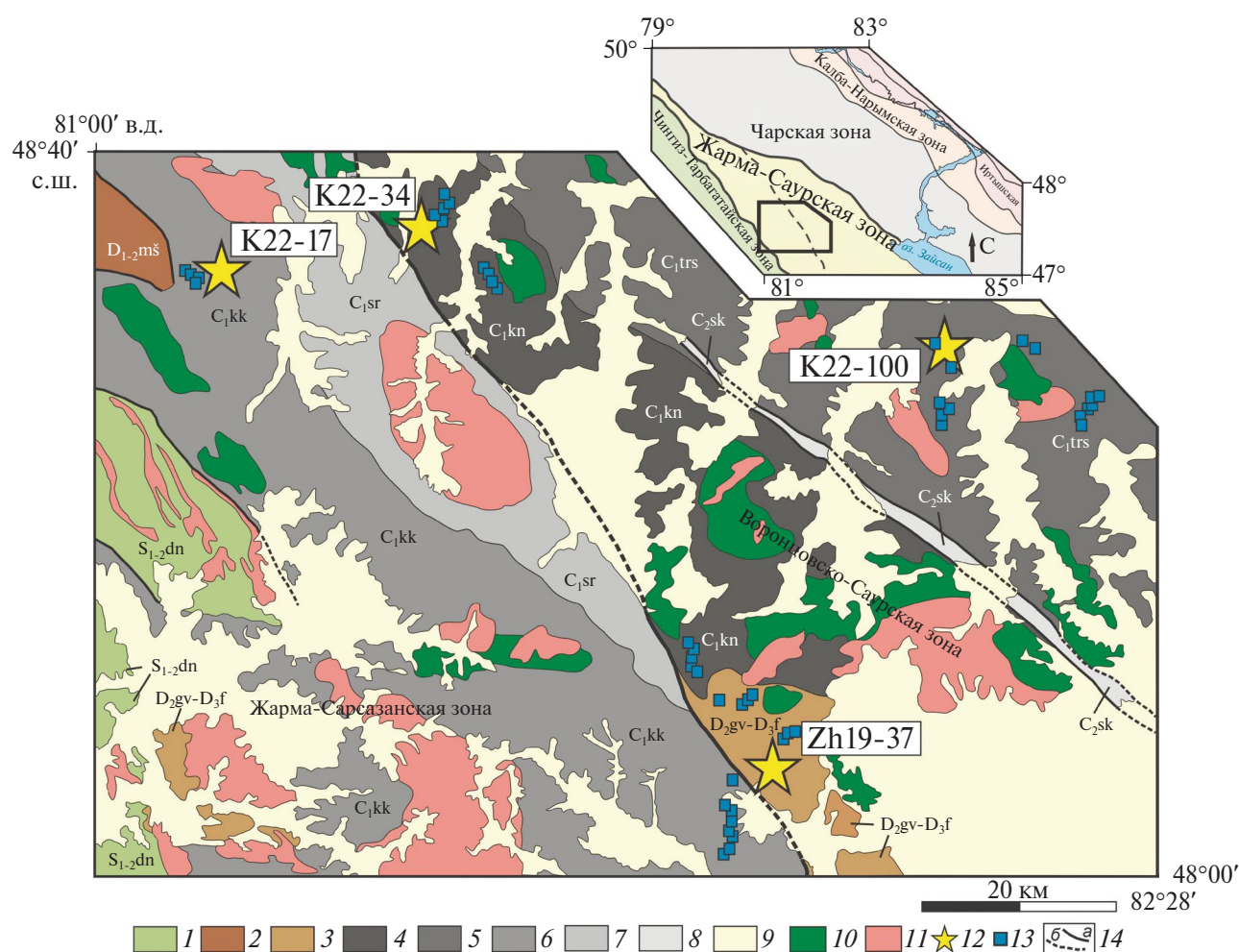


Рис. 2. Схема геологического строения Жарма-Саурской зоны (по данным [5]).

На врезке показано (прямоугольник) положение зоны.

1–8 – свиты и толщи: 1 – доненжальская свита (S_{1-2dn}), 2 – машанская свита (D_{1-2ms}), 3 – живецко-франская толща ($D_{2gv-D3f}$), 4 – кояндинская свита (C_{1kn}), 5 – терсайрыкская свита (C_{1trs}), 6 – коконьская свита (C_{1kk}), 7 – сиректасская свита (C_{1sr}), 8 – саркульская свита (C_{2sk}); 9 – кайнозойские отложения; 10–11 – интрузивные образования: 10 – габброиды, 11 – гранитоиды; 12 – пробы для геохронологических исследований; 13 – литологические образцы; 14 – разломы: а – достоверные, б – предполагаемые

Жарминско-Сарсазанская подзона

Эта подзона представляет собой флишоидный прогиб каменноугольного возраста [4].

Согласно данным [4, 5, 7, 14, 17] видимое основание разреза в Жарминско-Сарсазанской подзоне слагают основные-средние вулканиты и туфы намасской свиты нижнего ордовика, а также вулканиты, песчаники и сланцы доненжальской свиты силурийского возраста, несогласно перекрывающие намасскую свиту.

Структурно выше на них с несогласием лежат кислые вулканиты машанской свиты нижнего и среднего девона, и выше с несогласием – основные вулканиты среднего девона и красноцветные терригенные отложения среднего и верхнего девона живецко-франского ярусов.

Нижнекаменноугольные разрезy нижневизейского возраста представлены преимущественно терригенными отложениями, несогласно залегающей на породах ордовикского, девонского и силурийского возрастов.

С угловым несогласием на нижневизейских породах лежат вулканиты и туфы, и в меньшем объеме – терригенные породы сиректасской свиты верхневизейского–нижнесерпуховского ярусов [5, 14].

Основной объем Жарминско-Сарсазанской подзоны выполнен мощной (до 2000 м) нижневизейской терригенной толщей – коконьской свитой, которая прослеживается на расстоянии >140 км широкой полосой северо-западного простирания.

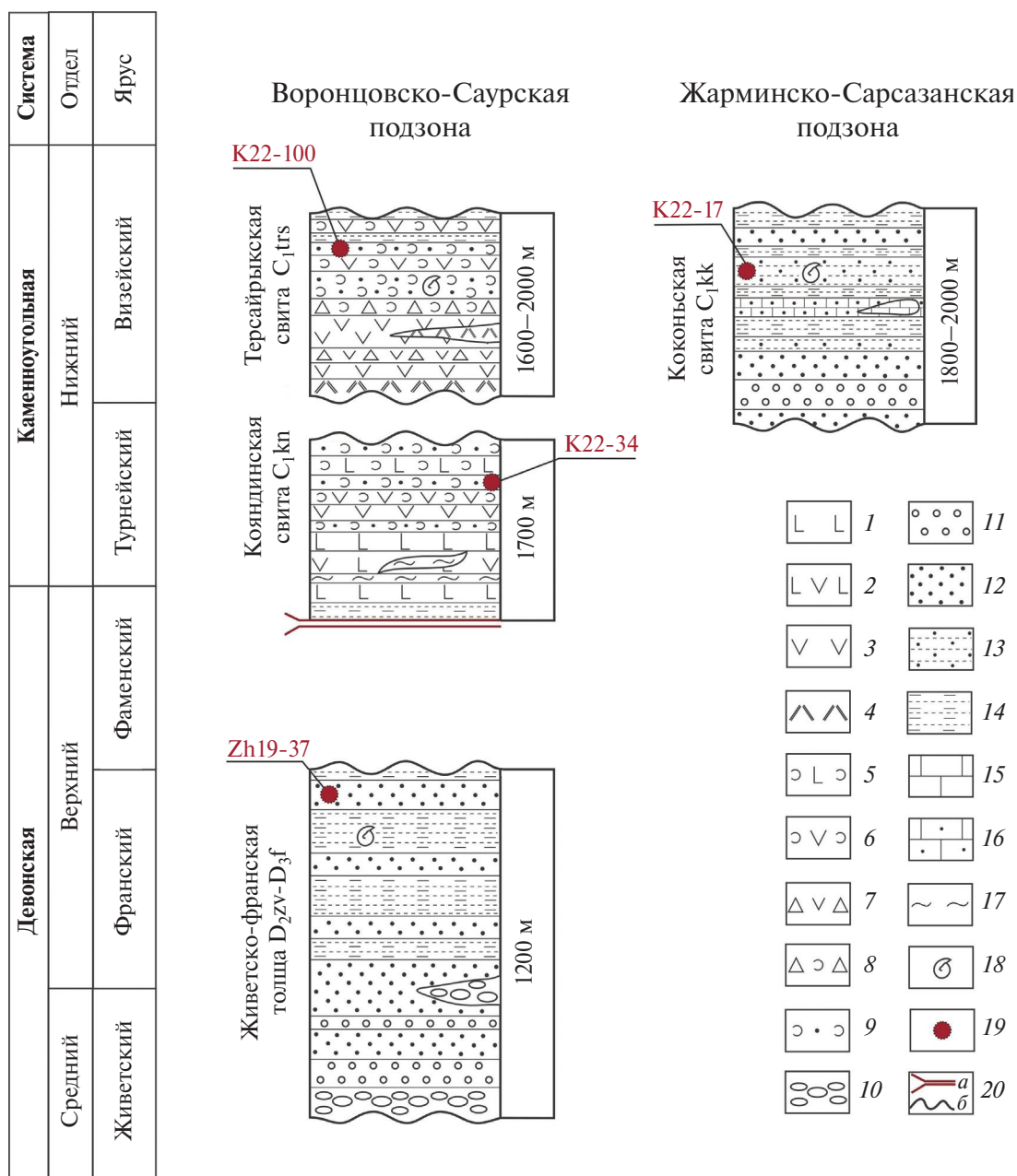


Рис. 3. Схематические литологические колонки изучаемых стратиграфических подразделений Жарма-Саурской зоны (по данным [4, 5], с изменениями и дополнениями).

1 – базальты; 2 – андезибазальты; 3 – андезиты, трахиандезиты; 4 – дациты; 5 – туфы основного состава; 6 – туфы среднекислого состава; 7 – лавобрекчии; 8 – туфобрекчии; 9 – туфопесчаники; 10 – конгломераты; 11 – гравелиты; 12 – песчаники; 13 – алевропесчаники; 14 – алевролиты; 15 – известняки; 16 – известковистые песчаники; 17 – кремни; 18 – остатки ископаемой фауны; 19 – пробы на датирование детритовых цирконов; 20 – контакты: а – тектонические, б – несогласные

В составе коконьской свиты изучены [4, 5] (рис. 3):

- гравелиты;
- разнотермистые полимиктовые песчаники;
- алевропесчаники;
- глинистые, кремнисто-глинистые, углесто-глинистые алевролиты;

– известковистые песчаники с линзами известняков.

Разрез свиты однообразен и представляет собой многократное чередование разнообломочных пачек пород с развитием грубообломочных разностей в нижней части свиты, которое сменяется более тонкими отложениями вверх по разрезу.

В средней части свиты присутствует горизонт карбонатных отложений, среди которых найдена фауна брахиопод, позволяющая отнести возраст свиты к нижневизейскому ярусу (C1v) [5, 14, 17].

Отбор литологических образцов и пробы алевропесчаников для геохронологического исследования производился из верхней части свиты (см. рис. 3).

Обстановка седиментации может быть связана со склоновыми фациями (турбидитами) на основании развития большого объема песчаников, алевропесчаников и алевролитов с явной градационной слоистостью, а также с мелководно-морскими обстановками по небольшому распространению карбонатных пород.

Воронцовско-Саурская подзона

На породы Жарминско-Сарсазанской подзоны с северо-востока надвинуты верхнепалеозойские образования Воронцовско-Саурской подзоны (см. рис. 1).

В ее строении участвуют:

- вулканогенно-осадочные (преимущественно);
- осадочные девон–каменноугольные стратифицированные подразделения.

Живетско-франская толща выходит на поверхность на юго-востоке подзоны и имеет мощность около 1200 м. В строении толщи выделяются разнотектонические полимиктовые песчаники, гравелиты, горизонты алевролитов, конгломератов (см. рис. 3).

Базальная часть толщи представлена конгломератами, гравелитами и часто грубозернистыми песчаниками, в которых присутствуют линзы конгломератов. В верхней части толщи широко развиты алевролиты, грубо переслаивающиеся песчаниками и гравелитами. Возраст живетско-франской толщи определен по флоре и находкам брахиопод и двустворок в верхней части разреза [4, 14]. Образцы для литологических исследований были отобраны из средней и верхней части разреза живетско-франской толщи, проба песчаников для геохронологического исследования взята из прикровельной части толщи (см. рис. 3).

Средне-верхнедевонские образования резко несогласно перекрывает нижнекаменноугольная кояндинская свита турнейского яруса, которая пользуется достаточно широким распространением в центральной части Воронцовско-Саурской подзоны к юго-западу от Саркульского разлома (см. рис. 1, см. рис. 2).

В составе кояндинской свиты выделяются базальты, андезибазальты, андезиты, туфы и туфовые

песчаники, горизонты кремней, глинисто-кремнистых и кремнистых алевролитов (см. рис. 3).

Также в строении свиты описывается фация олистоостром, представленная рассеянными в туфогенно-терригенной матриксе глыбами кремнистых, глинисто-кремнистых алевролитов, а также андезитов, базальтов и туфов. Турнейский возраст кояндинской свиты принимается по положению в разрезе и малочисленным определениям фауны брахиопод [5, 14, 17]. Мощность свиты – 1700 м. При проведении полевых работ литологические образцы отбирались из верхней и нижней частей свиты, для геохронологического исследования проба туфопесчаников была взята из верхней части разреза (см. рис. 3).

Нижневизейская терсайрыкская свита находится к северо-востоку от Саркульского разлома, маркируемого породами саркульской свиты (C₂) (см. рис. 1, см. рис. 2).

В западной части региона исследования терсайрыкская свита несогласно залегает на вулканогенно-осадочной кояндинской свите.

За пределами региона исследования терсайрыкская свита перекрывается с угловым несогласием карбонатными и терригенными породами верхневизейского возраста. В строении свиты выделяются частые фациальные переходы вулканитов в вулканогенно-осадочные и затем в терригенные породы.

Терсайрыкская свита сложена средними и кислыми вулканитами, их лавобрекчиями и туфами, туфопесчаниками, глинистыми и глинисто-кремнистыми алевролитами, реже встречаются андезибазальты в верхней части разреза (см. рис. 3).

Возраст терсайрыкской свиты принимается как верхний турне–нижний визе на основании находок брахиопод и криноидей в прослоях туфопесчаников [4, 14, 17]. Литологические образцы собраны со всех уровней свиты, проба туфопесчаников для геохронологического исследования приурочена к верхней части свиты (см. рис. 3).

Интрузивный магматизм Жарма-Саурской зоны представлен породами саурского комплекса (330–315 млн лет) и Жарма-Саурского батолита (305–275 млн лет).

Массивы, сложенные габбро-диорит-гранодиоритами саурского комплекса, широко распространены в Жарминско-Сарсазанской и Воронцовско-Саурской подзонах. Раннепермские гранитоиды, объединяемые в состав Жарма-Саурского батолита, протягиваются единой полосой на >400 км в северо-западном направлении вдоль

Жарминского разлома и локализованы в Жарминско-Сарсазанской подзоне [13, 23, 48]. Интрузивный магматизм данного региона связан с процессами закрытия Обь–Зайсанского океанического бассейна и пост-орогенным магматизмом.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для проведения U–Pb-датирования детритовых цирконов использовалась система лазерной абляции на основе эксимерного лазера (длина волны 193 нм) Analyte Excite (Teledyne Cetac Technologies, Omaha, Nebraska, USA), соединенная с квадрупольным масс-спектрометром с ионизацией в индуктивно-связанной плазме iCAP Qc (Thermo Fisher Scientific, Bremen, Germany) Центра геотермохронологии Казанского федерального университета (г. Казань, Россия).

Все измерения мы выполняли по массам ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{235}U , ^{238}U .

Диаметр лазерного луча составлял 35 мкм, частота повторения импульсов 5 Hz и плотность энергии лазерного излучения 3.0 Дж/см². Для анализа пробы проводились измерения двух стандартов (внешнего и контрольного).

Нами были использованы международные эталонные образцы цирконов:

- 91 500 – контрольный образец (1065 млн лет, [62]);

- Plešovice – внешний стандарт (337 млн лет, [59]).

По внешнему стандарту проводилась коррекция на фракционирование элементов при лазерном испарении, дискриминацию масс и дрейф настроек масс-спектрометра во времени. Контрольный образец измерялся для проверки правильности измерений.

В начале, середине и в конце сессии измерений дополнительно измерялось стандартное синтетическое стекло NIST SRM 612 для учета чувствительности масс-спектрометра. Обработка масс-спектрометрических данных, учет коррекций, выбор оптимального участка сигнала, расчет изотопных соотношений ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$) и соответствующих возрастов проводился с помощью программы Iolite 3.65, встроенной в IgorPro 7 [54].

U–Pb изотопные отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных соотношений стандартных цирконов 91 500 [62] и Plešovice [59]. Погрешности единичных анали-

зов (отношений, возрастов) и вычисленных конкордантных возрастов приведены на уровне 2σ. Расчет средневзвешенных значений возраста по изотопным соотношениям, построение гистограмм с плотностью относительной вероятности выполнялись в Microsoft Excel со встроенным пакетом Isoplot 4.15 [50].

Для построения гистограммы относительной вероятности использовались $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасты для цирконов моложе 1000 млн лет с дискордантностью D (%) в интервале от –10 до +10%.

Измерения, где дискордантность <–10 или >10% исключались из выборки. Для расчета дискордантности применялась формула:

$$D = 100 \cdot (\text{Возраст}^{(207\text{Pb}/^{235}\text{U})} / \text{Возраст}^{(206\text{Pb}/^{238}\text{U})} - 1). \quad (1)$$

Оценка максимального возраста осадконакопления (Maximum Depositional Age – MDA) проводилась с помощью расчета средневзвешенного возраста популяции самых молодых цирконов, перекрывающихся в пределах 2σ [38].

Петрографическое изучение включало в себя количественный подсчет зерен (подсчет минерального состава) в породах, проведенный путем непосредственного измерения обломков, расположенных на одной прямой в поле зрения микроскопа. Для подсчета выбирались среднезернистые песчаники с размерностью обломков 0.20–0.50 мм. Измерения были выполнены с помощью масштабной линейки, встроенной в окуляр (цена деления для микроскопа Axio Scope A1 – 0.04 мм) (Carl Zeiss AG, Oberkochen, Germany).

Для каждого образца ($n = 21$) было посчитано 250–300 зерен, которые определялись как:

- моно- и поликристаллический кварц (Qm и Qp соответственно);
- плагиоклаз (Pl);
- калиевый полевой шпат (Kfs);
- обломки вулканических (Lv) и осадочных (Ls) пород;
- матрикс (M).

Полученные значения затем пересчитывались в количественные процентные содержания и по их результатам были построены классификационные и дискриминантные треугольные диаграммы.

Определение содержаний породообразующих компонентов в породах проводилось методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований ЦКП МИИ ИГМ СО РАН (г. Новосибирск, Россия) по методике, опублико-

Таблица 1. Характеристика U–Pb проб и полученных возрастов из песчаников и туфопесчаников Жарма-Саурской островодужной зоны

Образец	Толща/свита	Порода	Координаты	N	Возраст (млн лет)	MDA (млн лет)
Zh19-37	Живетско-франская	Песчаник	с.ш. 48°08'05.40" в.д. 81°54'22.70"	78	498, 451, 423, 401	392 ± 4
K22-34	Кояндинская	Туфопесчаник	с.ш. 48°34'57.68" в.д. 81°28'59.01"	64	348	345 ± 2
K22-100	Терсайрыкская	Туфопесчаник	с.ш. 48°28'46.17" в.д. 82°17'23.65"	38	355	353 ± 2
K22-17	Коконьская	Алевро-песчаник	с.ш. 48°37'53.96" в.д. 81°02'19.34"	92	518, 429, 352	352 ± 2

Примечание. N — количество зерен с конкордатным значением возраста в пределах $\pm 10\%$; MDA — максимальный возраст осадконакопления.

ванной в [15]. Измерения выполнялись на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL-9900XP (Thermo Fisher Scientific, Bremen, Germany). При построении классификационных и дискриминантных диаграмм концентрации породообразующих окислов пересчитывались на сухой остаток (исключались потери при прокаливании).

Концентрации редкоземельных (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) и редких (Rb, Sr, Cs, Ba, Nb, Zr, Y, Hf, Ta, Th, U) элементов были определены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на одноколлекторном масс-спектрометре Finnigan Element II (Thermo Fisher Scientific, Bremen, Germany) в ЦКП МИИ ИГМ СО РАН (г. Новосибирск, Россия) (аналитик И.В. Николаева). Порошки обрабатывались в соответствии с протоколом Дженнера [47]. Для оценки точности/погрешности измерений использовались международные стандарты BHVO-1, BCR-1 и JB-3 [53]. Аналитические ошибки составили 2–7% для REE и HFSE.

Определения концентраций и изотопного состава Nd были выполнены в ЦКП “Геоаналитик” (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия).

Процедура химической подготовки образцов состояла из разложения проб смесью минеральных кислот (при 120 °C) с добавлением изотопной метки ^{149}Sm – ^{150}Nd , хроматографического выделения суммы РЗЭ и ступенчатого разделения Sm, Nd.

Измерения изотопных отношений проводили методом TIMS на спектрометре Triton Plus (Thermo Fisher Scientific, Bremen, Germany) в статическом режиме.

Оценка качества измерений контролировалась по изотопному стандарту JNd₁-1 (GSJ). Отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте во время работы составило 0.512111 ± 9 (2 SD, N = 7).

РЕЗУЛЬТАТЫ

U–Pb определение возраста детритовых цирконов

U–Pb датирование зерен детритовых цирконов проведено для осадочных и вулканогенно-осадочных пород Жарма-Саурской зоны, образцы отобраны из (см. рис. 2; табл. 1; Приложение 1 (табл. П1)):

- живетско-франской толщи (Zh19-37 — песчаник);
- кояндинской толщи (K22-34 — туфопесчаник);
- терсайрыкской толщи (K22-100 — туфопесчаник);
- коконьской свиты (K22-17 — алевропесчаник).

В анализируемых образцах цирконы мелкие и средние по размеру (40 до 180 мкм), прозрачные, бесцветные, иногда с желтоватым оттенком. Зерна неокатанные и имеют преимущественно призматическую, реже изометричную форму.

Цирконы характеризуются тонкой осцилляторной зональностью и Th/U отношением 0.21–2.15, что подтверждает их магматическое происхождение [46] (рис. 4, а, б; см. Приложение 1: (табл. П1)).

Живетско-Франская толща. Из образца Zh19-37 песчаника живетско-франской толщи проанализировано 96 зерен цирконов, из которых 18 зерен были исключены из-за дискордантности полученных значений возраста.

Возрастной интервал по 78-и зернам варьирует от 378 ± 12 до 521 ± 15 млн лет. На гистограмме выделяются четыре возрастные группы (рис. 5, а):

- девонская 415–378 млн лет (n=26) с пиком 401 млн лет;
- силурийская 440–419 млн лет (n=22) с главным пиком 432 млн лет;
- ордовикская 476–446 млн лет (n=25) с пиком 451 млн лет;

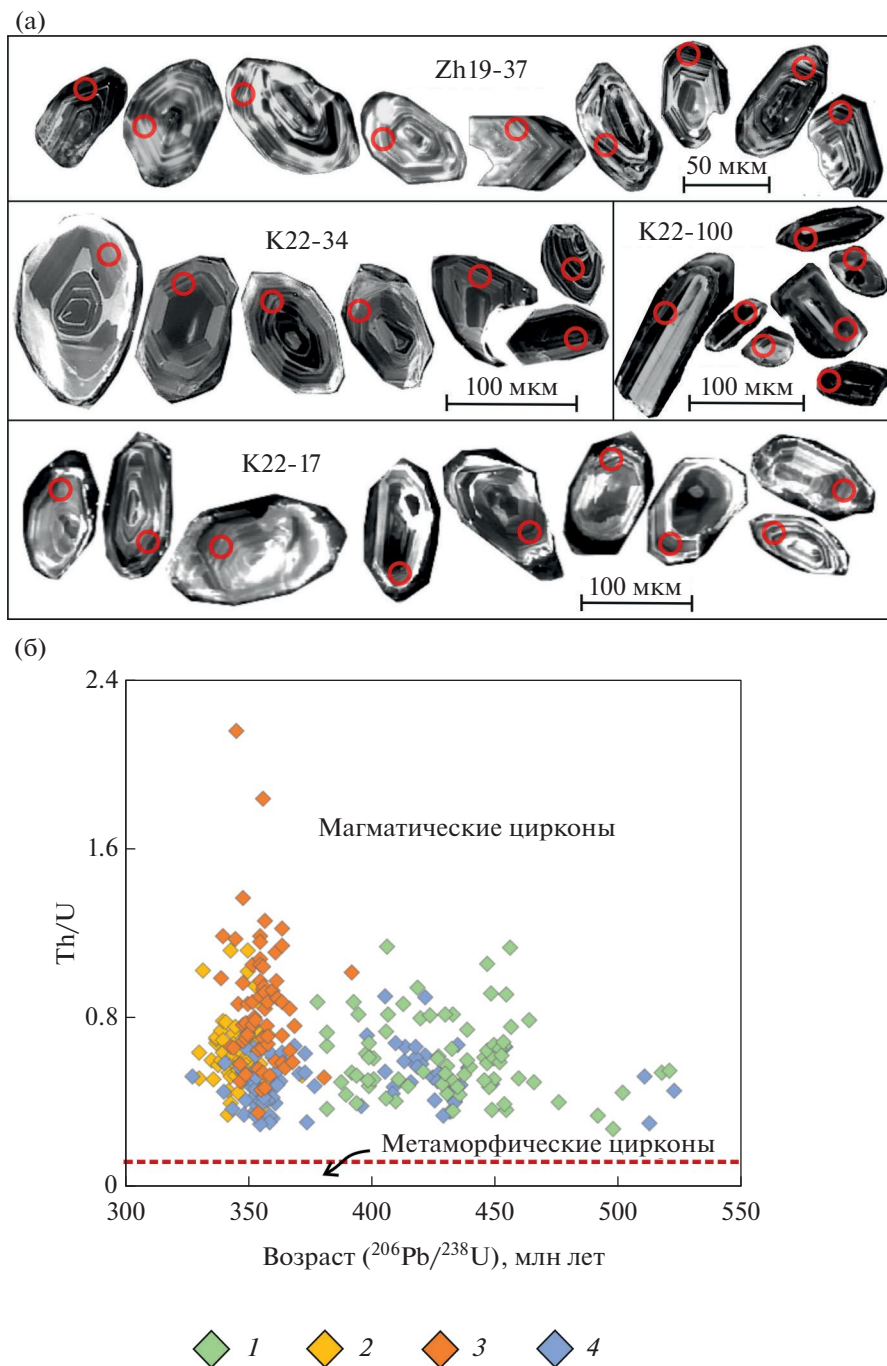


Рис. 4. Катодолюминесцентные изображения детритовых цирконов (а); график Th/U-возраст (б).

1 – живетско–франская толща (обр. Zh19-37); 2–4 – свиты: 2 – кояндинская (обр. K22-34), 3 – терсайрыкская (обр. K22-100), 4 – коконьская (обр. K22-17)

– позднекембрийская 492–502 млн лет ($n=3$) с пиком 498 млн лет.

Единичные зерна, не входящие в возрастные группы, имеют возрасты 518 ± 12 и 521 ± 15 млн лет. Значение средневзвешенного возраста наиболее молодых цирконов соответствует 392 ± 4 млн лет ($n=17$) (эйфельский век) (см. рис. 5, д), возраст наиболее молодого пика – 401 млн лет.

Кояндинская свита. Из образца K22-34 туфо-песчаника кояндинской свиты проанализировано 90 зерен цирконов, из которых 26 зерен не были рассмотрены вследствие их дискордантных значений.

На гистограмме по 64-м зернам циркона устанавливается возрастной интервал от 384 ± 20 до 330 ± 13 млн лет. Кривая относительной вероятно-

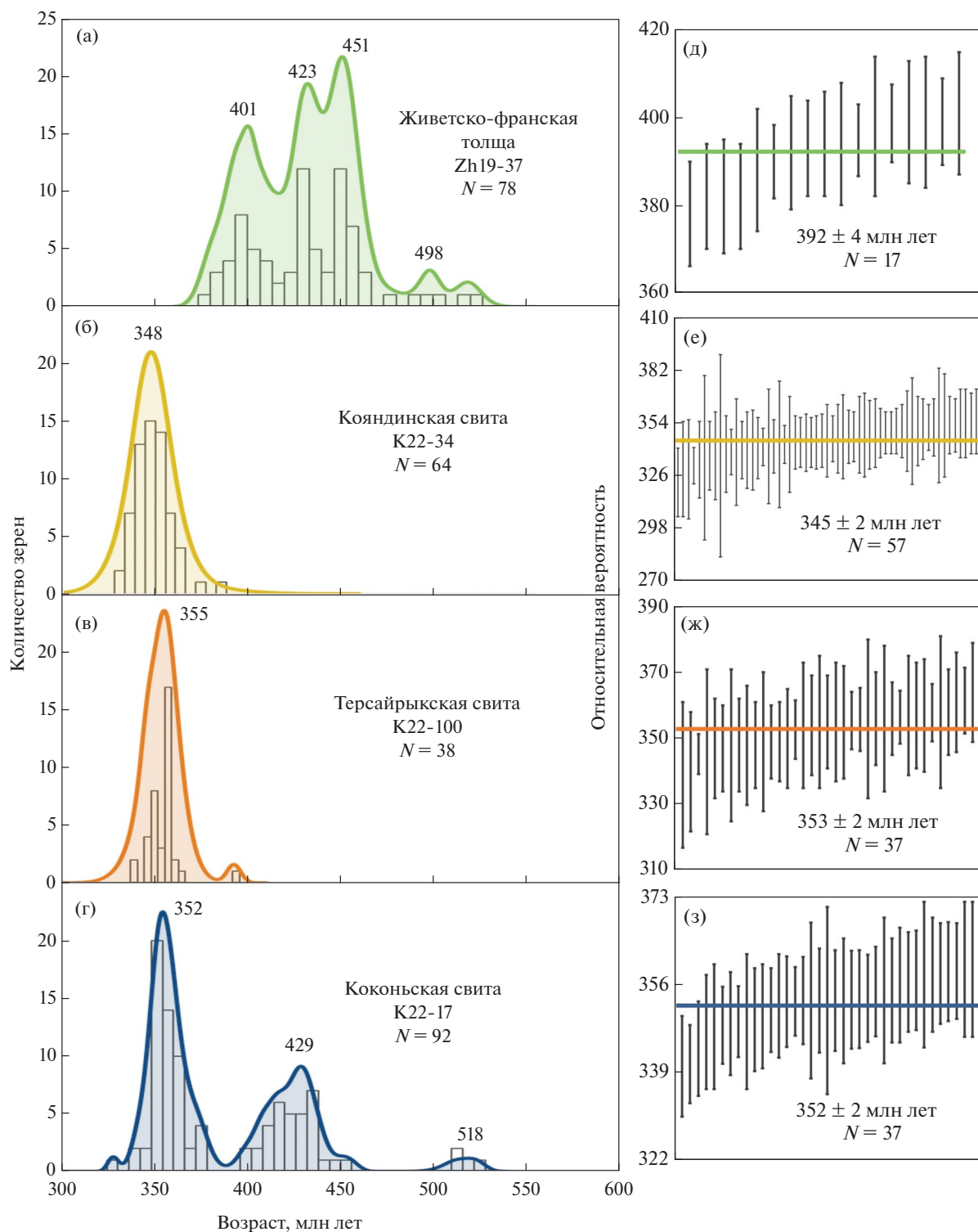


Рис. 5. Гистограммы с кривой относительной вероятности $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов детритовых цирконов со значениями дискордантности менее 10% и средневзвешенные значения возрастов самой молодой популяции цирконов. (а)–(в) – образцы: (а) – Zh19-37 (песчаник в живетско-франской толще); (б) – K22-34 (туфопесчаник в кояндинской свите); (в) – K22-100 (туфопесчаник в терсайрыкской свите); (г) – K22-17 (алевропесчаник в коконьской свите); (д)–(з) – диаграммы со средневзвешенными возрастами самой молодой популяции: (д) – Zh19-37 (песчаник в живетско-франской толще), (е) – K22-34 (туфопесчаник в кояндинской свите), (ж) – K22-100 (туфопесчаник в терсайрыкской свите), (з) – K22-17 (алевропесчаник в коконьской свите)

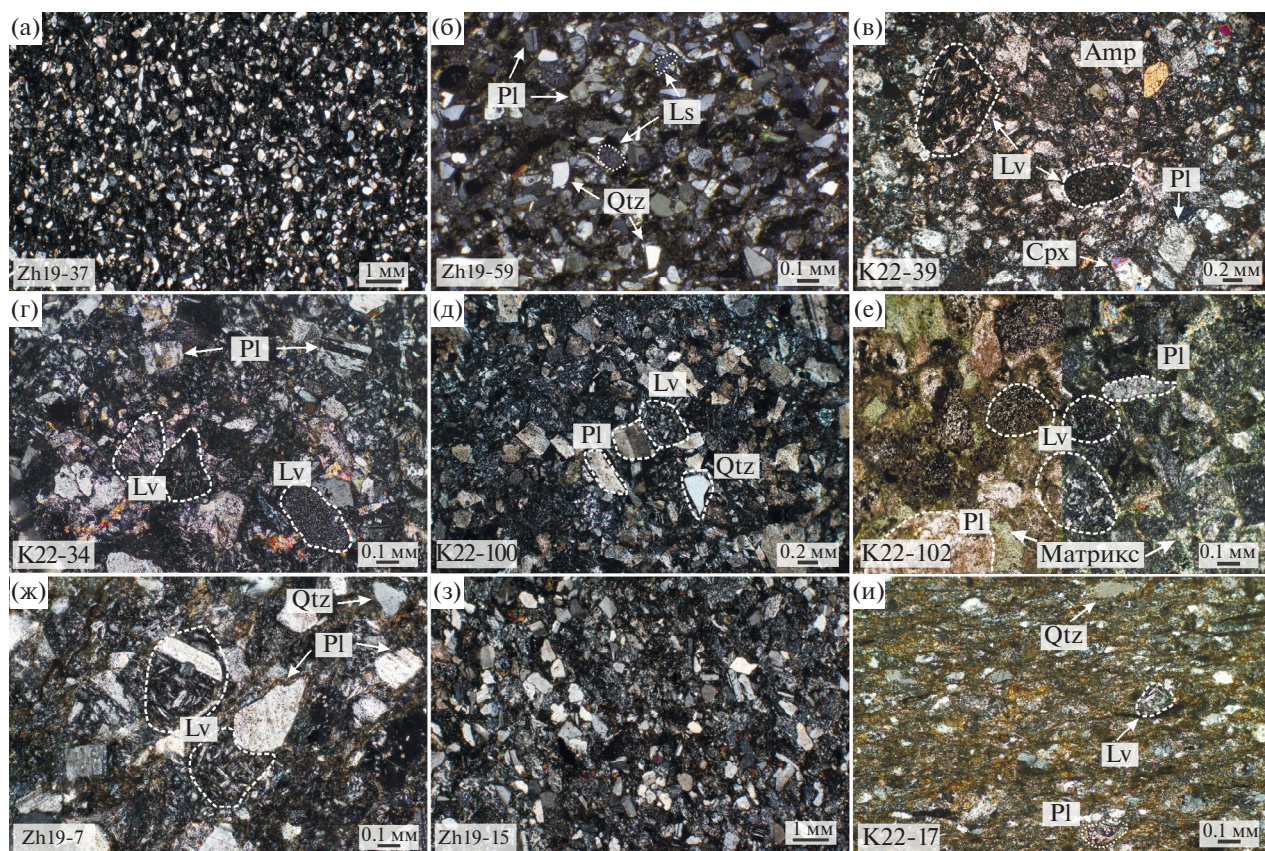


Рис. 6. Микрофотографии петрографических шлифов (в скрещенных николях), показывающие минеральный состав и структуру пород.

Обозначено: Qtz – кварц; Pl – плагиоклаз; Lv – обломки вулканических пород; Ls – обломки осадочных пород; Amp – амфибол; Cpx – клинопироксен.

(а)–(б) – песчаники живетско-франской толщи; (в)–(г) – туфопесчаники кояндинской свиты; (д)–(е) – туфопесчаники терсайрыкской свиты; (ж)–(и) – песчаники и алевропесчаники коконьской свиты

сти фиксирует унимодальный характер распределения возрастной группы 372–330 млн лет ($n=63$) с пиком 348 млн лет, соответствующий турнейскому веку (см. рис. 5, б).

Возраст единичного зерна совпадает с самым древним цирконом и соответствует 384 ± 20 млн лет.

Возраст пика и средний возраст наиболее молодых зерен цирконов составляют 348 и 345 ± 2 млн ($n=57$) соответственно (см. рис. 5, е).

Терсайрыкская свита. Из образца туфопесчаника K22-100 было проанализировано 72 зерна циркона, из которых 34 зерна были исключены из-за дискордантности значений возраста. Возрастной интервал для 38-ми зерен цирконов варьирует от 392 ± 7 до 339 ± 22 млн лет. Распределение возрастной группы 364–339 ($n=37$) млн лет имеет унимодальный характер на гистограмме с пиком 355 млн лет (см. рис. 5, в).

Возраст единичного зерна является самым древним цирконом, соответствует 392 ± 7 млн лет.

Возраст пика и средний возраст по наиболее молодым зернам цирконов (см. рис. 5, в) совпадают в пределах погрешности и составляют 355 и 353 ± 2 млн ($n=37$) соответственно, что позволяет определить максимальный возраст седиментации как турне (см. рис. 5, ж).

Коконьская свита. Также проанализировано 100 зерен цирконов из образца K22-17 алевропесчаника коконьской свиты, из которых 8 зерен были исключены из-за дискордантности полученных значений возраста.

Возрасты 92-х зерен цирконов на гистограмме варьируют от 327 ± 6 до 523 ± 10 млн лет. Кривая относительной вероятности фиксирует три возрастные группы (см. рис. 5, г):

- раннекаменноугольную-позднедевонскую 340–377 млн лет ($n=54$) с единым пиком 352 млн лет;
- раннедевонскую–силурийскую–ордовикскую 396–455 млн лет ($n=34$) с пиком 429 млн лет;
- кембрийскую 511–523 млн лет ($n=3$) с пиком 518 млн лет.

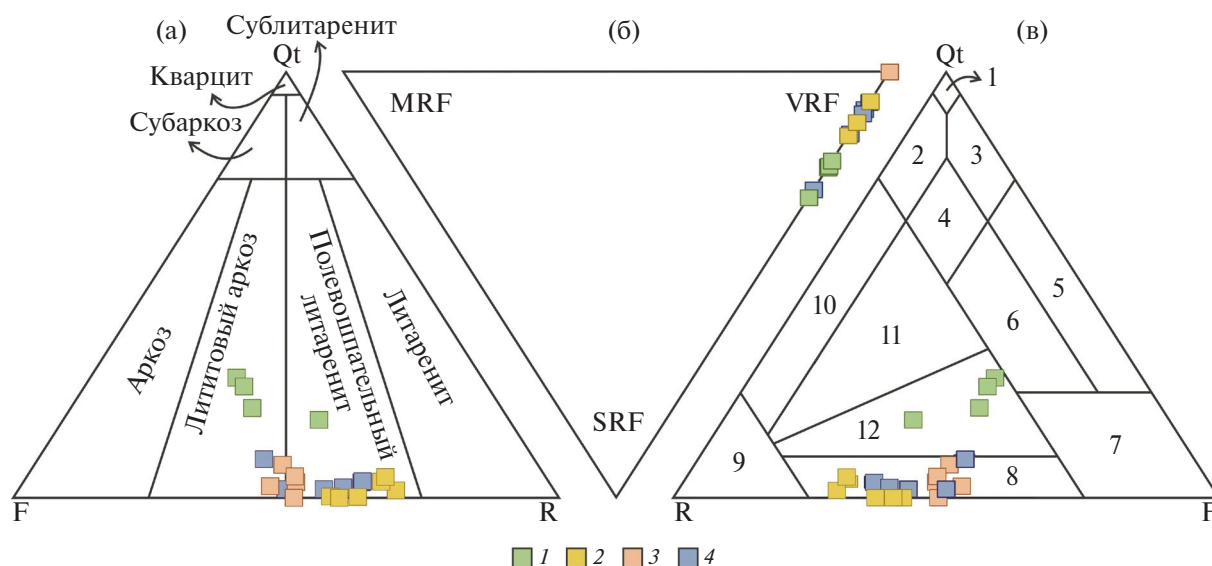


Рис. 7. Классификационные диаграммы для песчаников.

(а)–(б) – по [43, 44]; (в) – по [25].

Обозначено: Qt – сумма поликристаллического и монокристаллического кварца; F – сумма полевых шпатов; R – сумма вулканических и осадочных обломков пород.

Обломки пород: MRF – метаморфических, VRF – вулканических, SRF – осадочных.

Обозначено (арабские цифры): 1–4 – песчанники: 1 – мономиктовые кварцевые, 2 – кремнекlastитокварцевые, 3 – полевошпато-кварцевые, 4 – мезомиктовые кварцевые; 5 – аркозы; 6 – граувакковые аркозы; 7 – поле не терригенных пород; 8 – полевошпатовые граувакки; 9–12 – граувакки: 9 – граувакки, 10 – кварцевые, 11 – полевошпато-кварцевые, 12 – кварцево-полевошпатовые.

1 – песчанники живетско-франской толщи ($D_{2gv}-D_{3f}$); 2–4 – песчанники свит: 2 – кояндинской (C_{1kn}) (туфопесчанники), 3 – терсайрыкской (C_{1trs}) (туфопесчанники), 4 – коконьской (C_{1kk}) (песчанники)

Возраст единичного зерна является самым молодым цирконом, соответствующим 327 ± 6 млн лет.

Средний возраст по наиболее молодым зернам цирконов и возраст наиболее молодого пика составляют 352 и 352 ± 2 млн лет ($n=37$) соответственно, их совпадение позволяет определить максимальный возраст седиментации как турне (см. рис. 5, з).

ПЕТРОГРАФИЯ

Песчанники

В живетско-франской толще песчанники серо-зеленые мелко-среднезернистые с псаммитовой структурой и массивной текстурой (рис. 6, а, б).

Обломочная часть состоит из:

- полуокатанных до неокатанных зерен плагиоклаза (34–44%);
- вулканических пород (19–32%);
- фрагментов (встречаются реже) кремнистых осадочных пород (5–14%).

Суммарное содержание моно- и поликристаллического кварца варьирует от 18 до 28%.

Степень сортировки обломочного материала преимущественно средняя. Из аксессуарных минералов встречается циркон, апатит и рутил. Для классификации пород применены треугольные диаграммы по Фолку [43, 44] и по Шутову [25], на которые нанесены точки составов, переведенные в процентные содержания петрографических компонентов (см. Прилож. 1: табл. П2).

Песчанники соответствуют лититовым аркозам, согласно классификации [43] (рис. 7, а) и кварцево-полевошпатовым грауваккам, согласно [25] (см. рис. 7, в).

Для живетско-франских песчанников характерно большее содержание обломков осадочных пород по сравнению с песчанниками остальных изученных свит (см. рис. 7, б).

В составе кояндинской свиты рассматриваются мелко-среднезернистые, реже крупнозернистые, туфопесчанники с псаммитовой структурой и массивной текстурой (см. рис. 6, в, г).

Обломочная часть представлена в основном (см. рис. 6, в):

- зернами плагиоклаза (33–47%);
- фрагментами вулканических (44–62%) пород;
- обломками осадочных пород (до 9%).

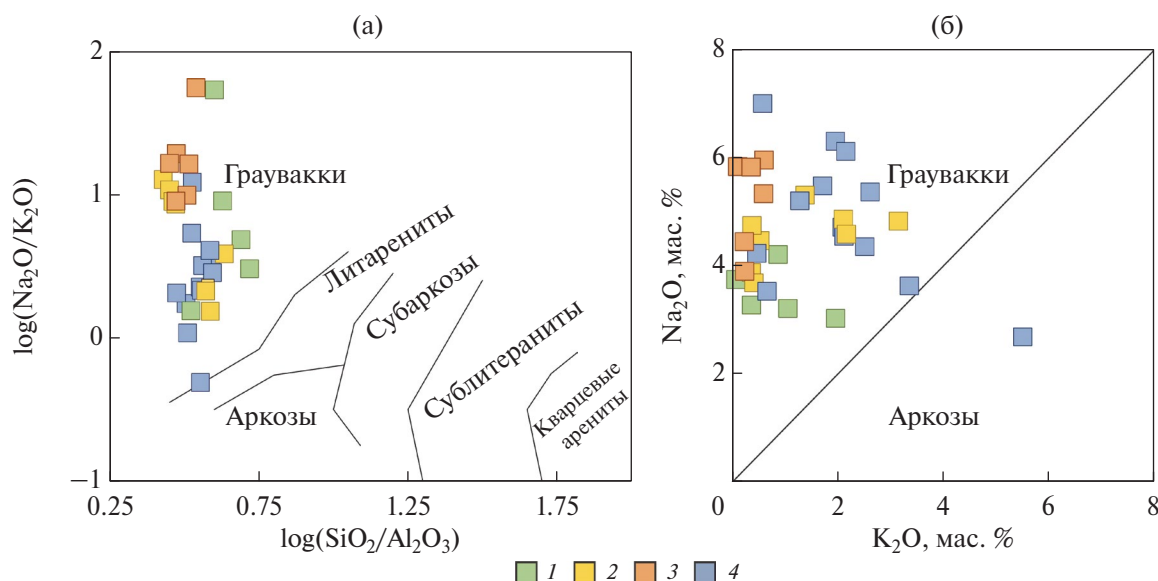


Рис. 8. Классификационные диаграммы для песчаников (по [55]).

(а) — диаграмма $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}) - \log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ для осадочных пород;

(б) — диаграмма для разделения аркозовых и граувакковых песчаников.

1 — песчаники живетско-франской толщи ($D_{2gv}-D_{3f}$); 2 — туфопесчанники кояндинской свиты (C_{1kn}); 3 — туфопесчанники терсайрыкской свиты (C_{1trs}); 4 — песчанники коконьской свиты (C_{1kk})

Редко встречаются обломки кристаллов бурого амфибола и клинопироксена (см. рис. 6, в).

Суммарное содержание кварца в туфовых песчанниках незначительное, иногда достигает 5%.

Степень сортировки обломочного материала — низкая. По степени окатанности — обломки неокатанные. Встречаются оплавленные границы с рваными неровными краями обломочных зерен, указывающие на наличие привнесенной вулканогенной компоненты.

Матрикс, в среднем, составляет 3% от объема всей породы и представляет собой слюдисто-хлоритовый материал гидрохимического происхождения. Из аксессуарных минералов встречается апатит. Обломки пород характеризуются преимущественно вулканическим составом (см. рис. 7, б). По петрографическому составу туфопесчанники соответствуют согласно классификации [43] полевошпатовым литаренитам (см. рис. 7, а), но согласно классификации [25] — полевошпатовым грауваккам (см. рис. 7, в).

Туфопесчанники терсайрыкской свиты мелко-крупнозернистые от светло до темно-зеленого цвета (см. рис. 6, д, е).

Породы характеризуются псаммитовой структурой и массивной, реже — полосчатой текстурой. В каркасе породы выделяются:

- плагиоклаз (40–50%);
- фрагменты вулканических пород (39–48%).

Реже встречаются обломки кристаллов:

- амфибола, клинопироксена (0–8%);
- монокристаллического кварца (0–7%).

Степень сортировки осадочного материала — от низкой до средней. Степень окатанности обломков — неокатанные. Содержание слюдисто-хлоритового матрикса в среднем 3–4%.

Согласно классификации [43] по составу основных кластических компонентов песчанники относятся к полевошпатовым литаренитам и полевошпатовым грауваккам (в соответствии с классификацией, по [25]) (см. рис. 7, а, в).

На диаграмме состава обломков пород образцы из терсайрыкской свиты характеризуются наиболее высоким содержанием вулканитов по сравнению с породами из других стратиграфических подразделений (см. рис. 7, б).

Песчанники коконьской свиты в основном мелко-среднезернистые, встречаются алевропесчанники (см. рис. 6, ж–и).

Породы серо-зеленого цвета и имеют псаммитовую, реже алевро-псаммитовую структуру и массивную текстуру. В обломочной части отмечены:

- фрагменты вулканических пород (34–54%);
- плагиоклазы (33–46%);
- обломки осадочных пород (3–17%) (встречаются реже).

В некоторых обломках вулканических пород распознается порфировая, микролитовая, интер-

серпентиновая структура (см. рис. 6, ж). Для песчанников коконьской свиты характерно низкое содержание кварца (от 2 до 9%).

Матрикс составляет в среднем 5% от всей породы и представлен смесью хлорита, эпидота, ксеноморфного плагиоклаза и кварца. Согласно классификации [43] песчаники относятся к полевошпатовым литаренитами (см. рис. 7, а) и, согласно классификации [25] — к полевошпатовым грауваккам (см. рис. 7, в).

Обломки пород в песчаниках характеризуются преимущественно вулканическим составом (см. рис. 7, б).

Иной минеральный состав имеет алевропесчаник, который интенсивно катаклазирован с образованием мусковит-биотитового мелкокристаллического агрегата между зернами обломочного каркаса. Среди обломков обнаружен кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат и небольшое количество фрагментов вулканических и осадочных пород (см. рис. 6, и).

Степень сортировки обломочного материала у осадочных пород коконьской свиты — низкая, реже — средняя. Степень окатанности обломков от неокатанных до полу-угловатых. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, титанитом.

Вторичные изменения всех изученных пород проявлены в виде со-сюритизации и серицитизации, реже — пелитизации обломочных зерен полевых шпатов, а также связаны с преобразованием неустойчивых к выветриванию обломков вулканических пород и образованием хлорита, эпидота, рудных минералов, оксидов железа.

ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЕСЧАНИКОВ И ТУФОПЕСЧАНИКОВ

Содержание основных петрохимических оксидов определено для 29-ти образцов изучаемых разрезов, редких элементов — для 24-х образцов (данные для 10-ти образцов взяты из работы [57]) (Прилож. 1: табл. ПЗ, П4).

Содержание SiO_2 в песчаниках живетско-франской толщи находятся в пределах от 58.5 до 69.9 мас. % (среднее (ср.) 63.4 мас. %), что в целом больше, чем в породах кояндинской (52.2–64.4 мас. %, ср. 56.6 мас. %) и терсайрынской (51.7–57.3 мас. %, ср. 54.2 мас. %) свит.

Песчаники коконьской свиты характеризуются содержанием SiO_2 в интервале от 57.2 до 64.9 мас. %, занимая промежуточное положение среди всех рассматриваемых пород (среднее 60.1 мас. %).

Средние содержания $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ (9.3 мас. %) и TiO_2 (1.0 мас. %) в песчаниках живетско-франской толщи выше, чем в кояндинской ($\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ — ср. 7.3 мас. %, TiO_2 — ср. 0.8 мас. %), терсайрынской ($\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ — ср. 7.9 мас. %, TiO_2 — ср. 0.9 мас. %) и коконьской ($\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ — ср. 6.1 мас. %, TiO_2 — ср. 0.8 мас. %) свитах.

Высокое содержание MgO наблюдается в туфопесчаниках терсайрынской свиты — от 2.9 до 5.5 мас. % (ср. 3.8 мас. %), а также в образцах кояндинской свиты — от 1.4 до 3.3 мас. % (ср. 2.4 мас. %), что может быть связано с наличием большого объема мафического вулканического материала.

На диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ [55], построенной по соотношению порообразующих оксидов, почти все точки составов песчанников распределены в поле граувакк (рис. 8, а).

Низкие значения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ предполагают слабую степень зрелости пород, что указывает на обеднение песчанников кварцем и на преобладание алюмосиликатов или глинистых компонентов.

Повышенные значения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ указывают на преобладание натриевых полевых шпатов над калиевыми полевыми шпатами и калиевыми слюдами.

На классификационной диаграмме, используемой для разделения граувакк и аркозов, все точки пород группируются в области граувакк за исключением одного алевропесчаника из коконьской свиты, который попадает в область аркозов, что петрографически подтверждается для алевропесчаника коконьской свиты [55] (см. рис. 8, б).

Для получения достоверной информации о составе исходных пород в области сноса, степени их выветрелости, петрогенной или литогенной природе осадков, а также для более корректных палеорекоonstrukций тектонических условий и обстановок осадконакопления применена литохимическая классификация песчанников [27].

Значения гидролизатного модуля (ГМ) [27]:

$$\text{ГМ} = (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2 \quad (2)$$

находятся в диапазоне 0.29–0.55, что позволяет классифицировать изученные песчаники как силлиты.

Часть пород кояндинской свиты и туфопесчаники терсайрынской свиты характеризуется $\text{MgO} > 3$ мас. %, что относит их к псевдосиллитам,

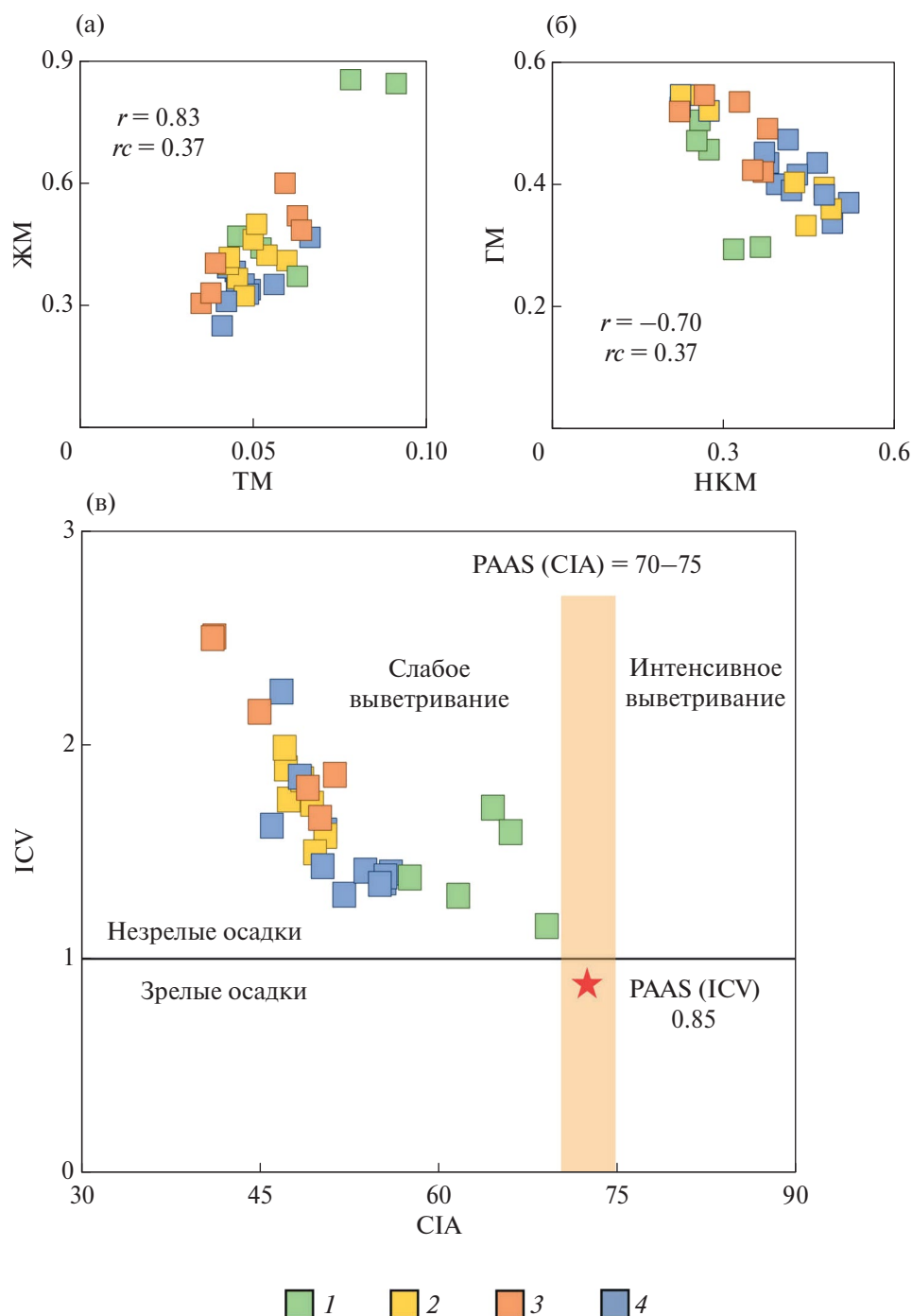


Рис. 9. (а) – Диаграммы петрохимических модулей ТМ–ЖМ и НКМ–ГМ, по [27]; (б) – диаграмма по индексам ICV (индекс изменения состава), по [36], и CIA (индекс химического выветривания), по [52].

Обозначены модули: ЖМ – железный, ТМ – титановый, ГМ – гидролизатный, НКМ – нормированной щелочности, Обозначено: r – коэффициент корреляции, r_c – критическое значение коэффициента корреляции Пирсона. Значения PAAS приведены, по [60].

1 – песчаники живетско-франской толщи (D_2gv-D_3f); 2–3 – песчаники свит: 2 – кояндинской (C_1kn) (туфопесчаники), 3 – терсайрыкской (C_1trs) (туфопесчаники), 4 – коконьской (C_1kk) (песчаники)

содержащим пирокластический или вулканический материал. Кроме того, нами были рассчитаны железистый (ЖМ), титановый (ТМ) и нормированной щелочности (НКМ) петрохимические модули.

На основе полученных значений корреляций ($n=29$, критическое значение коэффициента корреляции Пирсона $r_c=0.37$ на 5% уровне значимости) ТМ–ЖМ ($r=0.83$) и НКМ–ГМ ($r=-0.70$)

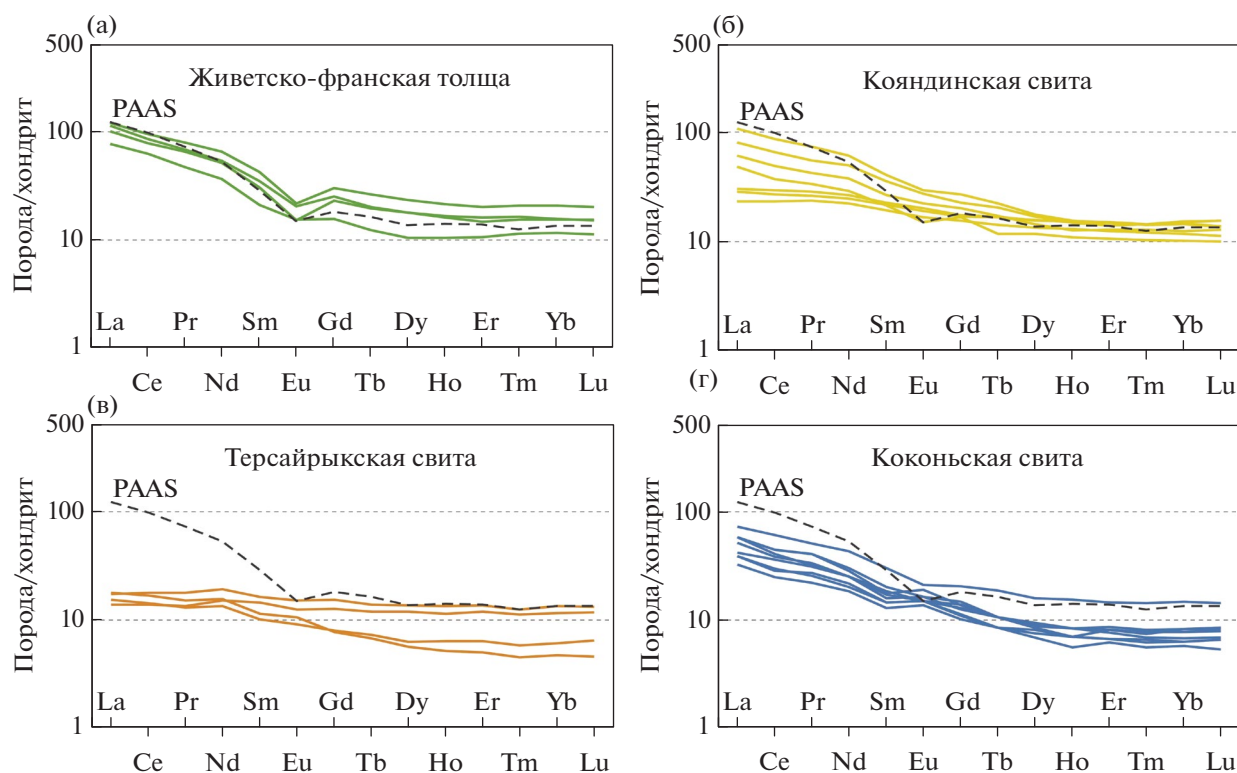


Рис. 10. Нормированные по хондриту кривые распределения РЗЭ.

(а)–(г) – для пород Жарма-Саурской островодужной зоны.
Состав хондрита, по [31]; PAAS, по [61].

песчаники коконьской, кояндинской свит и живетско-франской толщи относятся к петрогенным осадочным породам [27] (рис. 9, а).

Таким образом, приведенные характеристики предполагают схожесть химического состава рассматриваемых песчаников с химическим составом исходных магматических пород.

Для определения степени химического изменения пород в области сноса были использованы следующие петрохимические индексы:

- CIA (Chemical Index of Alteration) – индекс химического выветривания [52];
- ICV (Index of Compositional Variability) – индекс изменения состава [36].

Индекс CIA, который рассчитывается по молекулярным количествам петрогенных оксидов по формуле:

$$CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100 \quad (3)$$

используется в качестве показателя соотношения Al_2O_3 и химически активных оксидов в образце, отражающего зрелость (преобразование в глинистые минералы) осадка.

Значение индекса $CIA = 70$ используется для разграничения отложений, формирующихся при

сильном ($CIA > 70$) и слабом ($CIA < 70$) выветривании. В изучаемых породах индекс CIA изменяется в интервале 41.04–69.05, попадая при этом в область слабого выветривания, что свидетельствует о невысокой степени химического выветривания исходных пород питающей провинции (см. рис. 9, б).

Отметим, что для песчаников живетско-франской толщи характерны более высокие значения индекса $CIA = 57.57–69.05$ относительно песчаников кояндинской, терсайрыкской и коконьской свит, что может указывать на наличие более измененных исходных пород.

Индекс ICV также рассчитывается через молекулярные количества по формуле:

$$ICV = [(Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO + MgO + TiO_2) / Al_2O_3] \quad (4)$$

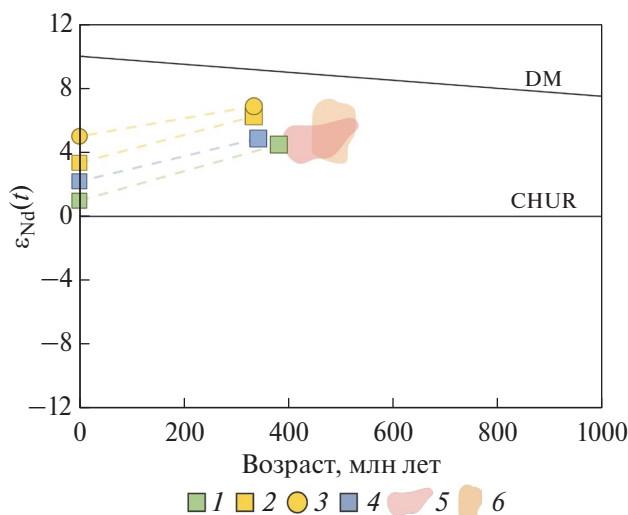
используется для установления зрелости пород в области сноса.

Значение $ICV > 1$ указывает на незрелые исходные осадки с высоким содержанием неглинистых силикатных минералов, таких как плагиоклаз, калиевый полевой шпат, амфибол, пироксен, а также обломков пород. Более зрелые глинистые породы, состоящие в основном из глинистых минералов, имеют значение $ICV < 1$.

Таблица 2. Сводная таблица результатов Nd-изотопного анализа песчаников и туфовых песчаников Жарма-Саурской островодужной зоны

Проба	Порода	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн лет
Zh19-37	Песчаник	6.27	30.72	0.1234	0.0004	0.512685	0.000005	+4.48	788
Zh19-67	Туфопесчаник	8.71	40.74	0.1292	0.0004	0.512808	0.000015	+6.25	620
Zh19-7	Песчаник	3.35	15.06	0.1346	0.0004	0.512748	0.000009	+4.84	778

Примечание. Значение параметра $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ соответствуют величинам изотопного состава на время 392 млн лет (образец Zh19-37), 345 млн лет (образец Zh19-67), 352 млн лет (образец Zh19-7); для определения параметра $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ использовался состав однородного хондритового резервуара (CHUR): $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$.

**Рис. 11.** Диаграмма $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ – возраст для пород живетско-франской толщи, кояндиной и коконьской свит.

1 – песчаник живетско-франской толщи ($D_{2gv}-D_{3f}$); 2 – туфопесчаник кояндиной свиты (C_{1kn}); 3 – базальт кояндиной свиты; 4 – песчаник коконьской свиты (C_{1kk}); 5 – палеозойские гранитоиды Чингиз-Тарбагатайской зоны (по [9]); 6 – раннепалеозойские вулканические и вулканогенно-осадочные породы Чингиз-Тарбагатайской зоны (по [9])

В изученных песчаниках значения индекса $ICV = 1.15-2.51$, что отражает поступление незрелого компонента в область седиментации (см. рис. 9, б).

Полученные данные свидетельствуют о размытии незрелого материала, который соответствует составам разрушаемых пород, а также о быстром захоронении осадков в непосредственной близости относительно питающей провинции.

Характер распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в осадочных и вулканогенно-осадочных породах позволяет определить тип материнских пород в области сноса [37, 61]. Спектры распределения РЗЭ в различной степени дифференцированы (рис. 10) от умеренного обогащения

легкими лантаноидами относительно тяжелых для песчаников живетско-франской толщи ($(La/Yb)_n = 5.95-7.32$, кояндиной ($(La/Yb)_n = 2.01-7.44$ и коконьской ($(La/Yb)_n = 4.76-9.33$ свит, до плоского характера распределения РЗЭ для туфовых песчаников терсайрыкской свиты ($(La/Yb)_n = 1.20-3.84$).

Для сравнительной характеристики состава РЗЭ в исследуемых песчаниках и туфопесчаниках использованы данные содержания РЗЭ в пост-архейских австралийских глинистых сланцах (Post-Archean Australian Shale, PAAS) из работы [61].

Наличие европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0.57-0.85$) и повышенное содержание $\Sigma PZ\Theta = 122-203$ г/т характерно для песчаников живетско-франской толщи и PAAS.

Для пород кояндиной ($\Sigma PZ\Theta = 58-171$ г/т, $Eu/Eu^* = 0.79-1.02$), терсайрыкской ($\Sigma PZ\Theta = 36-54$ г/т, $Eu/Eu^* = 0.92-1.12$) и коконьской ($\Sigma PZ\Theta = 56-131$ г/т, $Eu/Eu^* = 0.86-1.24$) свит (см. рис. 10) характерны более низкие содержания РЗЭ относительно PAAS и отсутствие или положительная европиевая аномалия.

Изотопный состав Nd

Результаты по изотопии Nd получены для песчаников живетско-франской толщи и коконьской свиты, а также для туфопесчаника кояндиной свиты (табл. 2, рис. 11).

Величина $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ пересчитана по средневзвешенному возрасту самой молодой популяции детритовых цирконов, который соответствует нижней границе осадконакопления (см. табл. 1).

Для всех изученных песчаников и туфопесчаников получены:

- только положительные значения $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ от +4.48 для песчаника живетско-франской толщи;
- до +6.25 – для туфопесчаника кояндиной свиты;
- песчаник коконьской свиты занимает промежуточное положение со значением +4.84.

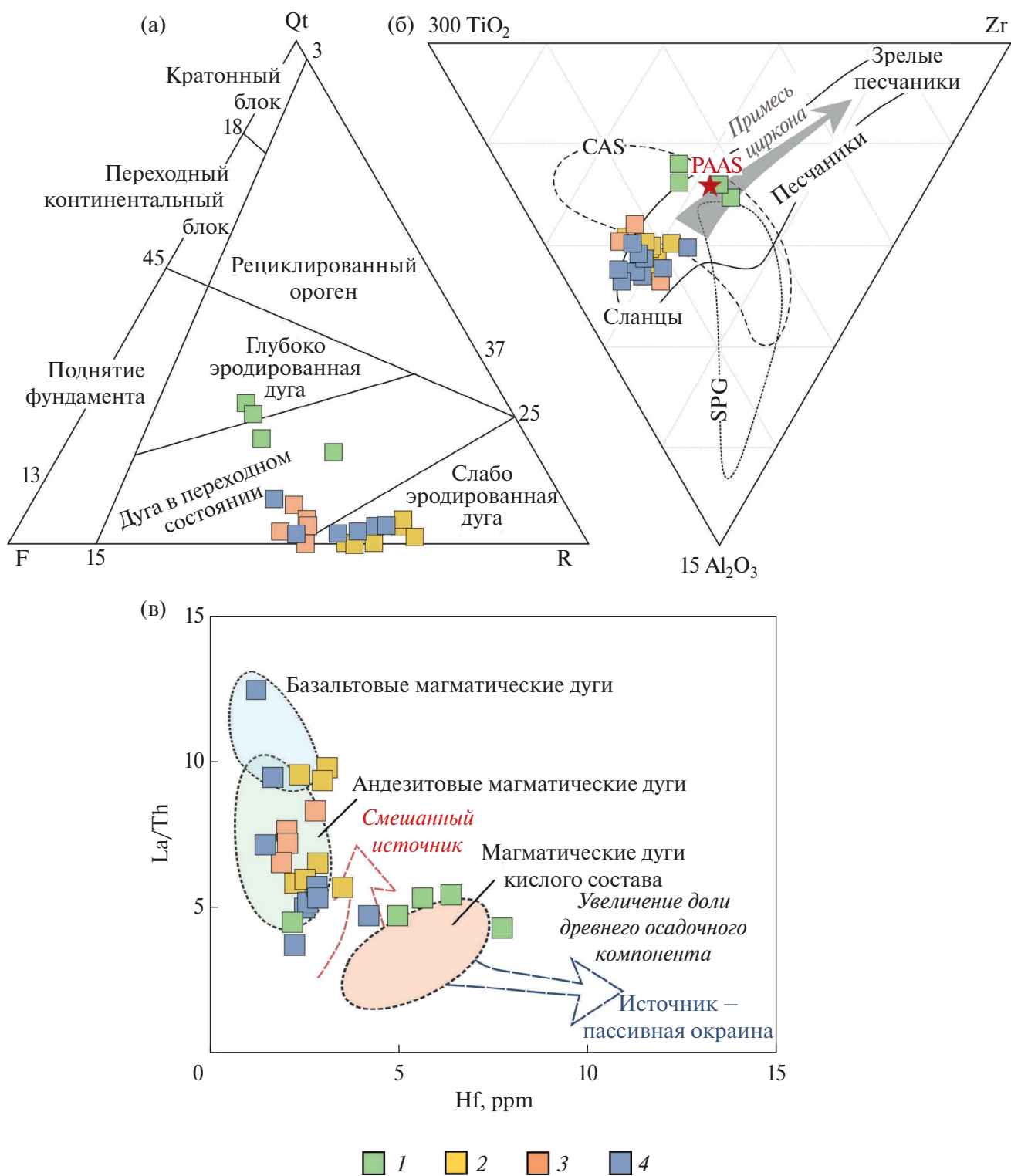


Рис. 12. (а) – Qt-F-R диаграмма для реконструкции палеотектонических обстановок (по [39]); (б) – диаграмма 15Al₂O₃–300TiO₂–Zr для определения степени зрелости обломочного материала (поля диаграммы, по [45]); (в) – дискриминантная диаграмма La/Th к Hf (по [42]).

Обозначено: CAS – поле известково-щелочных комплексов; SPG – поле пералюминиевых гранитов; PAAS – из [61]; Qt – сумма поликристаллического и монокристаллического кварца; F – сумма полевых шпатов; R – сумма вулканических и осадочных обломков пород.

1 – песчаники живетско-франской толщи (D₂gv–D₃f); 2–3 – туфопесчаники свит: 2 – кояндинской (C₁kn), 3 – терсайрынской (C₁trs); 4 – песчаники коконьской свиты (C₁kk)

Песчаники Жарма-Саурской зоны сопоставимы по изотопному составу с палеозойскими гранитоидами, вулканическими и вулканогенно-осадочными породами Чингиз-Тарбагатайской зоны.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Реконструкция палеотектонических обстановок

Для реконструкции палеотектонических обстановок образования рассматриваемых пород использованы дискриминантные диаграммы, основанные на петрографических и петро- и геохимических данных.

По результатам количественного петрографического описания песчаников построена Q-F-R диаграмма для определения палеотектонической обстановки формирования пород в области сноса [39] (рис. 12, а; см. Прилож. 1: табл. П2).

Песчаники живетско-франской толщи показывают относительно наиболее переработанный состав питающей провинции, попадая в область расчлененной (либо глубоко эродированной) дуги и дуги переходной типа (см. рис. 12, а).

Туфопесчаники коянди́нской и терсайры́нской свит содержат в своем составе большой объем слабоустойчивых к выветриванию компонентов при минимальном содержании кварца и попадают в области слабо эродированной дуги и дуги переходного типа (см. рис. 12, а).

Точки составов песчаников коконьской свиты также расположены в переходной области и в большей степени в поле незрелых дуг (см. рис. 12).

Диаграмма $15 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 - 300 \cdot \text{TiO}_2 - \text{Zr}$ [45] позволяет проследить процесс переработки и степень сортировки кластического материала с учетом того, что относительные пропорции компонентов передаются из области источника в основную массу осадка (см. рис. 12, б).

Все исследуемые образцы имеют небольшие вариации TiO_2/Zr , что указывает на отсутствие долгого перемыва и переотложения осадка. Песчаники живетско-франской толщи отделяются от остальных пород и отличаются повышенными содержаниями циркония, что вероятно связано с более кислым магматическим источником [51].

Точки составов живетско-франских песчаников тяготеют к полю пород, образованных при размыве магматических пород кислого состава, туфопесчаники коянди́нской и терсайры́нской свит сосредоточены в области магматических дуг андезитового состава (см. рис. 12, в).

Для песчаников коконьской свиты отмечается большой разброс точек от базальтового до андезитового магматического источника, причем для образца алевропесчаника коконьской свиты с содержанием $\text{K}_2\text{O} > 5$ мас. %) и низким $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ отношением, отвечающим за степень зрелости пород (см. рис. 8).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Большинство песчаников по петрохимическому составу являются граувакками, т.е. характеризуются натриевой составляющей (за исключением алевропесчаника коконьской свиты с содержанием $\text{K}_2\text{O} > 5$ мас. %) и низким $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ отношением, отвечающим за степень зрелости пород (см. рис. 8).

Значения петрохимических модулей и их корреляция между собой предполагают схожесть химического состава песчаников и туфопесчаников с составами исходных магматических пород и позволяют определить наличие вулканического материала в области сноса (см. рис. 9, а).

Расчеты индекса изменения состава (ICV) свидетельствуют о породах, кластический материал которых не претерпел интенсивного выветривания при транспортировке в область седиментации (см. рис. 9, б).

При этом песчаники живетско-франской толщи характеризуется более высоким индексом химического выветривания (CIA), в сравнении с остальными песчаниками, что указывает на более измененные породы питающей провинции.

Состав РЗЭ пород живетско-франской толщи схож с таковым для PAAS, что указывает на относительную зрелость пород этой толщи (см. рис. 10).

Песчаники коянди́нской, терсайры́нской и коконьской свит находятся ниже уровня PAAS и отличаются характером распределения спектров, что может указывать на меньшую переработку кластического материала и близость химического состава к магматическим породам питающей провинции.

Изучение Nd-изотопного состава показало, что породы имеют примитивный состав с положительными значениями $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ от +4.48 до +6.25, что предполагает наличие в питающей провинции ювенильных магматических пород без участия древнего корового материала (см. рис. 11).

Такие изотопные характеристики сопоставимы по изотопному составу с палеозойскими гранитоидами, вулканическими и вулканогенно-осадочными породами Чингиз-Тарбагатайской зоны.

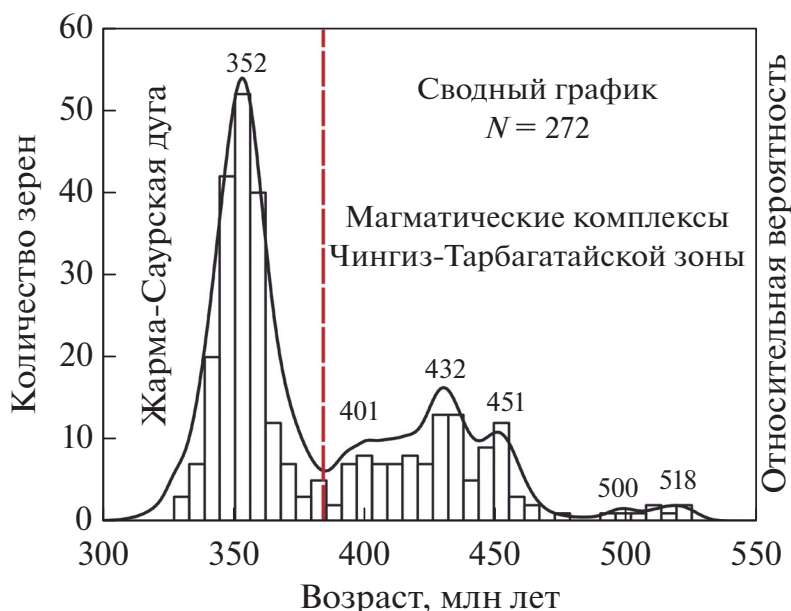


Рис. 13. Сводный график с гистограммой и кривой относительной вероятности $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов детритовых цирконов из песчаников и туфопесчаников Жарма-Саурской островодужной зоны.

На графике обозначены предполагаемые источники цирконов

Формирование живецко-франских песчаников происходило за счет разрушения кислого и переработанного источника, о чем свидетельствуют более высокое содержание кварца в обломках и содержание SiO_2 и Zr, а также распределение точек составов пород на дискриминантных диаграммах палеотектонических обстановок (см. рис. 12; см. Приложение 1: табл. П2, табл. П3).

По результатам U–Pb датирования детритовых цирконов можно предположить, что источниками материала при формировании этих песчаников являлись кембрийские, ордовик-силурийские и раннедевонские магматические комплексы, широко развитые в пределах сопряженной Чингиз-Тарбагатайской зоны (см. рис. 5, а; рис. 13; рис. 14, а).

Для туфопесчаников кояндиной и терсайрынской свит характерны более низкие значения индекса CIA и меньшее содержание кварца в обломках, а также более высокое значение $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ (см. табл. 2; см. рис. 9, б; см. рис. 11).

U–Pb датирование туфопесчаников кояндиной и терсайрынской свит позволило подтвердить раннекаменноугольный возраст подразделений, который ранее мог приниматься условно или недостаточно обоснованным, при этом унимодальное распределение возрастов в интервале с фамена до турне указывает на формирование пород в результате разрушения преимущественно одного позднепалеозойского источника — Жарма-Саурской вулканической дуги (см. рис. 13; см. рис. 14, б).

Такие изотопно-геохимические свидетельства предполагают смену источников сноса для пород в фаменское время. Песчаники коконьской свиты на диаграммах для палеотектонических реконструкций занимают промежуточное положение между песчаниками живецко-франской толщи и туфопесчаниками кояндиной и терсайрынской свит (см. рис. 12, а, б).

Формирование коконьской свиты являлось результатом одновременного разрушения комплексов Чингиз-Тарбагатайской зоны и незрелой Жарма-Саурской дуги, что подтверждается как результатами U–Pb датирования, так и Nd-изотопными данными (см. рис. 5, г; см. рис. 11; рис. 13; см. рис. 14, б).

Образование прогиба, выполненного коконьской свитой, происходило синхронно с вулканизмом Жарма-Саурской вулканической дуги. Данный прогиб возник в тыловой части островодужной системы и, вероятнее всего, является результатом задугового растяжения при погружении океанической литосферы под Жарма-Саурскую вулканическую дугу в направлении к Казахстанскому палеоконтиненту.

По результатам U–Pb датирования детритовых цирконов формирование средне-позднедевонских песчаников (живец-фран) Жарма-Саурской островодужной зоны происходило вследствие разрушения раннепалеозойских источников, а возрастные пики совпадают с этапами вулканической

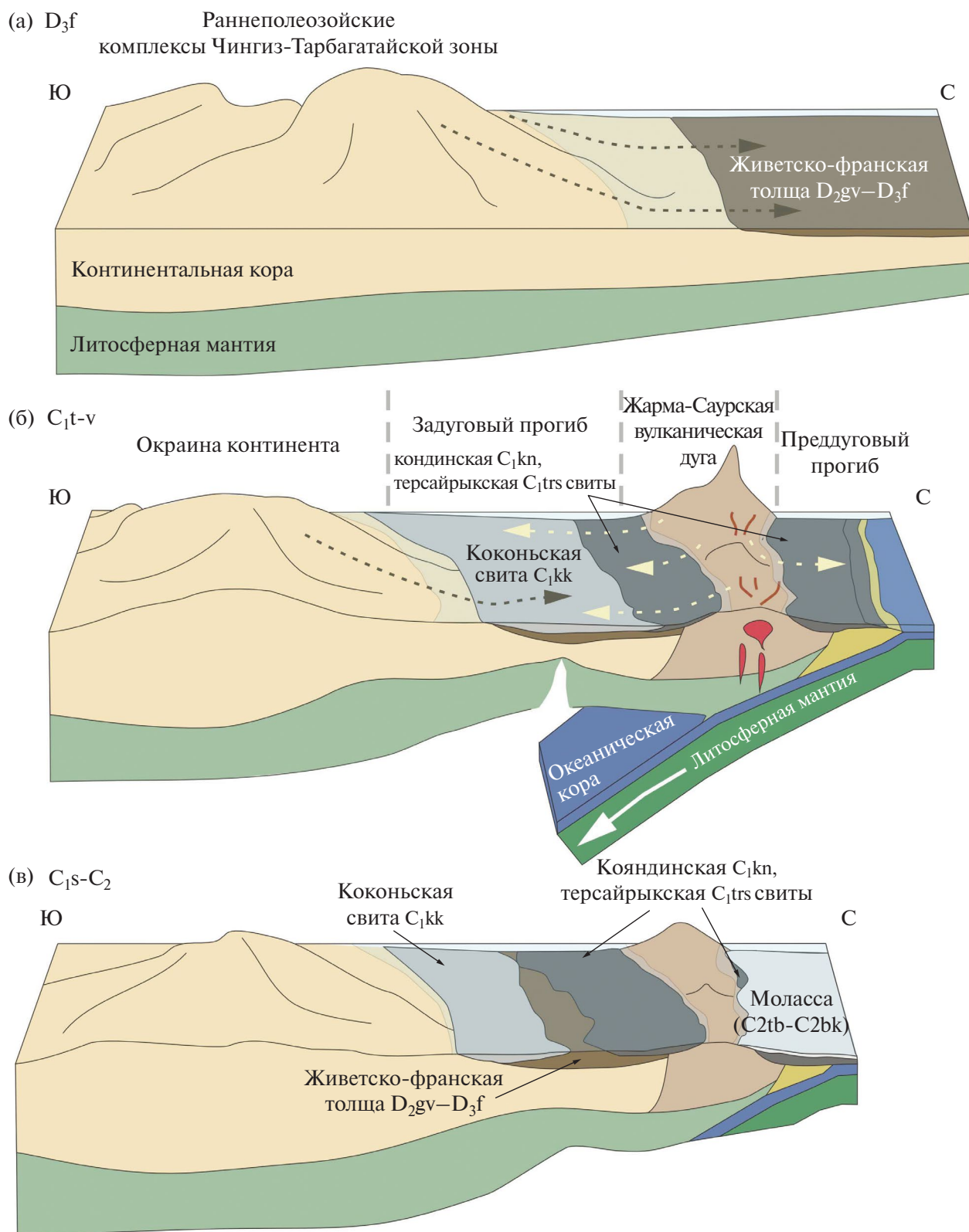


Рис. 14. Схематические геодинамические профили для позднедевонского-каменноугольного этапа эволюции Чингиз-Тарбагатайской зоны в современных координатах.

(а) – на франкий век позднего девона; (б) – на турне-визейский век раннекаменноугольной эпохи; (в) – на серпуховский век раннекаменноугольной эпохи–среднекаменноугольной эпохи (среднекаменноугольная моласса сложена таубинской (C_{2tb}) и буконьской (C_{2bk}) свитами (по [14, 17])).

Показано (стрелки пунктиром) предполагаемое направление сноса осадочного материала.

активности и гранитообразования в пределах Чингиз-Тарбагатайской зоны [9] (см. рис. 13).

Это позволяет предположить, что формирование Жарма-Саурской островодужной зоны происходило в непосредственной близости от Чингиз-Тарбагатайской зоны (см. рис. 14, а).

Полученные данные ставят под сомнение наличие значительного океанического бассейна, разделявшего Жарма-Саурскую вулканическую дугу и раннепалеозойские островодужные комплексы Чингиз-Тарбагатайской зоны до раннего каменноугольного времени [34, 35, 56, 60, 65].

Следовательно, мы предполагаем, что заложение Жарма-Саурской дуги произошло в фанерозойское время в пределах северо-восточной окраины Казахстанского палеоконтинента, что фиксируется по смене источника кластического материала для осадочных и вулканогенно-осадочных пород.

ВЫВОДЫ

Проведенные петрографическое изучение и геохимический анализ песчаников и туфопесчаников позволили определить состав и тип источников сноса, U–Pb изотопное датирование позволило уточнить интервал островодужного магматизма, возраст пород в питающих провинциях и установить нижнюю границу седиментации.

1. Формирование живецко-франской толщи Жарма-Саурской островодужной зоны происходило в результате разрушения раннепалеозойских пород Чингиз-Тарбагатайской зоны.

2. Магматизм Жарма-Саурской вулканической дуги формировался на протяжении фанерозойского времени, с большим проявлением в турнейское время.

3. Изученные породы кояндинской и терсайрынской свит являются продуктом разрушения пород Жарма-Саурской вулканической дуги. Питающими провинциями для осадочных пород коконьской свиты являлись одновременно раннепалеозойские образования Чингиз-Тарбагатайской зоны и раннекаменноугольные магматические комплексы Жарма-Саурской вулканической дуги.

4. Заложение Жарма-Саурской вулканической дуги произошло вблизи северо-восточной окраины Казахстанского палеоконтинента в позднем девоне–раннекаменноугольное время.

Благодарности. Авторы благодарны академику РАН Дегтяреву Кириллу Евгеньевичу за неоценимую помощь в подготовке статьи, анонимным

рецензентам за полезные комментарии и редактору журнала “Геотектоника” Шуплецовой Марине Николаевне за тщательное редактирование.

Финансирование. Проведение U–Pb геохронологических исследований, определение состава петрогенных и редких элементов, а также изотопного состава Nd проводилось за счет средств Российского научного фонда, проект № 22-77-00061. Петрографические исследования вулканических и вулканогенно-осадочных пород выполнены по Государственному заданию ИГМ СО РАН № 122041400044-2.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сючань С., Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 8–28.
2. Бескин С.М., Ларин В.М., Марин Ю.Б. Редкометалльные гранитовые формации. – Л.: Наука, 1979. 280 с.
3. Волкова Н.И., Тарасова Е.Н., Полянский Н.В., Владимиров А.Г., Хомяков В.Д. Высокобарические породы в серпентинитовом меланже Чарской зоны (Восточный Казахстан): геохимия, петрология, возраст // Геохимия. 2008. № 4. С. 422–437.
4. Геологическая карта Казахской ССР. – Масштаб 1:500 000. – Восточно-Казахстанская серия. – Объяснительная записка. – Алма-Ата: Мингео СССР, 1979. 184 с.
5. Геологическая карта восточного Казахстана. Масштаб 1:200 000. Зайсанская серия. Лист М-44-XXXIV. – Объяснительная записка. – Усть-Каменогорск: ТОО ГРК “Топаз”, 2014. 262 с.
6. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане. – Под ред. Ю.Г. Леонова, А.Г. Ахметьева, Ю.О. Гаврилова, Ю.В. Карякина, С.А. Куренкова, М.А. Семихатова – М.: Наука, 1999. 123 с.
7. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. – Под ред.: М.А. Федонкина, М.А. Ахметьева, Ю.О. Гаврилова, Ю.В. Карякина, Ю.Г. Леонова, М.А. Семихатова, С.Д. Соколова, М.Д. Хуторского. – М.: ГЕОС, 2012. 289 с.
8. Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Кембрийская коллизия дуга-континент в палеозоидах Казахстана // Геотектоника. 2007. № 1. С. 71–96.
9. 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.

10. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцов С.В., Херасков Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 59–75.
11. Диденко А.Н., Морозов О.Л. Геология и палеомагнетизм средне-вернепалеозойских пород Саурского хребта (Восточный Казахстан) // Геотектоника. 1999. Т. 4. С. 64–80.
12. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 93–108.
13. Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарёва А.П., Тян В.Д. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. — Под ред. Н.Л. Добрецова, Э.П. Изоха — Новосибирск: Наука, 1977. 246 с.
14. Жолтаев Г.Ж., Никитина О.И., Жаймина В.Я., Сейтмуратова Э.Ю., Пирогова Т.Е., Иванова Н.И., Фазылов Е.М., Мусина Э.С., Нигматова С.А., Байшапов Б.У. Стратиграфические схемы фанерозоя Казахстана. — Ч.1. — Палеозой. — Объяснительная записка. — Решения совещ. по унификации стратиграфических схем фанерозоя Казахстана г. Алматы, 25–29 ноября 2021 г. — Алматы: ТОО “378”, 2021. 236 с.
15. Карманова Н.Г., Карманов Н.С. Универсальная методика рентгенофлуоресцентного силикатного анализа горных пород на спектрометре ARL-9900XP. — Тез. докл. VII Всерос. конф. по рентгеноспектральному анализу. Г. Новосибирск, 19–23 сентября 2011 г. — Новосибирск: Наука, 2011. 126 с.
16. Моссаковский А.А., Руженцов С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.
17. Решения “III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Алма-Ата, 1986г.”, с региональными стратиграфическими схемами. — Ч. I. — Докембрий и палеозой. — Под ред. А.А. Абдулина, И.Ф. Никитина, И.И. Никитченко — СПб.: 1991.
18. Рязанцев А.В. Структуры среднепалеозойской активной окраины в Казахстане: латеральные ряды, миграция // ДАН. 1999. Т. 369. № 5. С. 659–663.
19. Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геологическое строение и этапы тектонической эволюции палеозоид Казахстана // Литосфера. 2019. Т. 19. № 3. С. 347–371.
20. Севрюгин Н.А. Геологическое строение Присемипатинского района // Советская геология. 1959. № 7. С. 5–20.
21. Сергеева Л.В. Девонские отложения Северного Предчирчикизья // Литосфера. 2004. № 2. С. 81–93.
22. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. — Под ред. В.Е. Хаина — М.: Научный Мир, 2001. 604 с.
23. Хромых С.В., Котлер П.Д., Семенова Д.В. Геохимия, возраст и геодинамические обстановки формирования Саурской габбро-гранитоидной интрузивной серии (Восточный Казахстан) // Геосферные исследования. 2019. № 2. С. 6–26.
24. Хромых С.В. Базитовый и сопряженный гранитоидный магматизм как отражение стадий развития Алтайской аккреционно-коллизонной системы (Восточный Казахстан) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 3. С. 330–355.
25. Шутлов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полезные ископаемые. 1967. № 5. С. 86–103.
26. Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И., Нахтигаль Г.П., Антоненко А.Н., Любецкий В.Н. Большой Алтай (геология и металлогения). — Алматы: Гылым, 1998. 304 с.
27. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. — Под ред. В.Н. Шванова, В.Т. Фролова, Ю.А. Ткачева — СПб: Наука, 2000. 479 с.
28. Abrajovich A., Van der Voo R., Levashova N.M., Bazhenov M.L. Palaeomagnetism of the mid-Devonian Kurgasholok Formation, Southern Kazakhstan: Constraint on the Devonian paleogeography and oroclinal bending of the Kazakhstan volcanic arc // Tectonophysics. 2007. V. 441. P. 67–84.
29. Alexeiev D.V., Ryazantsev A.V., Kröner A., Tretyakov A.A., Xia X., Liu D.Y. Geochemical data and zircon ages for rocks in a high-pressure belt of Chu-Yili Mountains, southern Kazakhstan: Implications for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and the Tianshan // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 42. P. 805–820.
30. Berzin N.A., Dobretsov N.L. Geodynamic evolution of Southern Siberia in Late Precambrian-Early Paleozoic time. — In: *Reconstruction of the PaleoAsian Ocean*. — Ed. by R.G. Coleman, (VSP Int. Sci. Publ., Utrecht, The Netherlands, 1994), P. 53–70.
31. Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. — In: *Rare Earth Element Geochemistry*. — Ed. By P. Henderson, (Elsevier, Amsterdam, 1984), P. 63–114.
32. Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Safonova I.Y., Semakov N.N., Kiryanova A.P. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: Tectonic pattern and model of formation // J. Asian Earth Sci. 2004. V. 23. № 5. P. 655–671.
33. Buslov M.M., Safonova I.Yu., Watanabe T., Obut O., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai–Sayan region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // Geosci. J. 2001. V. 5. P. 203–224.
34. Chen Y., Xiao W., Windley B.F., Zhang J.E., Zhou K., Sang M. Structures and detrital zircon ages of the Devonian–Permian Tarbagatay accretionary complex in west Junggar, China: Imbricated ocean plate stratigraphy and implications for amalgamation of the CAOБ // Int. Geol. Rev. 2016. V. 59. No. 9. P. 1097–1115.
35. Chen Y., Xiao W., Windley B.F., Zhang J.E., Sang M., Li R., Song S., Zhou K. Late Devonian-early Permian subduction-accretion of the Zhama-Saur oceanic arc, West Junggar (NW China): Insights from field geology, geochemistry and geochronology // J. Asian Earth Sci. 2017. V. 145. P. 424–445.

36. Cox R., Lowe D.R. A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the coevolution of continental blocks and their sedimentary cover // *J. Sediment. Res.* 1995. No. 1. P. 1–12.
37. Cullers R.L. The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian–Permian age from uplifted continental blocks in Colorado to platform sediment in Kansas, USA // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1994. V. 58. P. 4955–4972.
38. Dickinson W.R., Gehrels G.E. Use of U–Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. Vol. 288. P. 115–125.
39. Dickinson W.R., Beard L.S., Brakenridge G.R., Erjavec J.L., Ferguson R.C., Inman K.F., Knepp R.A., Lindberg F.A., Ryberg P.T. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting // *GSA Bull.* 1983. V. 94. P. 222–235.
40. Dobretsov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean // *Int. Geol. Rev.* 1995. V. 37. P. 335–360.
41. Filippova I.B., Bush V.A., Didenko A.N. Middle Paleozoic subduction belts: the leading factor in the formation of the Central Asian fold-and-thrust belt // *Rus. J. Earth Sci.* 2001. V. 3. P. 405–426.
42. Floyd P.A., Leveridge B.E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // *J. Geol. Soc.* 1987. V. 144. P. 531–542.
43. Folk R.L., Andrews P.B., Lewis D.W. Detrital Sedimentary Rock Classification and Nomenclature for Use in New Zealand // *New Zealand J. Geol. Geophys.* 1970. V. 13. P. 937–968.
44. Folk R.L. *Petrology of Sedimentary Rocks*. — Hemphill Publ. Comp., Austin, USA. 1980, 184 p.
45. Garcia D., Fontelles M., Moutte J. Sedimentary fractionations between Al, Ti, and Zr and the genesis of strongly peraluminous granites // *J. Geol.* 1994. V. 102. P. 411–422.
46. Heaman L.M., Bowins R., Crockett J. The chemical composition of igneous zircon suites: Implications for geochemical tracer studies // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1990. V. 54. P. 1597–1607.
47. Jenner G.A., Longerich H.P., Jackson S.E., Fryer B.J. ICP-MS — a powerful tool for high precision trace element analysis in earth sciences: evidence from analysis of selected U.S.G.S. reference samples // *Chem. Geol.* 1990. V. 83. P. 133–148.
48. Kotler P.D., Khromykh S.V., Zakharova A.V., Semenova D.V., Kulikova A.V., Badretdinov A.G., Mikheev E.I., Volosov A.S. Model of the formation of monzogabbro-diorite–syenite–granitoid intrusions by the example of the Akzhailau Massif (Eastern Kazakhstan) // *Petrology*. 2024. V. 32. No. 2. P. 179–200.
49. Kröner A., Kovach V., Belousova E., Hegner E., Armstrong R., Dolgoplova A., Seltmann R., Alexeiev D.V., Hofmann J.E., Wong J., Sun M., Cai K., Wang T., Tong Y., Wilde S.A., Degtyarev K.E., Rytsk E. Reassessment of continental growth during the accretionary history of the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. 2014. V. 25. P. 103–125.
50. Ludwig K.R. User's manual for Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. 2003. № 4. <https://homepages.see.leeds.ac.uk/~ear6clif/Manual2.3.pdf>
51. Montenari M. *Stratigraphy and Timescales*. — (Keele Univ., Newcastle, UK. 2016. V. 1), 506 p.
52. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. V. 299. P. 715–717.
53. Orihashi Y., Hirata T. Rapid quantitative analysis of Y and REE abundances in XRF glass bead for selected GSJ reference rock standards using Nd-YAG 266 nm UV laser ablation ICP-MS // *Geochem. J.* 2003. V. 37. P. 401–412.
54. Paton C., Woodhead J.D., Hellstrom J.C., Hergt J.M., Greig A., Maas R. Improved laser ablation U–Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2010. № 11. Q0AA06. <https://doi.org/10.1029/2009GC002618>
55. Pettijohn F.J. *Sedimentary Rocks*. — (Harper & Row, NY, CD, USA. 1972), 628 p.
56. Safonova I., Perfilova A., Obut O., Kotler P., Aoki S., Komiya T., Wang B., Sun M. Traces of intra-oceanic arcs recorded in sandstones of eastern Kazakhstan: implications from U–Pb detrital zircon ages, geochemistry, and Nd–Hf isotopes // *Int. J. Earth Sci.* 2021. V. 111. № 8. P. 2449–2468.
57. Safonova I., Perfilova A. Survived and disappeared intra-oceanic arcs of the Paleo-Asian Ocean: evidence from Kazakhstan // *Nat. Sci. Rev.* 2023. V. 10. № 2. nwac215. <https://doi.org/10.1093/nsr/nwac215>
58. Shen P., Shen Y., Li X.H., Pan H., Zhu H., Meng L., Dai H. Northwestern Junggar basin, Xiemisitai mountains, China: a geochemical and geochronological approach // *Lithos*. 2012. V. 140. P. 103–118.
59. Slama J., Kosler J., Condon D.J., Crowley, J.L., Gerdes A., Hancher J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene N., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plesovice zircon - a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.* 2008. V. 249. No. 1–2. P. 1–35.
60. Song S., Xiao W., Windley B.F., Collins A.S., Chen Y., Zhang J., Schulmann K., Han C., Wan B., Ao S., Zhang Z., Song D., Li R. Late Paleozoic Chingiz and Saur arc amalgamation in West Junggar (NW China): implications for accretionary tectonics in the Southern Altaids // *Tectonics*. 2020. V. 39. P. 1–24.
61. Taylor S.T., McLennan S.M. The continental crust: composition and evolution. — (Blackwell, Oxford, UK. 1985), 312 p.
62. Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // *Geostandards Newslett.* 1995. No. 19. P. 1–23.
63. Windley B.F., Alexeiev D.V., Xiao W., Kröner A., Badarch G. Tectonic Models for Accretion of the Central Asian

- Orogenic Belt // Journal of the Geological Society of London. 2007. V. 164. № 1. P. 31–47.
64. Xu Y., Han B.F., Liao W., Li A. The Serpukhovian–Bashkirian amalgamation of Laurussia and the Siberian continent and implications for assembly of Pangea // Tectonics. 2022. V. 41. e2022TC007218. <https://doi.org/10.1029/2022TC007218>
65. Zhu Y.F., Xu X. The discovery of Early Ordovician ophiolite mélange in Taerbahatai Mts., Xinjiang, NW China // Acta Petrologica Sinica. 2006. V. 22. No. 12. P. 2833–2842.

Evolution of the Northeastern Margin of the Kazakhstan Palecontinent: Results of Petro-Geochemical Study of Sedimentary and Volcanogenic-Sedimentary Rocks of the Zharma-Saur Island Arc Zone

V. A. Penkina^a, P. D. Kotler^{a, c, *}, I. Yu. Safonova^{a, b}, S. V. Khromykh^a,
A. A. Perfilova^{a, b}, A. V. Kulikova^{a, c}, I. A. Galimullin^c

^a*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, bld. 3, Ac. Koptyug Ave., 630090 Novosibirsk, Russia*

^b*Novosibirsk State University, bld. 1, st. Pirogova, 630090 Novosibirsk, Russia*

^c*Kazan (Volga Region) Federal University, bld. 1, st. Kremlevskaya, 842011 Kazan, Russia*

*e-mail: pkotler@yandex.ru

We carried out studies of petrography, petrochemistry, geochemistry and Nd-isotopy of sedimentary and volcanic rocks, as well as U–Pb dating of detrital zircons from sandstones and tuff sandstones of four stratigraphic units of the Zharma-Saur island arc zone, located in the Middle-Late Paleozoic near the north eastern (in modern coordinates) edge of the Kazakhstan paleocontinent. The data obtained, geological structure and analysis of discriminant diagrams indicate that the formation of sandstones of the Givetian–Frasnian sequence was the result of erosion and destruction of the Early Paleozoic igneous complexes of the Chingiz-Tarbagatai zone of the Kazakhstan paleocontinent. Tuff sandstones of the Koyanda formation of the Tournaisian stage and the Tersairyk formation of the Visean stage, distributed within the Vorontsov-Saur subzone, are mainly a product of rock destruction and volcanic activity of the Zharma-Saur volcanic arc. The feeding provinces for the sedimentary rocks of the Kokon formation of the Visean stage, which occupies most of the Zharma-Sarsazan subzone, were simultaneously the Caledonides of the Chingiz-Tarbagatai zone and the Early Carboniferous volcanogenic complexes of the Zharma-Saur volcanic arc. Our data show that the Zharma-Saur arc developed near the northeastern margin of the Kazakhstan paleocontinent at the end of the Late Devonian—in the Early Carboniferous period.

Keywords: island arc, volcanism, provenance analysis, Kazakhstan paleocontinent, Ob-Zaisan (Irtysh-Zaisan) paleocean, Zharma-Saur zone, Chingiz-Tarbagatai zone, Late Paleozoic

УДК 550:24

СОПОСТАВЛЕНИЕ НОВЕЙШИХ ВНУТРИГОРНЫХ ВПАДИН СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ И ВОСТОЧНОЙ ТУРЦИИ

© 2024 г. В. Г. Трифонов^{1, *}, А. С. Тесаков¹, А. Н. Симакова¹, Н. Çelik²,
П. Д. Фролов¹, Д. М. Бачманов¹, Я. И. Трихунков¹

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

²Firat University, Engineering Faculty, Department of Geological Engineering, 231119 Elazig, Türkiye

*e-mail: trifonov@ginras.ru

Поступила в редакцию 30.05.2024 г.

После доработки 07.06.2024 г.

Принята в печать 26.06.2024 г.

Представлены результаты сравнительного анализа строения и истории неоген-четвертичного развития 18-ти новейших внутригорных впадин Северной Армении и Восточной Турции. Основой исследования послужили экспедиционные работы, выполненные авторами в 2012–2023 гг. и дополненные опубликованными материалами других исследователей. Приведены палеонтологические, магнито-стратиграфические и радиоизотопные данные по стратиграфии впадин. Выполненное сопоставление позволило выделить четыре стадии развития впадин, выраженные характером осадконакопления: морское осадконакопление (i); преимущественно озерное накопление тонкообломочного материала, сносимого с невысоких поднятий (ii); озерно-аллювиальное осадконакопление со значительной долей грубообломочного материала, сносимого с соседних поднятий (iii); вовлечение впадин в общее поднятие региона, которое в большинстве впадин выражено усилением врезания водотоков в ранее возникшие формы рельефа, в Севанской впадине общее поднятие сочетается с продолжающимся озерно-аллювиальным осадконакоплением (iv). Выявлено последовательное омоложение (i)–(iii) стадий развития впадин в северном направлении, которое связано с ростом и расширением к северу поднятия Таврского хребта в процессе его надвигания на Аравийскую плиту. В развитии впадин проявлено воздействие тектонических событий в Среднем и Южном Каспии. Это выразилось в раннем плиоцене несогласием и появлением грубообломочных пород, отразившими возрастание контраста вертикальных движений между Кавказским и Каспийским регионами и в конце позднего плиоцена – проникновением в некоторые впадины вод ачкагыльской трансгрессии Каспийского моря. Особенности развития впадин не зависели от различий в их происхождении, которое определялось воздействием нескольких факторов. Среди них главными были движения по разломам в результате взаимодействия блоков литосферы и опускания, обусловленные перемещениями подлитосферных масс, выраженными вулканизмом. Влияние офиолитового субстрата и тектоно-вулканического подпруживания речных долин было второстепенным.

Ключевые слова: тектоническое развитие, активные разломы, вулканические поля, неоген–четвертичная стратиграфия, происхождение внутригорных впадин

DOI: 10.31857/S0016853X24030049, EDN: FGNEPV

ВВЕДЕНИЕ

Новейшие впадины разного типа занимают значительную часть Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского орогенического пояса. Если крупные депрессии – предгорные прогибы и межгорные впадины типа Куринской и Рионской, являются предметами длительного и разностороннего исследования, то более мелкие внутригорные впадины, как правило, изучены хуже. Именно эти впадины стали целью нашего исследования, результаты которого изложены в статье и основаны на работах авторов, проводившихся в Армении и Турции в 2012–2023 гг.,

и на анализе обширного литературного материала, включая более ранние работы авторов статьи. Для сопоставления выбраны 18 новейших впадин, различающихся своими характеристиками (рис. 1).

Целью нашего исследования являются эволюция впадин, изучение которой опирается на выявление стратиграфических и литологических характеристик отложений, и тектоника впадин, определяемая их структурой, особенностями субстрата и соотношениями с проявлениями магматизма. Среди эволюционных особенностей особое внимание мы обращаем на корреляцию стадий развития впадин и определение интервалов времени, в течение которых впадины развивались

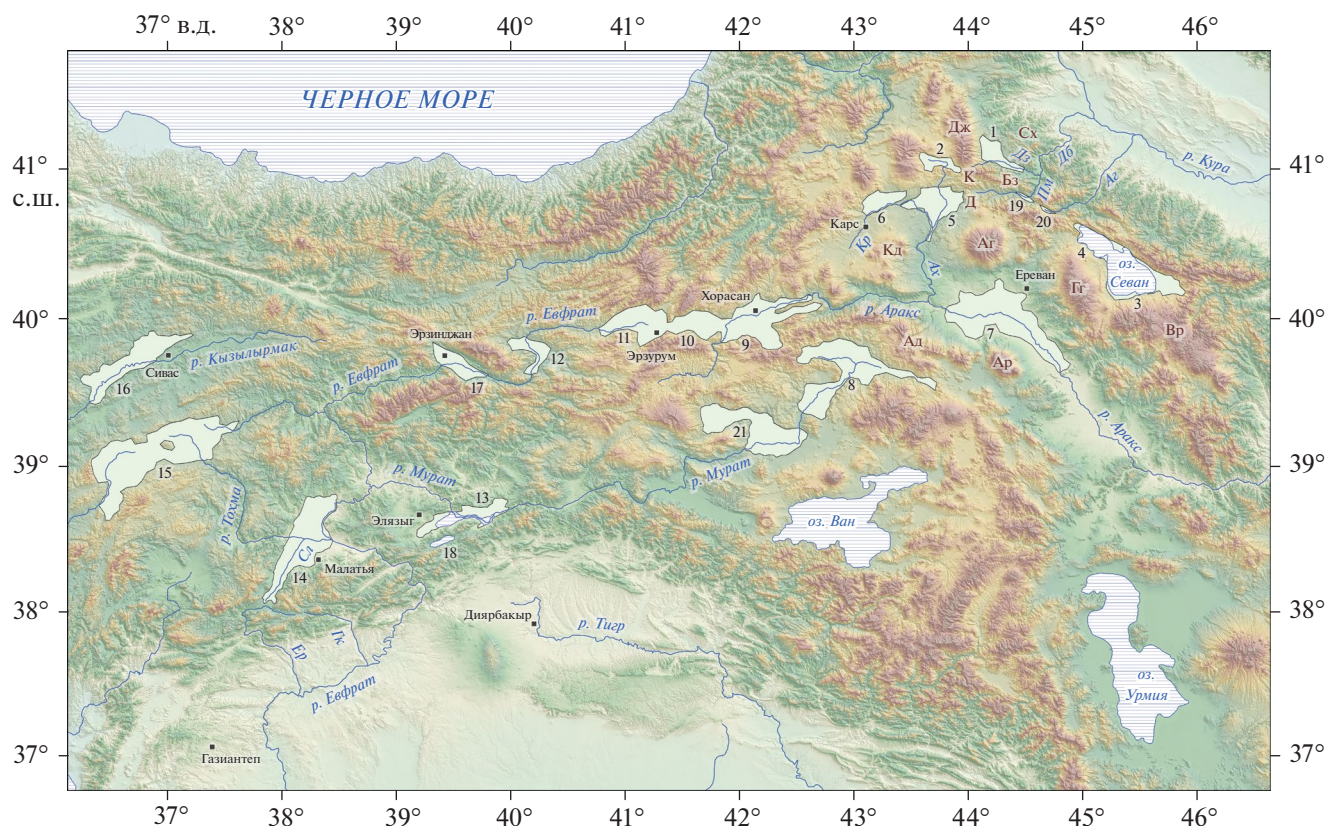


Рис. 1. Положение новейших впадин в рельефе Северной Армении и Восточной Турции (по данным [52]).

Впадины (арабские цифры): 1 – Лорийская; 2 – Верхнеахурянская; 3 – Большого Севана; 4 – Малого Севана; 5 – Ширакская; 6 – Сусузская; 7 – Араратская; 8 – Агры; 9 – Хорасанская; 10 – Пасинлерская; 11 – Эрзурумская; 12 – Чайирли–Терджан; 13 – Палу; 14 – Малатья; 15 – Кангальская; 16 – Сивасская; 17 – Эрзинджанская; 18 – оз. Хазар; 19 – Ванадзорская; 20 – Фиолетовская; 21 – Хынысская

как депрессионные структуры. Изучение тектоники впадин направлено на выявление геодинамических факторов, определивших образование впадин, и их классификацию.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Исследуемая территория охватывает внутреннюю часть орогенического пояса в пределах Северной Армении и Восточной Турции (рис. 2).

Большинство рассматриваемых внутригорных впадин расположено между мезозойской сутурой Измир–Анкара–Эрзинджан с ее восточным продолжением на севере и сутурой Южного Тавра на юге. Восточное продолжение северной сутуры следует вдоль северо-западного ограничения Эрзурумской впадины, далее скрывается под молодыми лавовыми покровами и прослеживается вновь вдоль Базумского хребта и северо-восточного борта Севанской впадины в виде Севано-Акеринской сутуры.

Северная сутура и ее продолжение отмечают следы Тетического океана, закрывшегося в верхнем мелу. Южная сутура является следом океана Неотетис, окончательно закрывшегося в эоцене. Западнее Эрзурумской впадины от северо-восточного продолжения сутуры Измир–Анкара–Эрзинджан ответвляется офиолитовая зона, которая протягивается на восток вдоль южных бортов Эрзурумской и Пасинлерской впадин. Далее она достигает юго-западного борта Араратской впадины, где отгибается на юго-восток и через западное побережье оз. Урмия смыкается с сутурой Неотетиса. Эта офиолитовая зона разделяет континентальные массивы Таврид и Иранской микроплиты.

Пять рассматриваемых впадин – Фиолетовская, Ванадзорская, Чайирли–Терджан, Эрзинджанская и Кангальская, расположены непосредственно над северной сутурой. Лорийская и Верхнеахурянская впадины (самые северные) находятся севернее этой сутуры.

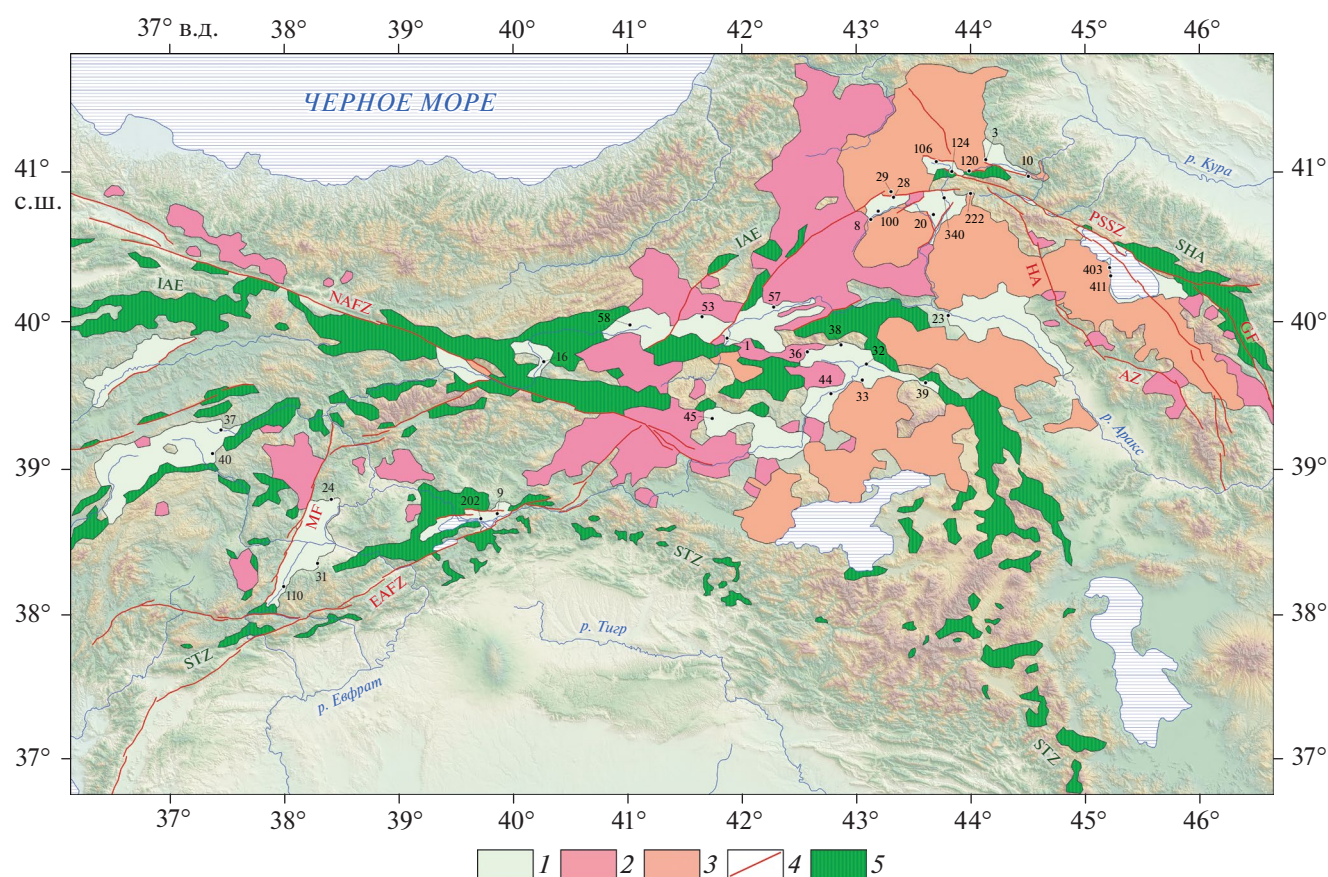


Рис. 2. Положение новейших впадин в структуре Северной Армении и Восточной Турции.

Буквенные обозначения:

Зоны активных разломов: EAFZ – Восточно-Анатолийская, NAFZ – Северо-Анатолийская, PSSZ – Памбак-Севан-Сюникская; активные разломы: AZ – Арпа-Зангезурский, GF – Гарнийский, HA – Акеринский, MF – Малатья; офиолитовые сuture: IAE – Измир–Анкара–Эрзинджан, SHA – Севано-Акеринская, STZ – Южно-Таврская.

1 – новейшие впадины; 2–3 – вулканические поля: 2 – среднемиоценовые и позднемiocен–раннеплиоценовые, 3 – плиоцен–четвертичные; 4 – активные разломы и зоны разломов; 5 – офиолитовые сuture

В рассматриваемой части Альпийско-Гималайского подвижного пояса доминирует широтная тектоническая зональность, определяющая также кайнозойское геологическое развитие региона. Поэтому для сравнения хронологии развития впадин и факторов, влиявших на их формирование, мы сгруппировали впадины в субширотные ряды. Выделены следующие ряды впадин (с севера на юг):

- Лорийская и Верхнеахурянская;
- Севанская, Ширакская и Сусузская;
- Араратская, Агры, Хорасанская, Пасинлерская, Эрзурумская и Чайирли–Терджан;
- Палу и Малатья.

В отдельные группы выделены присдвиговые впадины, обладающие сходными чертами независимо от расположения в регионе, и Кангальская впадина, удаленная на запад от остальных рассматриваемых впадин.

СРАВНИТЕЛЬНОЕ ОПИСАНИЕ НОВЕЙШИХ ВНУТРИГОРНЫХ ВПАДИН

Лорийская и Верхнеахурянская впадины

Лорийская впадина. Эта впадина имеет форму округленного прямоугольного треугольника, по одной из коротких сторон которого впадина граничит с Джавахетским вулканическим хребтом, а по другой – с Базумским. По длинной стороне впадина граничит с Сомхетским хребтом.

Верхнеахурянская впадина. Эта впадина расположена западнее и удлинена в широтном направлении.

На севере впадина окружена вулканическими образованиями Джавахетского нагорья.

На юге впадина ограничена отрогами Базумского хребта с центрами извержений гелазийского, а на западе хребта также плиоценового возраста. Внутри впадины находится небольшое количество

вулканов, возраст которых, возможно, достигает раннего калабрия.

Впадины разделены поднятием Карахачского перевала (см. рис. 2, точка 120).

На значительном протяжении границы впадин образованы флексурно-разломными зонами, которые выявлены на южном борту Лорийской впадины, вдоль южного склона Карахачского перевала и вдоль северного борта Верхнеахурянской впадины.

Восточная часть южного борта Верхнеахурянской впадины образована Вардахбюрской флексурно-разломной зоной, представляющей собой северо-западное окончание крупного Памбак-Севан-Сюникского правого сдвига. Вардахбюрская зона через меридиональную зону небольших приразломных депрессий р. Даличай и оз. Мада сочленяется с Джавахетским правым сдвигом, протягивающимся далее на северо-запад.

С запада и востока Карахачский перевал ограничен флексурно-разломными зонами. Поднятие Карахачского перевала и продолжающая его к северу цепь вулканов Джавахетского хребта являются элементами Транс-Кавказского поперечного поднятия [9].

Плоские днища обеих впадин выстланы потоками базальтовых андезитов и трахиандезитов, распространявшихся с Джавахетского нагорья. К—Аг датировки пород охватывают интервал времени от 2.51 ± 0.12 до 2.00 ± 0.10 млн лет, мощность лавовой серии на востоке Лорийской впадины достигает 370 м [44].

Это показывает, что обе впадины возникли как депрессии не позднее плиоцена и в гелазии были углублены относительно соседних поднятий на сотни метров. Вблизи Джавахетского хребта выделяются толща трахиандезитов, а также толща и отдельные тела дацитов, риолитов и обсидианов. К—Аг датировки обеих толщ — 2.0–1.85 млн лет.

На поверхности лав залегает осадочный чехол впадин, представленный карахачской и куртанской свитами. В стратотипическом разрезе Карахачского карьера (см. рис. 2, точка 3; $N41^{\circ}04.427'$; $E44^{\circ}07.238'$; $H=1800$ м) карахачская свита сложена агломератовыми дацитовыми туфами, а ниже флювиальной песчано-конгломератовой толщей с прослоями туфа. Общая мощность свиты составляет 11 м.

На основе данных радиоизотопного датирования SIMS U—Pb [31] и палеомагнитных измерений [44] возраст свиты определен в интервале 1.85–1.7 млн лет. В разрезах свиты найдены примитивные ашельские каменные изделия [19].

В разрезе Арденис Верхнеахурянской впадины (см. рис. 2, точка 106) отложения карахачской свиты содержат пыльцу верхов плиоцена — низов раннего плейстоцена.

В стратотипическом разрезе Куртан-1 (см. рис. 2, точка 10; $N40^{\circ}58.073'$; $E44^{\circ}31.057'$; $H=1300$ м) куртанская свита залегает на базальтовом андезите с К—Аг датой 2.08 ± 0.10 млн лет и состоит из следующих пачек (снизу вверх):

(i) — обратно намагниченная слоистая дацитовая пемза, определение SIMS U—Pb 1.45 ± 0.021 млн лет [31], близкое к $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ дате 1.49 ± 0.01 [31, reference to S. Huneke], мощность пачки 6 м;

(ii) — обратно намагниченная перебитая пемза с прослоем пепла (0.3 м) в кровле, определение SIMS U—Pb из пепла — 1.432 ± 0.028 млн лет [31], мощность пачки 2 м;

(iii) — обратно намагниченные тонкозернистый песок и супесь с узким интервалом нормальной намагниченности в верхней части, мощность пачки 3 м;

(iv) — нормально намагниченные супесь и суглинок, мощность пачки 4 м.

В пачках (iii) и (iv) найдены среднеашельские изделия. Из тех же слоев происходит находка челюсти носорога *Stephanorhinus hunsheimensis* (Toula) [31, reference to M.S. Belmaker].

В соседнем обнажении Куртан-3 в тех же слоях мы нашли левую плечевую кость слона *Archidiskodon* ex gr. *meridionalis* (Nesti).

В Верхнеахурянской впадине из верхней нормально намагниченной части куртанской свиты разреза Красар (см. рис. 2, точка 124) определены костные остатки крупных и мелких млекопитающих [41, 44]. Из крупных млекопитающих В.В. Титов идентифицировал оленя *Praemegaceros* cf. *verticornis* (Dawkins) и быка Bovidae gen. (cf. *Bison*). Список мелких млекопитающих, идентифицированных А.С. Тесаковым, включает пищуху *Ochotona* sp., полевок *Terricola* sp. и слепушонку *Ellobius* (*Bramus*) ex gr. *lutescens* Thomas.

Анализ остатков млекопитающих позволяет датировать отложения разреза Красар в интервале 0.8–0.4 млн лет, что подтверждается палинологическими данными. Таким образом, куртанская свита коррелируется с калабрием и низами среднего плейстоцена.

Куртанская свита сложена тонкообломочными осадками застойных вод с линзами грубого аллювия боковых притоков р. Дзорагет. Выходы отложений этой свиты продолжаются ниже по долине р. Дебед. Современное положение отложений

куртанской свиты и поверхности подстилающих лав позволяет оценить величину тектонических поднятий после их накопления.

В настоящее время куртанская свита на востоке Лорийской впадины поднята относительно ее положения в долине Дебеда на ~350 м. Поверхность базальтовых андезитов повышается в Лорийской впадине с востока на запад от 1400 до ~1600 м. Поверхность более молодой толщи трахиандезитов достигает на западе Лорийской впадины высоты 1750–1780 м.

По восточной флексурно-разломной зоне Карахачского перевала эта поверхность поднята до 2250 м; по западной флексурно-разломной зоне Карахачского перевала понижается до ~2000 м в Верхнеахурянской впадине. Частично эти вертикальные движения произошли до накопления куртанской свиты. Так, в карахачское время долина Верхнего Ахурына продолжалась через Карахачский перевал долиной р. Дзорагет, впадавшей в р. Дебед. Ко времени накопления куртанской свиты Верхнеахурянская и Лорийская впадины оказались разоб- шенными подъемом Карахачского перевала.

Послекуртанские отложения маломощны и слагают местами склоны крупных долин и доли- ны мелких водотоков, врезаемых в плоские днища обеих впадин, которые были вовлечены в общее поднятие Армянского нагорья.

Севанская, Ширакская и Сусузская впадины

Севанская впадина. Эта впадина является се- веро-восточной частью крупной миндалевидной структуры — увеличенного подобия структуры пулл-апат [27]. Севанская впадина ограничена на севере правыми взбросо-сдвигами северо-за- падной ветви Памбак—Севан—Сюникской зоны разломов. Южной границей структуры является Арпа — Зангезурский разлом. На западе струк- туру ограничивает Гарнийский разлом (правый сбросо-сдвиг северо-западного простиранья), а на востоке — юго-восточная ветвь Памбак—Се- ван—Сюникской зоны разломов и Акеринский разлом (правый сбросо-сдвиг северо-западного простиранья).

Юго-западная часть миндалевидной структу- ры сложена вулканическими породами Гегамско- го и Варденисского нагорий. Севанская впадина разделена Норатусской перемычкой на впадины Малого и Большого Севана. Малый Севан глубже и представляет собой впадину пулл-апат между северо-западной и юго-восточной ветвями Пам- бак—Севан—Сюникской зоны разломов.

Древнейшими породами осадочного заполне- ния впадины являются фаунистически охаракте- ризованные морские отложения среднего-верхнего сармата, обнаруженные в скважине 2 в с. Норакерт на юго-восточном обрамлении оз. Севан (рис. 3).

Они встречены также на Арцвакарской воз- вышенности, расположенной западнее Большого Севана на юго-западном обрамлении Малого Се- вана, и в бассейне р. Раздан и являются отложени- ями мелководного залива обширного моря [8, 30].

В юго-западном обрамлении впадины их пере- крывают отложения мзотиса—понта. Они свиде- тельствуют о смене морского осадконакопления озерным [11]. На юго-восточном побережье Се- вана, в скважинах 2 и 4 (скв. 4 находится в 5 км юго-западнее скв. 2) эти отложения отсутству- ют — там происходила денудация накопленных осадков.

Вышележащие отложения перекрывают их с размывом и местами несогласием и представ- лены грубообломочными толщами. В скважинах 2 и 4 они содержат прослои кислого туфа с К—Аг датой ~4.8 млн лет [4]. В верхней части эти кимме- рийские отложения становятся более тонкообло- мочными и сменяются слоями с моллюсками, ха- рактерными для каспийского морского акчагыла: *Aktchagylia subcaspia* Andrusov, *Cerastoderma dombra* Andrusov, *Avicardium nikitini* Andrusov (определения Н.Н. Акрамовского [11]; здесь и ниже таксоны приведены к современной номенклатуре).

На западном побережье оз. Севан, в разрезах Норатус-1 и Норатус-2 (см. рис. 2, точки 403 и 411) описаны туфогенно-осадочные озерные отложе- ния акчагыльского возраста [16]. Их верхняя воз- растная граница определяется в разрезе Норатус-1 К—Аг датой прослоя пемзы 2.30 ± 0.15 млн лет. Нижележащие отложения намагничены нормаль- но, кроме самых низов разреза, намагниченных обратно. Учитывая К—Аг определение, мы сопос- тавили нормально намагниченную часть разреза с палеомагнитным хроном Гаусса и базальные слои — с субхроном Каена ($3.032\text{--}3.116$ млн лет).

В разрезе Норатус-2 найдены рог и костные остатки оленя рода *Arvernoceros*, сходные пред- ставители которого обитали в Европе в позднем плиоцене — начале плейстоцена (определение В.В. Титова) [16]. Нормальная намагниченность разреза заставляет относить находку к концу плио- цена. Отсутствие в разрезах следов озерной биоты мы связывает с загрязнением этой части водоема токсичными водами, связанными с вулканизмом соседнего Гегамского нагорья.

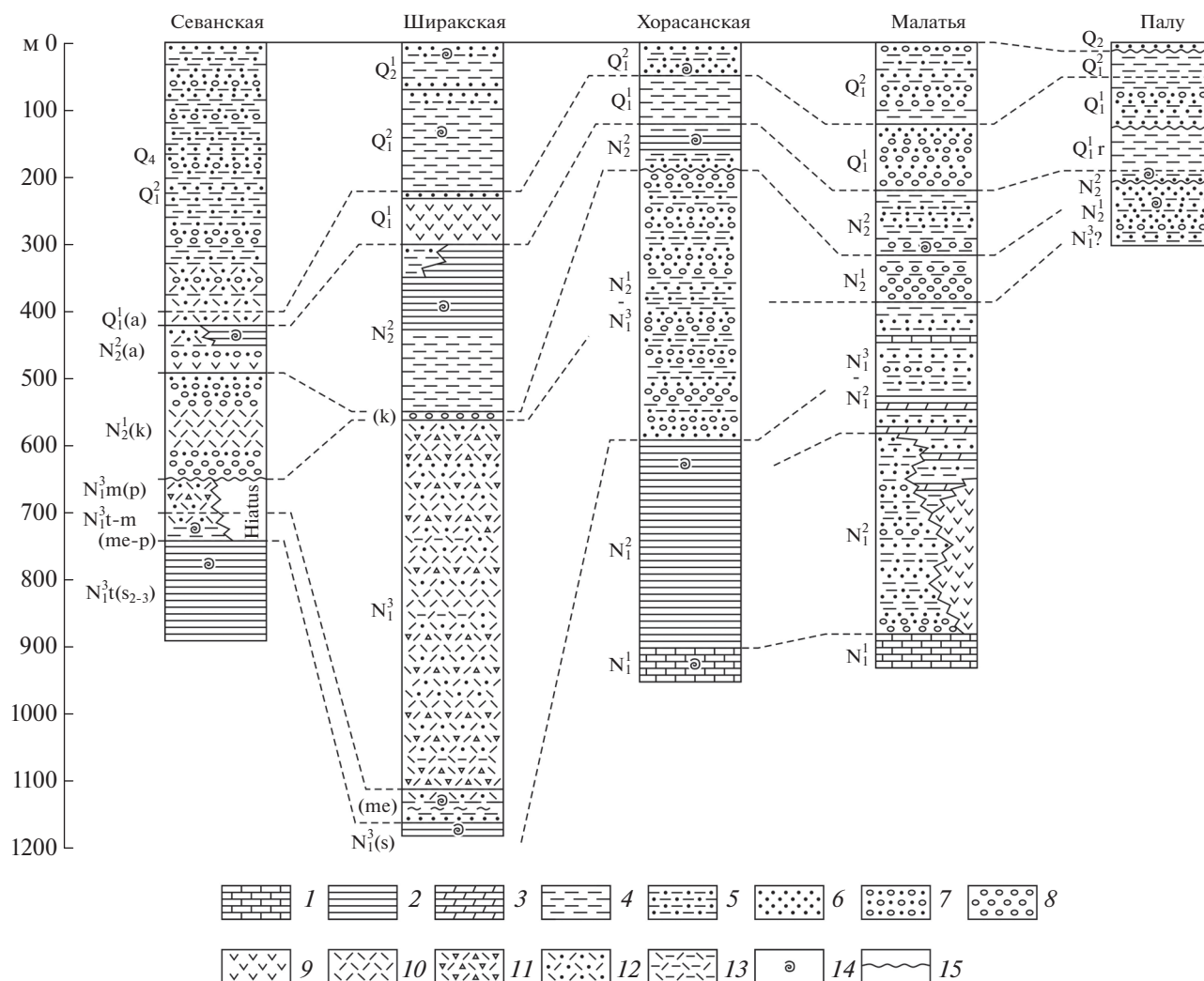


Рис. 3. Сводные разрезы неоген–четвертичных отложений новейших впадин Севанской, Ширакской, Хорасанской, Малаатья и Палу.

Символы международной стратиграфической шкалы: Q_4 – Q_1^2 – голоцен–калабрий; Q_2 – средний плейстоцен; Q_1^1 – низы среднего плейстоцена; Q_1^2 – калабрий; Q_1^1 – гелазий; N_2^2 – пьяченций; N_2^1 – занклий; N_1^3 – верхний миоцен; N_1^3m – мессиний; N_1^3t-m – тортон– мессиний; N_1^3t – тортон; N_1^2 – средний миоцен; N_1^1 – нижний миоцен.

Символы региональной стратиграфической шкалы: (a) – акчагыл, (k) – киммерий, (p) – понт, (me) – мэотис, (s) – средний–верхний сармат.

1–2 – морские отложения: 1 – карбонаты, 2 – тонкообломочные терригенные; 3–8 – озерно-аллювиальные отложения: 3 – мергели, 4 – глины и алевроиты, 5 – тонкозернистые пески и песчаники, 6 – пески и песчаники, 7 – песчано-гравийно-галечные отложения, 8 – галечники и конгломераты; 9–13 – вулканогенные и вулканогенно-терригенные породы: 9 – андезиты, 10 – туфы среднего и кислого состава, 11 – туфобрекчии, 12 – туфопесчаники, 13 – туфоалевролиты; 14 – места важнейших палеонтологических находок; 15 – поверхности несогласий

Таким образом, заложение Севанской впадины как обособленной негативной структуры произошло после сармата. В конце плиоцена во впадину проникли воды акчагыльского моря. В дальнейшем впадина развивалась как изолированный озерный бассейн. Его уровень зависел от интенсивности стока воды по реке Раздан, которая изменялась в зависимости от вулканических и тектонических процессов в верховьях реки. В ослабленной мере колебания стока продолжались в историческое время [14].

Ширакская впадина. Эта впадин представляет собой расширяющуюся к северу депрессию, на значительном протяжении окруженную выходами вулканических пород Карс-Дигорского плато (на западе) и Арагацкого центра (на юго-востоке).

С юга впадина ограничена выходами позднемиоцен–раннеплиоценовых базальтов и базальтовых андезитов (К–Аг даты 5.8–4.2 млн лет), перекрытых риолитовыми туфами (К–Аг даты ~3.0–2.8 млн лет) [39].

Впадина отделена флексурно-разломными зонами:

- на севере от Ширакского хребта Капской зоной;
- на северо-западе — от Сусузской впадины зоной Чарчиоглу;
- на юго-западе — от вулканического плато зоной Джамушлу.

Вдоль восточного края впадины протягивается продолжение Транс-Кавказского поперечного поднятия [9]. Оно выражено на северо-востоке впадины поднятием Джаджурского перевала (см. рис. 2, точка 222). Южнее на его оси расположены вулкан Мец-Шараилер и главный кратер Арагацкого вулканического центра. Ахурянский левый сбросо-сдвиг пересекает Ширакскую впадину в направлении юг–юго-запад — север–северо-восток. По нему восточная часть впадины опущена на ~150 м.

В основании осадочного чехла впадины залегают сарматские морские отложения [11] (см. рис. 3).

По аналогии с датированной К–Аг методом вохчабердской свитой окрестностей г. Еревана, Ю.В. Саядян [11] отнес к мэотису–понту вышележащую грубообломочную туфогенно-терригенную толщу мощностью до нескольких сотен метров, вскрытую скважинами внутри впадины и обнаженную на ее бортах на севере (в Ширакском хребте), и на юге (в ущелье Магаридзор). В нижней части толщи в Ширакском хребте найдены мэотические остракоды [11]. К нижнему плиоцену Ю.В. Саядян [11] отнес сравнительно маломощные конгломераты, залегающие на этой толще на юге Ширакской впадины.

Накопление грубообломочной туфогенно-осадочной толщи можно рассматривать как начало прогибания Ширакской впадины, хотя присутствие и мощности этих отложений под значительной частью впадины остаются неизвестными. Более определенно опускание впадины проявляется с позднего плиоцена.

На юго-западном борту впадины нами исследована нормально намагниченная 70-метровая песчано-глинистая толща преимущественно озерного происхождения (см. рис. 2, точка 20; разрез Демиркент; N40°42.897'; E43°40.367'; H=1570 м).

В ее нижней части обнаружен горизонт мощностью 20–25 м с верхнеплиоценовыми морскими диноцистами акчагыльского облика: *Caspidinium rugosum* Marret, 2004 type, *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg, 1838) Mantell, 1854, cf. *Impagidinium inaequalis*

(Wall et Dale in Wall et al., 1973) Londeix et al., 2009, cf. *Pontiadinium*, *Ataxodinium* cf. *confusum* Versteegh and Zevenboom in Versteegh, 1995 [40, 45]. Кверху содержание диноцист уменьшается до полного исчезновения, и параллельно возрастает содержание пресноводных водорослей, т.е. происходит опреснение бассейна.

В центральной части впадины, по данным бурения, мощность толщи возрастает. В скважине 12 (см. рис. 2, точка 340), пробуренной возле Мармашенского монастыря, в этой толще на глубинах 198–115 м обнаружены акчагыльские моллюски *Cerastoderma dombra*, *Avicardium nikitini*, *Andrusovicardium radiiferum* Andrusov, *Potamides caspius* Andrusov, а на глубинах 80–76 м — *Cerastoderma dombra*, *Aktchagylia subcaspia*, *Micromelania eldarica* Kolesnikov [11]. Слои с акчагыльской фауной перекрыты базальтовыми трахиандезитами с К–Аг определениями 2.25 ± 0.10 и 2.1 ± 0.2 млн лет [39].

Вышележащие четвертичные отложения Ширакской впадины разделены на свиты — карахачскую [44], анийскую и арапийскую [11]. На основе радиоизотопных, палеомагнитных и в верхних двух свитах биостратиграфических данных они датированы в возрастных интервалах соответственно 1.95–1.7, 1.4–0.75 и 0.75–0.6 млн лет [39, 41, 45].

Свиты представляют три озерно-аллювиальных цикла, в течение которых область осадконакопления смещалась к югу из-за поднятия северного края впадины. Ее относительное опускание завершилось ~0.6 млн лет назад, после чего впадина была полого наклонена на юг и вовлечена в общее поднятие Армянского нагорья.

Ширакская впадина окружена вулканическими образованиями, формировавшимися одновременно с развитием впадины и несущими мантийные минерально-геохимические метки. Относительно позднее опускание ее южной части совпадает по времени с наибольшей активностью соседнего Арагацкого вулканического центра.

Следовательно, образование Ширакской впадины связано с перемещениями и преобразованиями вещества верхней мантии, отразившимися в вулканизме. Вместе с тем, продукты вулканических извержений запрудили долину р. Ахурян, и, таким образом, территория впадины оформилась в озерный бассейн.

Сусузская впадина. Она является западным продолжением Ширакской впадины, отделенным от нее флексурно-разломной зоной Чарчиоглу северо-восточного простирания. Вдоль этой зоны

протягиваются выходы плиоцен-четвертичных базальтовых андезитов, и кровля анийской свиты поднята относительно ее положения в соседней части Ширакской впадины на 100–110 м.

В составе осадочного чехла впадины идентифицированы карахачская и анийская свиты, сходные по составу с теми же свитами Ширакской впадины. Карахачская свита выделена на севере Сусузской впадины, где занимает более высокое гипсометрическое положение, чем анийская свита. Здесь северный борт впадины нарушен продолжением Сарыкамышского левого взбросо-сдвига восток-северо-восточного простирания.

Судя по высотному положению карахачских отложений в пунктах 28 ($H=1814$ м) и 29 ($H=1985$ м) (см. рис. 2), северное крыло разлома поднято на ~170 м. В северном обнажении (точка 29) слоистые флювиальные карахачские отложения вложены в базальтовые андезиты с Ag/Ag датой 3.65 ± 0.08 млн лет и состоят из песка-песчаника, перемытой пемзы и галечника (до валунов). Галька хорошо окатана. Все отложения нормально намагничены.

Анийская свита выстилает поверхность большей части впадины. Ее наиболее полный разрез описан на южном борту впадины (см. рис. 2, точка 100; $N40^\circ44.335'$; $E43^\circ11.350'$. $H=1753$ м). Свита представлена чередованием тонкозернистого песка и алевроита с прослоями диатомита с многочисленными обломками раковин моллюсков, которые в средней части толщи образуют линзовидные скопления. Эти озерные отложения характеризуются обратной намагниченностью с двумя узкими интервалами нормальной полярности в верхней и нижней частях обнаженного разреза. Видимая мощность ~20 м. Озерная толща перекрыта песком и галечником мощностью до 1.5 м.

Более молодые четвертичные аллювиальные отложения присутствуют в долинах рек, вложенных в анийскую поверхность.

Сусузская впадина окружена выходами плиоцен-четвертичных базальтовых андезитов и андезитов, которые на юго-западном обрамлении впадины сочетаются с туфами. Соотношения лав и осадочного выполнения впадины различны. Наряду с налеганием или вложением осадочных отложений в поверхность лав (см. рис. 2, точка 29), выявлено налегание лав на анийскую озерную толщу. Например, на юго-западе впадины (см. рис. 2, точка 8) горизонтально залегающие андезитобазальты несогласно перекрывают озерную толщу, наклоненную под углом ~10°.

Впадины Араратская, Агры, Хорасанская, Пасинлерская, Эрзурумская и Чайирли–Терджан

Араратская впадина. Эта впадина удлинена в направлении северо-запад–юго-восток. Протяженных разломных ограничений не выявлено, но отмечена тектоническая гетерогенность внутреннего строения впадины, определившая разнообразие разрезов ее вулканогенно-осадочного заполнения. Впадина окружена вулканическими горами: на юго-западе — хребтом Агридаг с высочайшим вулканом Арарат на востоке, а на северо-востоке — склонами Арагацкого вулканического центра и Гегамского нагорья. Возраст вулканизма варьирует от конца миоцена на западном обрамлении Арагацкого центра до раннего голоцена на Гегамском нагорье и исторического времени на Арарате. Вдоль впадины проходит долина р. Аракс.

Древнейшими отложениями осадочного чехла Араратской впадины, несогласно перекрывающими более древние деформированные породы, являются пестроцветная гипсоносная нижнемиоценовая толща на западе [21] и морские отложения с верхнесарматскими моллюсками и сарматской флорой на северном обрамлении впадины [11]. Оба стратиграфических подразделения распространяются за пределы впадины.

Отложения мзотиса–понта в армянской части впадины объединяют в вохчабердскую свиту. Ее нижняя часть представлена тонкообломочными туфогенно-осадочными породами. Верхняя часть (собственно вохчабердская свита) сложена туфобрекчиями, туфоконгломератами и агломератовыми туфами, частично субаэральными. К–Аг определение туфа — ~6.2 млн лет [4].

В западной части Араратской впадины возможным аналогом нижней части вохчабердской свиты может быть армавирская свита, наиболее полно представленная в опорной скважине в г. Армавир. Возраст свиты определен как мзотический на основе находок пресноводных моллюсков *Pseudunio flabellatus* Goldf. и др. [3, 5, 6]. Озерные отложения мзотиса можно рассматривать как свидетельство начала относительного опускания впадины.

В раннем плиоцене, в связи с резким падением уровня Каспийского моря, туфогенно-осадочный чехол впадины эродирован, и формируются глубокие врезы речных долин. Они заполняются грубым аллювием, который кверху становится песчаным. Ю.В. Саядян [11] отнес аллювий к акачгыльскому времени. Ю.В. Саядян [11] в своем

исследовании предположил дальнейшее развитие армянской части следующим образом:

- в начале апшеронского времени, т.е. калабрия, продолжалось накопление грубого аллювия, которое затем сменилось формированием озерных глин с пресноводными моллюсками в северной части бассейна они перемежались с аллювием — продуктом выноса обломочного материала северными реками;

- в среднем плейстоцене отлагалась араратская свита, ее нижняя подсвита представлена озерными осадками с пресноводными моллюсками и диатомеями, а верхняя — озерно-аллювиальными отложениями.

Ю.В. Саядян [11] посчитал араратскую свиту фациальным и стратиграфическим аналогом анийской и арапийской свит Ширакской впадины, что подтверждается находками в верхней подсвите фауны, аналогичной ленинканскому комплексу.

Ревизия возраста этих свит показала, что анийская свита принадлежит калабрии, возможно, с самыми низами среднего плейстоцена, арапийская свита — низам среднего плейстоцена [1, 7, 39, 41, 45]. Соответственно, низы араратской свиты относятся к калабрии, а ее верхи — к низам среднего плейстоцена.

В связи с этим возникает сомнение в возрасте озерных глин, относимых Ю.В. Саядяном к апшерону, т.е. к калабрии. Их апшеронский возраст обосновывается тем, что подстилающий их аллювий содержит гальку базальтовых андезитов, сходных с породами горизонта лав с возрастом ~2.43–2.21 млн лет [11]. Однако галька может быть продуктам более ранних плиоценовых извержений, известных в соседней части Турции, а непосредственного налегания озерных глин и подстилающего грубообломочного аллювия на эти лавы не засвидетельствовано. Поэтому представляется более вероятным, что озерная толща имеет акчагыльский возраст, а заполнение раннеплиоценовых врезов грубообломочным аллювием началось в раннем плиоцене и продолжалось в начале позднего плиоцена.

Позднейшие отложения среднего и верхнего плейстоцена и голоцена — преимущественно аллювиальные. На бортах впадины они сочетаются с лавами и туфами и вложены в более древние отложения, а вблизи русла р. Аракс, менявшего свое положение, наслаиваются на них. В составе и строении аллювия обнаруживаются следы средне- и позднелейстоценовых оледенений Арагаца.

На южной, турецкой, стороне Араратской впадины, юго-западнее г. Ыгдыр, выделяются две низкие террасы, сложенные галечниками с прослоями песка и лессовидного суглинка, доминирующего в верхах разрезов. В цоколе верхней террасы и на более высоких уровнях рельефа залегают наклоненные под углами до 10°–30° зеленовато-серые песчаники, алевролиты и аргиллиты, сходные с акчагыльской (?) озерной толщей армянской части впадины. В верхней части выделяются два относительно тонких горизонта алевролита и аргиллита с обильными отпечатками листьев растений.

В точке 23 (N40°02.717'; E43°47.582. $H = 1000$ м) из толщи отобрано 16 палеомагнитных образцов. Из них 14 образцов показали прямую намагниченность, а два образца — неясную полярность. Мы коррелируем эту толщу с палеомагнитным хроном Гаусса, т.е. относим ее к нижнему акчагылу (пьяченцию). Достоверных следов проникновения вод акчагыльского моря, известных ниже по течению р. Аракс, не обнаружено ни в армянской, ни в турецкой частях Араратской впадины.

Впадина Агры. Она расположена южнее Араратской и отделена от нее вулканическим хребтом Агридаг с вулканом Арарат на восточном окончании. Северо-восточная граница впадины прямолинейна, но не выражена протяженными разрывными нарушениями.

Крупные разломы выявлены севернее восточного окончания впадины в южных предгорьях Арарата, где находится северо-западное окончание правосдвиговой зоны активных разломов Маку [27]. Южная граница впадины более извилистая. Выделяется “залив” впадины южнее г. Тутак, ограниченный с востока левым сбросо-сдвигом. Обрамление впадины западнее “залива” нарушено молодыми разломами запад-северо-западного простирания.

Древнейшие осадочные породы вскрыты на северо-западном ограничении впадины — на западном пониженном продолжении хр. Агридаг (см. рис. 2, точка 36; N39°47.865'; E42°34.244. $H = 1983$ м). Это зеленовато-серые алевролиты, обозначенные на Геологической карте Турции [21] как средний-верхний миоцен. Их несогласно перекрывает мощный галечный конус выноса с линзами песка. Ориентировка галек указывает на северное течение водного потока. Рядом с выходами нижних алевролитов обнажены вулканические породы, предположительно датированные поздним миоценом — лавы и вулканические

брекчии базальтового андезита и кислые пемзовидные туфы. Отсутствие вулканических обломков в алевролитах свидетельствует об их относительной древности. Широко распространенные севернее алевролиты и песчаники верхнего миоцена(?)—плиоцена вблизи выходов вулканических пород содержат туфогенный материал и прослой пеплового туфа (см. рис. 2, точка 38).

Отложения верхнего плиоцена и гелазия идентифицированы в разных частях впадины Агры. На востоке впадины они представлены преимущественно аллювиальными толщами. Таков, например, разрез на востоке впадины западнее с. Диядин (см. рис. 2, точка 39; N39°35.535'; E43°36.206; $H = 1865$ м), где из шести отобранных палеомагнитных образцов три нижних образца показали нормальную полярность, а два верхних образца — обратную полярность с нормально намагниченным образцом между ними. Западнее (см. рис. 2, точка 31) аналогичный песчано-галечный аллювий несогласно перекрывает пирокластическую брекчию и прорван внедрением мелкой пемзы. Аллювиальная толща наклонена в западных румбах под углами 10°–20°.

В центре впадины коррелятивный описанному аллювию стратиграфический интервал представлен озерными отложениями. Они вскрыты на восточной окраине г. Агры (см. рис. 2, точка 32; N39°42.980'; E43°05.264'; $H = 1633$ м).

Нижняя часть разреза (~5 м) сложена перемытым слоистым светлым туфом песчаной размерности. Выше чередуются глины, алевриты и песчаники, частично туфогенные. Их общая мощность ~10 м. Эти отложения охарактеризованы остатками мелких млекопитающих второй половины гелазия с *Mimomys cf. ostromosensis*, *M. ex gr. tornensis*, *Borsodia* sp. Из 12 палеомагнитных образцов, отобранных из озерной толщи, 11 образцов показали нормальную намагниченность, а один образец — неопределенную полярность. По-видимому, толща коррелируется с прямонамагниченным эпизодом внутри нижней части эпохи Матуяма. Южнее г. Агры (см. рис. 2, точки 33, 34, 41) нижняя часть озерной толщи сложена песчаниками и конгломератами с прослоями туфа и местами становится аллювиальной.

Южнее г. Тутак на юге впадины выделяется обширный конус выноса мощностью до 40 м, вероятно, раскрывающийся с юга на поверхность озерно-аллювиальной толщи или частично загромождающий ее (см. рис. 2, точка 44; N39°30.971'; E42°46.675. $H = 1688$ м). Конус сложен окатанны-

ми галечниками с линзами и прослоями песчаника. Отдельные части разреза характеризуются тонкой ритмичной слоистостью, в которой участвуют песчаники и галечники. Вместе с тем, пачки до 10 м залегают друг относительно друга как косые серии. В верхней части разреза конуса преобладают косослоистые нормально намагниченные песчаники и гравелиты с большим количеством раковин пресноводных моллюсков, нередко хорошо сохранившихся и местами слагающих линзы рыхлого ракушняка, целиком состоящие из раковин двустворчатых моллюсков рода *Dreissena*, а выше — унионид.

Описанная озерно-аллювиальная толща образует цоколь террасы, занимающей значительную часть впадины. Чехол террасы (средний плейстоцен?) сложен песчано-галечным аллювием мощностью до 12 м. Ориентировка галек указывает на течение водного потока в направлении современного русла р. Мурат. В разрезах чехла террасы местами выделяются тонкообломочные отложения пойменного или старичного типа. В эту террасу вложены низкие террасы р. Мурат, его пойма и русло.

Хорасанская, Пасинлерская и Эрзурумская впадины. Эти впадины группируются в широтный ряд депрессий, разделенных перемычками северо-восточного простирания. Перемычки представляют собой слабые относительные поднятия, нарушенные продольными левыми сбросо-сдвигами и осложненные проявлениями субаэрального вулканизма. В дочетвертичное время впадины были частями единого прогиба, сужавшегося в местах будущих перемычек.

Крупные новейшие разломы северо-восточного простирания протягиваются вдоль юго-восточной границы восточной Хорасанской впадины и северо-западной границы западной Эрзурумской впадины. С других сторон впадины ограничены выходами новейших вулканических пород или более древних пород, среди которых значительное место занимают офиолиты. Офиолитовая сутура протягивается вдоль южных бортов впадин. На северо-западном обрамлении Эрзурумской впадины вскрыты офиолиты северо-восточного продолжения сутуры Измир—Анкара—Эрзинджан.

Хорасанская впадина. Она расположена северо-западнее впадины Агры. Нижние горизонты осадочного заполнения впадины обнажены на ее северном борту восточнее г. Хорасан (см. рис. 2, точка 57; N40°05.913'; E42°16.526; $H = 1590$ м). Здесь снизу вверх обнажаются (см. рис. 3):

(I) — зеленовато-серые алевроиты и глины с прослоями мергелистого алевроита, содержащего в средней части пачки раковины моллюсков, среди которых преобладают дрейссены, мощность пачки 15 м;

(II) — красновато-серые косослоистые песчаники с линзами гравелита и мелкогалечного конгломерата, галька хорошо окатана, прослой песчаника с многочисленными отпечатками раковин моллюсков семейства *Dreissenidae*, мощность пачки 9 м;

(III) — красновато-бурые тонко горизонтально слоистые мелко- и среднезернистые песчаники с базальным пластом мелкогалечного конгломерата, мощность пачки 6 м;

(IV) — чередование грубого песчаника, гравелита и мелкогалечного конгломерата с косой слоистостью, более пологой, чем в пачке (II), мощность пачки 5 м;

(V) — тонкослоистая озерная или старичная пачка, состоящая из чередования алевроита и мелкозернистого песчаника, сверху содержание песчаника возрастает, мощность пачки 6 м;

(VI) — слоистые песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты, сверху количество грубообломочных пород возрастает, мощность пачки 3 м;

(VII) — алевроиты и мелкозернистые песчаники с линзами галечника, мощность пачки ~11 м;

(VIII) — среднегалечный конгломерат, галька хорошо окатана и содержит обломки основных магматических пород и яшмы, мощность пачки 4 м.

Суммарная мощность разреза составляет ~60 м.

Из разреза отобраны 33 палеомагнитных образца, показавших нормальную полярность. Из пачки (I) Л.А. Головина определила бедный комплекс известкового наннопланктона, включающий *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, фрагменты цист *Thoracosphaera heimi* и мелкие спиккулы асцидий. Временной интервал *R. pseudoumbilicus* — от зоны NN4 (14.91–17.95 млн лет; бурдигал) до зоны NN15 (3.7 млн лет, занклий) [51]. В пачке (I) нами обнаружены также морские диноцисты — *Cribroperidinium tenuitabulatum* (Cte), *Apteodinium spiridoides* (Benedek), *Spiniferites ramosus*, *Batiacasphaera* spp., которые определяют возраст отложений как средний миоцен (лангий — начало сарраваля) [18, 26, 33].

Исследуемая часть разреза формировалась в мелководных эстуарных условиях морского залива. На это указывает присутствие спор прес-

новодных водорослей *Botryococcus*, скудный наннопланктон, слабое разнообразие диноцист и наличие спиккул асцидий. В морской залив происходил снос грубого терригенного материала, с чем связано присутствие в спектрах палиноморф палеогенового возраста — *Pinaceae*, *Slowakipollis* spp. *Clavifera* ssp.

Таким образом, пачка (I) имеет морское происхождение и принадлежит среднему миоцену (вероятно, его части ниже сарматского региояруса). Вышележащая часть разреза является преимущественно аллювиальной и может соответствовать верхам среднего миоцена, верхнему миоцену и нижнему плиоцену.

Аналоги разреза точки 57 обнаружены на юго-западном борту Хорасанской впадины. Возле с. Пекеджик (см. рис. 2, точка 1; N39°53.443'; E41°51.672'; H=1753 м) нами изучены вышележащие горизонты разреза впадины, которые залегают с угловым несогласием в 10° на конгломератах, соответствующих верхам разреза точки 57 [40] (табл. 1).

В разрезе Пекеджик наиболее надежно определен возраст толщи 2. В пачках 2.2 и 2.5 обнаружены диноцисты *Caspidinium rugosum* Marret, 2004 type I, *Polysphaeridium* cf. *zoharyi* (R. Rossignol) Davey et Williams, 1966, *Polysphaeridium* sp., *Algidasphaeridium* cf. *capillatum* Matsuoka et Bujak, 1988, *Spiniferites* cf. *ramosus*, *Spiniferites cruciformis* Wall et Dale in Wall et al., 1973, morphotype B sensu Marret et al. (2004), *Spiniferites* sp., *Lingulodinium* sp., *Cleistosphaeridium* sp., aff. *Apteodinium* sp., *Pyxidinosia* cf. *reticulata* Jiabo, 1978, *Pontiadinium* sp., *Ataxiodinium* sp., *Achomosphaera* sp., обитавшие в солоновато-водной среде и свидетельствующие о проникновении акчагыльской трансгрессии в Хорасанскую впадину [40].

Моллюски из толщи 2 имеют черты сходства с плио-плейстоценовыми моллюсками Сирии и других районов Турции. Отсутствие *Dreissena diluvii*, характерной для конца раннего — начала среднего плейстоцена и присутствие ее эволюционных предшественников *D. praediluvii* Frolov свидетельствуют о более раннем возрасте моллюсков толщи 2. Более определенны данные о мелких млекопитающих.

В пачке 2.8 найдены моляры хомяка *Allocricetus* sp. и полевок *Mimomys praepliocaenicus* Rabeder, 1981, *Borsodia* ex gr. *praehungarica* (Schevtschenko, 1965), *Pitymimomys* sp. Ревизия коллекции [47] показала присутствие *Mimomys praepliocaenicus*, *Mimomys reidi* Hinton, 1910, *Borsodia* sp., *Pitymimomys*

Таблица 1. Верхнеплиоцен–плейстоценовый разрез Пекеджик (см. рис. 2, точка 1) на юге Хорасанской впадины, Восточная Турция (снизу вверх)

Толщи	Слои	Литология	Мощность (м)	
			слоя	толщи
1	1.1	Чередование гравелитов, песков и ожелезненных песчаников, с нормальной магнитной полярностью	5.5	29–30
		Необнаженный интервал	~10	
	1.2	Серые обратно намагниченные алевроиты и песчаники с прослоем (0.5 м) нормально намагниченного бурого лигнита в основании. Раковины моллюсков в основании лигнита	2.8	
		Необнаженный интервал	~4	
	1.3	Переслаивание суглинков, алевроитов, песчаников и гравелитов. Два нижних палеомагнитных образца показали нормальную полярность, а верхний образец – обратную полярность	2	
		Необнаженный интервал	~5	
2	2.1	Серые плотные глины. В кровле прослой (0.2 м) ожелезненного песчанитостого алевроита с галькой вулканических пород и раковинами пресноводных моллюсков	2.6	36–37
	2.2	Серые алевроиты и суглинки с диноцистами. В нижней части прослой с толстостенными дрейссенами	4	
		Необнаженный интервал с выходом алевроита (0.7 м) в верхней части	~9	
	2.3	Серый песчаник с линзой гравелита (0.6 м) в основании	2.4	
	2.4	Серый алевроит с линзами ракушняка	3	
	2.5	Серый алевроит с пластом лигнита (0.3 м), содержащий диноцисты, раковины моллюсков и рыбные кости. Найден фрагмент бивня слона из рода <i>Archidiskodon</i> = <i>Mammuthus</i> (<i>Archidiskodon meridionalis</i> ?)	4.3	
	2.6	Серый алевроит с прослоями глин в верхней части	6	
	2.7	Песок, сменяющийся кверху гравием	1	
	2.8	Серые алевроиты и глины с прослоем песчаника в верхней части. Найдены зубы мелких млекопитающих	4.2	
3		Плохо обнаженные серые алевроиты. В 12–14 м от основания чередование алевроитов и глин показало обратную намагниченность. Два маломощных выхода алевроита непосредственно над обратно намагниченным слоем и посередине вышележащей части толщи показали нормальную полярность		68
4	4.1	Серые пески с раковинами моллюсков и прослоем (0.5 м) гравия в основании	3.5	11
	4.2	Алевроит с прослоем (0.1 м) лигнита. Над лигнитом найдены зубы мелких млекопитающих	1.3	
	4.3	Пески и алевроиты с прослоем гравия (0.6 м) в основании и выше двумя прослоями (по 0.3 м) лигнита. Обломки раковин моллюсков	6	
5		Пески, песчаники и алевроиты, залегающие на высоких отметках рельефа субгоризонтально, покрывая плащом дислоцированные отложения основной пекеджикской последовательности, а также древние террасовые галечники левого борта современной долины Аракса, дислоцированные согласно с нижележащими озерно-аллювиальными толщами раннего плейстоцена		30–40

Примечание. В толщах 1 и 2 мощности необнаженных интервалов определялись с учетом залегания пород и учитывались при оценке общей мощности толщ; все палеомагнитные образцы толщ 2 и 4 показали нормальную полярность.

stranzendorfensis Rabeder, 1981, *Clethrionomys primitivus* Popov, 2000 в аналоге пачки 2.5.

Представленные данные позволяют отнести мелких млекопитающих слоев 2.5 и 2.8 к самым верхам позднего плиоцена, концу раннего виллания, MN16b, или, как предполагалось в [47], к раннему гелазию, позднему вилланию и началу

MN17. Учитывая нормальную намагниченность толщи 2, мы относим ее к верхней части верхнего плиоцена (~3–2.58 млн лет) вблизи перехода к раннему плейстоцену.

В толще 1 преобладают нормально намагниченные породы, но выделяются два интервала обратной намагниченности. Поэтому мы сопоставляем

Таблица 2. Нижнеплейстоценовый разрез Пасинлерской впадины (см. рис. 2, точка 53), в котором были найдены остатки слона *Mammuthus trogonterii* (снизу вверх)

Слои	Литология	Мощность (м)
1	Глины и глинистые алевроиты с прослоями (до 15 см) сапропеля. Остатки слона были найдены, вероятно, на уровне этого слоя	~2
2	Алевроиты с еще одним тонким прослоем сапропеля	7
3	Пески с прослоями диатомитового алевроита	1
4	Озерные отложения с тонким чередованием слойков разного гранулометрического состава	2
5	Мелкозернистый песчаник и алевроит с косой слоистостью. Присутствуют тонкостенные раковины моллюсков хорошей сохранности	1
6	Хорошо окатанный галечник и песок, залегающие непосредственно под поверхностью террасы	~1

толщу 1 с нижней частью хрона Гаусса, т.е. низами верхнего плиоцена. С этим согласуется более древний облик моллюсков из толщи 1 по сравнению с вышележащими толщами [40].

Находка в низах толщи 4 остатков полевки *Mimomys* cf. *praeplicaeanicus*, существенно более прогрессивного облика указывает на принадлежность толщи 4 к гелазию. Об этом также свидетельствуют находки в верхах этой толщи ассоциации гипсодонтных мимомисных полевок *Mimomys* cf. *plioaeanicus*, *Mimomys* ex gr. *tornensis*, *Borsodia* sp.

В самом верху этой толщи зафиксировано появление архаичных *Allophaiomys deucalion*. Этот биохронологический уровень фиксируется в Северной Евразии на рубеже гелазия и калабрия, в интервале ~2.0–1.7 млн лет [12]. Учитывая нормальную намагниченность низов толщи 4, ее можно коррелировать с субхроном Олдувей. В таком случае толща 3 может соответствовать нижележащей части хрона Матуяма, т.е. нижнего плейстоцена.

Толща 5, судя по ее распространению, несогласно перекрывает нижележащие толщи. В отложениях толщи 5 содержатся остатки специфической пресноводной малакофауны с *Dreissena* cf. *diluvii*, сильно уплощенными *Planorbidae*, ребристыми *Hydrobyidae* и *Caspicyclotus akramowskii*, описанным из нижнеплейстоценовых отложений соседней Пасинлерской впадины. Эта фауна близка к фауне анийской свиты Ширакской впадины, которая позволяет датировать вмещающие отложения интервалом конца раннего и самого начала среднего плейстоцена. По составу малакофауны толща 5 отнесена к калабрию и, возможно, низам среднего плейстоцена.

Пасинлерская впадина. Она расположена западнее Хорасанской. Наиболее стратиграфически низкие отложения чехла впадины, среднемиоце-

новые, обнажены на юге впадины, на склоне перемычки, отделяющей Пасинлерскую впадину от Хорасанской, и сходны по составу с аналогичными отложениями Хорасанской впадины. Согласно [36], среди них присутствуют слои морского происхождения. Выше несогласно залегают пресноводная флювиальная толща верхнего миоцена, сложенная песчаниками и конгломератами с прослоями мергеля [36]. Она может включать и нижний плиоцен.

Несогласно перекрывающие ее отложения верхнего (?) плиоцена и гелазия выделяются как хорасанская формация [25]. Она сложена чередованием глинистых алевроитов, песчаников и конгломератов с прослоями мергеля и может коррелироваться с толщами 1–4 разреза Пекеджик Хорасанской впадины. Ее фациальным аналогом на бортах впадины, частично надстраивающим хорасанскую формацию кверху, является формация Джелинкай, сложенная агломератовыми туфами, туффитами, базальтовыми андезитами с пластами карбонатно-глинистых пород.

Верхним членом разреза Пасинлерской впадины является озерная пасинлерская формация [25]. В ней обнаружены пресноводные и наземные моллюски, кости рыб и сделаны единичные находки амфибии, рептилии и зубов мелкого млекопитающего, что позволило коррелировать формацию с калабрием [49]. Вместе с тем, в озерных отложениях найдены также остатки степного слона *Mammuthus trogonterii* [20].

Изученный нами разрез с находками остатков слона (табл. 2; см. рис. 2, точка 53; N40°02.035'; E41°38.982'. $H = 1769$ м) имеет мощность ~14 м. Все 35 отобранных палеомагнитных образцов показали нормальную намагниченность. Раковины пресноводных моллюсков образуют скопления в отдельных прослоях.

Х. Шют [37] обнаружил здесь все шесть видов, описанных из песчаного карьера возле Гюлибулага (ныне Бюракан, Армения) [2]), а также он описал шесть новых видов, что позволяет коррелировать эти отложения с анийской свитой Ширакской впадины и толщей 5 разреза Пекеджик.

В тех же слоях найдены остатки полевки *Allophaiomys* cf. *plioaenicus*, что не исключает отнесение этой части разреза к верхам нижнего плейстоцена, например, к интервалу палеомагнитного эпизода Харамилло. Этому не противоречит обнаружение в том же разрезе слона *Mammuthus trogonterii*, древнейшие находки которого относятся к концу раннего плейстоцена. Отложения разреза прислонены к пепловым туфам, слагающим борт впадины.

Терраса с изученным разрезом занимает значительную часть Пасинлерской впадины. Более поздние аллювиальные отложения заполняют долины, врезаемые в эту поверхность.

Эрзурумская впадина. Эта впадина является западным членом описываемого ряда впадин. На ее юго-западном обрамлении юго-западнее г. Ашкале вскрыты морские нижнемиоценовые известняки. Они продолжаются за пределы впадины, но неизвестно их распространение внутри нее. В западной части впадины обнажена мощная толща тонкообломочных отложений с прослоями мергелей, датированная поздним миоценом — плиоценом [21].

Присутствие в низах толщи среднемиоценовых морских отложений документально не подтверждено, но допустимо [36]. Вблизи северо-западной взбросо-сдвиговой границы впадины в составе толщи присутствуют обломки и глыбы верхнемиоцен—плиоценовых вулканических пород, несенных с обрамления впадины. Это указывает на относительное погружение впадины в эпоху накопления указанной толщи.

В позднем плиоцене границы впадины сократились из-за поднятия ее западной части. На западе впадины (т. 58; N39°58.75', E41°01.3'; $H = 1793$ м) сформировалась дельта гильбертового типа впадавшей с запада реки (вероятно, верхний Пра-Аракс), раскрывавшаяся в Эрзурумскую впадину [15].

Определение возраста дельты основано на находках фауны мелких млекопитающих *Mimomys* cf. *polonicus* Kowalski, 1960, и *Borsodia* sp. относимой к зоне MN16 европейской биохронологической шкалы и определяющей возраст вмещающих от-

ложений как пьяченций, а также нормальной намагниченности отложений дельты, анализе палинологических данных и фауны моллюсков, среди которых присутствуют формы наземные, пресноводные и выдерживающие осолонение.

Присутствие среди моллюсков представителей рода *Pseudamnicola* со своеобразными следами биоэрозии, более характерной для солоноватых вод, делает вероятным солоновато-водный характер Эрзурумского водоема вдали от дельты, возможно, связанный с проникновением в него вод акчагыльского моря.

На соленость до 5‰ указывает и ассоциация остракод [10].

В раннем плейстоцене над дельтой накапливаются грубообломочные аллювиальные отложения с прежним восточным стоком. В аллювии найдены каменные изделия примитивного раннего ашеля [15]. Озерный бассейн сохраняется лишь на востоке впадины, которая к этому времени оказывается изолированной от речного бассейна Аракса окончательным оформлением перемычки на границе с Пасинлерской впадиной.

В конце раннего плейстоцена в результате пятающейся эрозии р. Евфрата его верховья проникают в Эрзурумскую впадину и перехватывают ее речной сток. Оформляется современная дренажная система впадины.

Впадина Чайирли—Терджан. Вытянутая в широтном направлении впадина находится в широкой долине р. Евфрат и его притоков севернее впадения р. Тузла. В основании разреза лежат офиолиты, представляющие собой восточное продолжение сутуры Измир—Анкара—Эрзинджан и обдущированные из нее к югу.

Их перекрывает обширное поле нижнего миоцена, в котором различаются фации тонкообломочных карбонатно-терригенных пород и неритовых известняков. Слагающие впадину плиоцен—четвертичные осадки вложены в этот субстрат. Верхняя часть разреза плиоценовых тонкообломочных озерных отложений мощностью 6 м вскрыта на юге впадины севернее слияния рек Евфрат и Тузла.

Эти породы слагают цоколь террасы, в чехле которой с размывом залегают нижнеплиоценовые галечники. Севернее нижний плейстоцен слагает террасу р. Евфрат и представлен более полным чередованием мощных пластов аллювиального галечника, местами косослоистого, и слоистых глинисто-алеврито-песчаных озерных отложений с раковинами моллюсков (см. рис. 2, точка 16).

Таблица 3. Разрез Каранджибаши синклинали Кованджилар (см. рис. 2, точка 202), Восточная Турция (снизу вверх)

Пачки	Литология	Мощность (м)
1	Алевриты и тонкозернистые песчаники с линзами гравелита в средней части и обломками раковин моллюсков	29
2	Плохо окатанный мелкий галечник	4
3	Алеврит с фрагментами раковин моллюсков	5
4	Плохо окатанный гравий, сменяющийся кверху песками разной зернистости	19
5	Алевриты, чередующиеся с глинами в нижней части и тонкозернистыми песками в верхней. Раковины моллюсков. Посередине прослой, обогащенный растительными остатками. Выше него найдены зубы мелких млекопитающих	8.5
6	Пески с линзовидными скоплениями раковин моллюсков, выше чередующиеся с алевритами	13
7	Пески с линзовидными скоплениями раковин моллюсков, выше алевриты и глины	6
8	Пески с фрагментами раковин моллюсков и линзами гравия в нижней части. В основании прослой гравия (1.5 м) с хорошо сохранившимися раковинами унионид	26
9	Глины, алевриты и тонкозернистые пески с прослоем (1–1.5 м) мелкой гальки в основании	6–6.5

Видимая мощность разрезов до 15 м. Более молодые четвертичные осадки вложены в описанные толщи и составляют низкие террасы и поймы Евфрата и его притоков.

Впадины Палу и Малатья

Впадина Палу. Эта впадина охватывает долину и побережья р. Мурат юго-западнее г. Палу и является частью обширной депрессии Палу–Улуова, которая протягивается вдоль нижнего течения р. Мурат до Кебанского водохранилища, расположенного вблизи впадения р. Мурат в р. Евфрат [22].

Наряду со средне-позднечетвертичными отложениями современной долины р. Мурат, значительную часть впадины Палу занимают выходы преимущественно аллювиальной нижнеплейстоценовой формации Палу. Она несогласно залегает на отложениях разного возраста, а в осевой части впадины и на ее северном борту перекрывает формацию Чайбахи.

Возрастные рамки и соотношения между этими формациями исследованы на северном склоне долины р. Мурат в разрезах 9 – Кованджилар (N38°41.952'; E39°51.695'; H=981 м) и 202 – Каранджибаши (N38°39.863'; E39°43.12'; H=837 м).

Они расположены в южном крыле синклинали Кованджилар, ограниченной с севера разломом взбросо-надвигового типа, оперяющим Восточно-Анатолийскую левосдвиговую зону (EAFZ). Обнаженные слои наклонены на север под углами 30°–40°, реже 50°.

Формация Чайбахи в разрезе Каранджибаши имеет мощность 117 м (табл. 3, см. рис. 3).

В разрезе Кованджилар вскрыта меньшая по мощности часть формации с несколькими поверхностями размыва.

Для определения возраста формации Чайбахи решающее значение имеет средняя часть разреза Каранджибаши, где найдены униониды *Psilunio aff. sibiricus* (Penecke, 1883), *P. aff. stoltzkaei* (Neumayr, 1875), *Potomida aff. berbestiensis* (Fontannes, 1887), *Cuneopsidea aff. beyrichi* (Neumayr, 1875) и зубы мелких млекопитающих *Amblycoptus* sp., *Desmaninae* gen., *Ochotona* sp., *Leporidae* gen., *Arvicolidae* gen. cf. *Propliomys*, *Rodentia* gen. Они позволяют отнести соответствующие слои к верхам нижнего плиоцена (MN15).

Верхние части формации Чайбахи обеих разрезов нормально намагничены. Определения остатков мелких млекопитающих и палинологические данные указывают на возможную принадлежность верхов формации Чайбахи разреза Кованджилар верхнему плиоцену. В разрезе Кованджилар на этих слоях согласно залегает обратно намагниченная толща алевритов с линзой (до 0.3 м) щебня в основании. Мощность толщи 60–63 м. Вероятно, она также принадлежит формации Чайбахи, которая, таким образом, может охватывать и часть гелазия. Низы обнаженной части формации Чайбахи могут принадлежать верхнему миоцену. Отложения формации Чайбахи накапливались в пресноводных озерах и рассеянных руслах мелких водотоков со слабым течением.

Формация Палу наиболее полно представлена в разрезе Кованджилар, где она залегает на обратно намагниченных верхах формации Чайбахи (табл. 4, см. рис. 2, точка 9).

Таблица 4. Разрез Кованджилар синклинали Кованджилар (см. рис. 2, точка 9), Восточная Турция (снизу вверх)

Пачки	Литология	Мощность (м)
1	Обратно намагнитченные песчаники и алевриты с линзами конгломерата в основании. В конгломерате найдены каменные изделия олдованского типа	9
2	Обратно намагнитченный алеврит с линзами песчаника, гравия и конгломерата с хорошо окатанной плоской галькой. Горизонт палеопочвы посередине	10.5
3	Нормально намагнитченные алевриты с линзами песчаника, гравелита и конгломерата в основании (до 1 м) и верхней части пачки. Галька плохо окатана. Два горизонта красной палеопочвы посередине и в кровле пачки	16.5
4	Нормально намагнитченные алевриты, пески и глины с горизонтом красной палеопочвы в кровле	6
5	Нормально намагнитченные алевриты с линзами песка, гравия и конгломерата в основании и верхней части пачки. Прослой мергелистого алевролита в нижней и верхней частях пачки; в нижнем прослое обнаружены мелкие тонкостенные раковины пресноводных моллюсков. Горизонт красной палеопочвы под верхним прослоем мергелистого алевролита	19
6	Нормально намагнитченные алевриты и тонкозернистые песчаники с пластом (3 м) конгломерата, гравелита и песчаника в основании. Галька хорошо окатана	13
7	Обратно намагнитченный алеврит	15
8	Нормально намагнитченный алеврит	2
9	Обратно намагнитченный алеврит с тонкими прослоями мергеля	5.5
10	Нормально намагнитченный алеврит, выше песчаник и конгломерат с хорошо окатанной галькой	3.5
11	Алеврит, карбонатизированный близ кровли	14–15

Общая мощность формации Палу в разрезе Кованджилар — 115 м. Пыльцевые спектры ограничивают возраст формации самым концом плиоцена — ранним плейстоценом. Учитывая характер остаточной намагнитченности, мы полагаем, что толща накапливалась с конца гелазия до конца калабрия.

Отложения формаций Чайбахи и Палу слагают цоколь высокой террасы правобережья р. Мурат. Чехол террасы, маломощный в разрезе Кованджилар (1 м), перекрывает формацию Палу с резким несогласием и сложен гравийно-галечным материалом. Восточнее мощность чехла возрастает до нескольких метров, и в его составе появляются суглинки. Пыльцевой спектр отложений чехла моложе спектров формации Палу и определенно имеет плейстоценовый облик. Вероятно, осадки чехла накапливались в среднем плейстоцене.

В дальнейшем впадина Палу была вовлечена в общее поднятие региона. Ее развитие состояло в эрозии бортов впадины и врезании русла р. Мурат с формированием низких террас в связи с перемещениями по EAFZ.

Впадина Малатья. Она имеет форму одностороннего грабена, удлинённого в север-северо-восточном направлении и протягивающегося от долины р. Султан-Сую до широты Кебанского водохранилища на слиянии рек Евфрат и Му-

рат. Западный борт впадины образован разломом Малатья, который определен как левый сдвиг с поднятием западного крыла. Средняя скорость сдвига оценивается в 1.0–1.1 мм/год за последние 1.4 ± 0.1 млн лет при скорости вертикальной составляющей движений ~ 0.1 мм/год [32].

Наши исследования показали, что вертикальная компонента является сбросовой. Восточный борт впадины положе. Он нарушен мелкими сбросами разных направлений.

В основании разреза впадины залегают маломощные (до ~50 м) нижнемиоценовые известняки, фациально замещающиеся дельтовыми отложениями и несогласно перекрывающими более древние толщи вплоть до кристаллического фундамента Таврид [38] (см. рис. 3).

Эти отложения известны за пределами впадины и, судя по данным сейсмопрофилирования, выстилают днище впадины, не изменяя своей мощности [28]. Поэтому нижнемиоценовые отложения не могут считаться свидетельством зарождения впадины. Ее развитие как депрессионной структуры фиксируется на сейсмических профилях систематическим увеличением мощности озерно-аллювиальных отложений со среднего миоцена до плиоцена от восточного борта к западному — разлому Малатья [28].

По данным [38], в составе этих отложений выделяются пять формаций (табл. 5). Было от-

Таблица 5. Среднемиоцен-плиоценовые отложения впадины Малатья, Юго-Восточная Турция (по [38])

Формации	Возраст, млн лет	Литология	Мощность (м)
Küseyin	от 18 до 11	Красноцветные конгломераты, песчаники, алевролиты с прослоями гипса и в верхней части известняка	300
Parçikan	от 11 до 6–7	Песчаники и глины с прослоями алевролита, глинистого известняка, гипса и лигнита. Внизу толщи найдены зубы мыши <i>Progonomys</i> sp., древнейшие следы которой относятся к MN10 (9.7–8.7 млн лет), что и послужило основанием для датирования формации	185
Boyaca (Şeyhler)	от 6–7 до 4	Глины, алевролиты, косослоистые песчаники и конгломераты с прослоями гипса	53
Sultan-Suyu	от 4 до 3	Глинистые известняки, глины, алевролиты, косослоистые песчаники и конгломераты	95
Beyler Deresi	от 3 до 2	Грубые, плохо сортированные конгломераты с прослоями песчаников и алевролитов	160

Таблица 6. Разрез плиоценовых отложений восточного борта долины р. Султан-Сую (см. рис. 2, точка 110), Восточная Турция (снизу вверх)

Пачки	Литология	Мощность (м)
1	Нормально намагнитченные глины и алевролиты с прослоями тонкозернистого песчаника и линзой мелкогалечного конгломерата в верхней части пачки	8–8.5
2	Плохо сортированные конгломераты с прослоями обратно намагнитченных алевролитов и тонкозернистых песчаников в верхней части пачки	25–27
3	Хорошо окатанный, плохо сортированный конгломерат с пачкой (2 м) алевролита в кровле. Алевролит обратно намагнитчен с узкими интервалами нормальной полярности в подошве и кровле	4–6
4	Хорошо окатанный среднегалечный конгломерат с обратно намагнитченной пачкой (3–3.5 м) алевролита и тонкозернистого песчаника в кровле	13–13.5
5	Хорошо окатанный мелко- и среднегалечный конгломерат с линзовидным (0.5–3.5 м) пластом обратно намагнитченного алевролита посередине пачки	8–10
6	Обратно намагнитченный алевролит	3
7	Обратно намагнитченный алевролит с базальным слоем конгломерата с неровной нижней поверхностью	~11
8	Нормально намагнитченный алевролит с базальным слоем (1.0–1.3 м) хорошо окатанного конгломерата с неровной нижней поверхностью. Костеносная линза (до 0.15 м) в 0.3–0.4 м выше конгломерата	4–4.3
9	Нормально намагнитченный алевролит и тонкозернистый песчаник с базальным слоем (5 м) хорошо окатанного конгломерата с неровной нижней поверхностью	15

мечено противоречие в датировании формации Parçikan [38]. При отнесении этой формации к верхнему миоцену по палеонтологическим данным, она фациально замещается на периферии впадины андезитами с К–Аг определениями от 18.7 ± 0.5 до 14.1 ± 0.4 млн лет [38] и от 15.9 ± 0.4 до 15.2 ± 0.5 млн лет [17].

На северном окончании впадины Малатья восточнее г. Аргуван к западу от Кебанского водохранилища (т. 24; N38°49.63'; E38°24.325'; $H = 1366$ м) мы получили К–Аг даты из двух покровов базальтового андезита в мергельно-глинистой толще: 18.5 ± 0.9 и 15.0 ± 0.9 млн лет [43].

Приведенные определения указывают на среднемиоценовый возраст формации Parçikan. Очевидно, датирование этой формации требует

дальнейших исследований, а пока ее возраст не может быть оценен точнее, чем средний-поздний миоцен.

В разрезе вдоль восточного борта долины р. Султан-Сую (см. рис. 2, точка 110; N38.20025°; E37.99458°; $H = 1099$ м) мы получили новые данные о плиоценовых отложениях впадины Малатья [43].

Здесь в цоколе высокой IV террасы обнажается осадочная толща, нарушенная мелкими сбросами и в целом полого наклоненная в северных румбах. Она состоит из чередования пачек конгломератов и тонкообломочных слоистых пород (табл. 6).

Толща несогласно перекрыта галечником переменной мощности (до 5 м), образующим поверхность IV террасы.

Из костеносной линзы, обнаруженной в нижней части пачки 8, В.В. Титов определил остатки копытных млекопитающих: крупного *Hipparion* cf. *crassum*, оленя *Arvernoceros* sp. и газели *Gazella* cf. *deperdita*. Эта ассоциация типична для плиоцена и может быть датирована руссинием — ранним виллафранком (MN 15–16). Скорее всего, найденная фауна относится к раннему виллафранку (MN 16b), т.е. раннему пьяченцию [43].

Это согласуется с определением остаточной намагниченности пород разреза, согласно которому костеносный горизонт находится в нижней части нормально намагниченного верхнего плиоцена видимой мощности ~19 м), а ниже залегает обратно намагниченный нижний плиоцен мощностью 65–70 м. Нормально намагниченная нижняя пачка 1 может коррелироваться с одним из палеомагнитных субхронов нижнего плиоцена или принадлежать самым верхам миоцена.

Нижеплейстоценовые отложения обнажаются на правом берегу р. Евфрат вблизи разлома Малатья и более полно представлены в западной части долины р. Султан-Сую в разрезе ее III аккумулятивной террасы. Высота III террасы немногим уступает высоте IV террасы, уменьшаясь вдоль долины с удалением от хребта Тавра от 1040 до 960 м.

Разрезы сложены чередованием пачек окатанных галечников с линзами песка, представляющих русловой аллювий большой реки, и пачек алеврита и тонкозернистого песка с линзами грубообломочного материала, формировавшихся в условиях застойных вод. Мощность пачек варьирует от нескольких метров до 35 м, причем сверху содержание тонкообломочного материала возрастает. Максимальная мощность разреза III террасы достигает 130–135 м (см. рис. 2, точка 30).

Возраст отложений оценивается по магнито-стратиграфическим данным в интервале от палеомагнитного субхрона Олдувай почти до конца хрона Матуяма. Такая оценка подтверждается находкой примитивных раннепалеолитических каменных изделий в разрезе Эскималатья (см. рис. 2, точка 31). Литологическая контрастность отдельных пачек в разрезах III террасы связана с тем, что в плиоцене и раннем плейстоцене сток р. Евфрат через Таврский хребет осуществлялся по современной долине р. Султан-Сую и далее на юг по долинам Ерикдере и Гёксу-Чайы [43]. Из-за тектонической активности хребта сток время от времени прерывался или затруднялся, отчего накопление аллювия сменялось осадконакоплением в условиях застойных вод.

В конце раннего плейстоцена сформировалось современное пересечение Евфратом Таврского хребта. Севернее хребта произошли спуск запрудного водоема и резкое падение базиса эрозии, отчего прежнее днище долины стало III террасой.

Кангальская впадина

Кангальская впадина имеет извилистые очертания и в целом удлинена в направлении запад—юго-запад—восток—северо-восток. Слои, как правило, погружаются полого на границах впадины, а в ее центральных частях их залегание близко к горизонтальному. К востоку от впадины находится обширное поле плиоценовых лав основного и среднего состава. Небольшие поля основных лав выделяются также южнее впадины.

Впадина выстлана отложениями озерно-аллювиальной толщи, состоящей преимущественно из рыхлых песчаников и алевритов с линзами косослоистых грубых песчаников и конгломератов. В работе [48] сообщается о находках в этой толще остатков мелких млекопитающих, отнесенных к зонам MN-13 (Kangal-1) и MN-14 (Kangal-2). Севернее г. Кангал, в пачке песчаников разной зернистости, частично косослоистых и содержащих тонкие линзы гравия и мелкогалечного конгломерата, мы обнаружили прослой алеврита с обломками костей (см. рис. 2, точка 37; N39°16.234'; E37°26.698'; H=1471 м). Найденные в алевролите остатки мелких млекопитающих *Csakvaromys bredai*, *Megacricetodon* sp., *Bizanthynia* sp. принадлежат зоне MN7-8. Таким образом, терригенная озерно-аллювиальная толща впадины накапливалась в среднем-верхнем миоцене и раннем плиоцене.

Выше залегает озерная мергелистая толща общей мощностью ~65 м (см. рис. 2, точка 40), состоящая из трех пачек (снизу вверх):

- светло-серые мергели (мощность 20–25 м);
- рыжевато-серые алевриты и песчаники с прослоями алевритистых мергелей (мощность 10–15 м);
- светло-серые мергели с пластом (до 5 м) белого крепкого известняка в кровле (общая мощность пачки составляет 30 м).

В верхах мергелистой толщи пресноводные моллюски образуют скопления в отдельных прослоях и представлены ядрами гастропод, в том числе крупных (?) *Viviparus* sp. На верхних известняках и на более низких слоях разреза со слабым несогласием залегает покров базальтового андезита. Верхний известняк и перекрывающие его лавы отнесены к плиоцену [21].

Сходные известняки с моллюсками присутствуют в верхах разреза озерных отложений расположенной северо-западнее Сивасской впадины. Более молодые четвертичные отложения распространены в Кангальской впадине локально и слабают низкие террасы рек.

Присдвиговые впадины

Исследованные нами приразломные впадины расположены в зонах активных сдвигов:

— Эрзинджанская впадина — в Северо-Анатолийской правосдвиговой зоне,

— впадина оз. Хазар — в левосдвиговой EAFZ,

— Ванадзорская и Фиолетовская впадины — в Памбак-Севан-Сюникской правосдвиговой зоне.

Все они активны до сих пор, но время заложения впадин определить трудно, поскольку они покрыты четвертичными наносами, а Эрзинджанская и Ванадзорская впадины — также четвертичными вулканическими образованиями. Нижним пределом времени заложения этих впадин является возраст начала развития разломных зон, которым принадлежат впадины. Он определен как плиоценовый для Северо-Анатолийской зоны [34]. Оценки времени зарождения EAFZ разнятся от позднего плиоцена [24] или плиоцена [35] до мессиния [50]. Памбак-Севан-Сюникская зона разломов, судя по ее выражению в структуре Севанской впадины, возникла не позже начала позднего плиоцена.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Закономерности развития впадин

В Кангальской впадине, расположенной западнее других, на всем протяжении ее развития с раннего миоцена до плиоцена происходило континентальное осадконакопление, завершившееся эпизодом вулканизма. Впадина осталась плоской депрессией с минимальными проявлениями контрастных тектонических движений и деформаций. С плиоцена ее территория избирательно денудировалась в зависимости от прочности пород.

Полученные данные о строении более восточных впадин показали определенную тенденцию их развития, выраженную последовательностью накопления осадков разного типа (стадии — снизу вверх):

— стадия 1 — морские отложения, распространяющиеся за пределы впадин и потому не во всех впадинах указывающие на начало их относительного опускания;

— стадия 2 — озерные отложения, отражающие относительное опускание впадин, которые могут сопровождаться линзами аллювия, свидетельствующими о речном сносе обломочного материала с соседних невысоких возвышенностей;

— стадия 3 — преимущественно аллювиальный материал разной размерности, свидетельствующий об образовании и эрозии соседних поднятий, связанных с взаимодействием литосферных блоков (среди аллювия присутствуют в подчиненном количестве отложения озерного типа, накапливавшиеся в остаточных бассейнах и временных водоемах, возникавших из-за неравномерности роста деформационных поднятий);

— стадия 4 — преимущественно аллювиальные грубообломочные отложения, накапливающиеся за счет эрозии и сноса обломочного материала с соседних горных поднятий, большинство впадин вовлекается в общее поднятие региона, фиксируемое формированием и заполнением речных врезов в ранее возникшие формы рельефа, но исключением являются впадины озер Севан и Хазар, где бассейновое осадконакопление продолжается в наши дни (их относительное опускание происходит на фоне общего поднятия региона).

Возрастные интервалы, которыми датируются стадии 1–3 осадконакопления и, соответственно, развития впадин, последовательно омолаживаются с юга на север.

Во впадине Малатья южного IV ряда первая стадия приходится на ранний миоцен, вторая — на средний-поздний миоцен, третья — на плиоцен и начало плейстоцена. С калабрия развиваются интенсивные врезы в днище впадины, отмечающие ее вовлечение в поднятие региона (рис. 4).

В синклинали Кованджилар впадины Палу граница формаций Чайбахи и Палу, соответствующая границе второй и третьей стадий развития, приходится на гелазий. Переход к четвертой стадии в начале среднего плейстоцена отмечен резким несогласием в кровле формации Палу и началом интенсивного врезания долин р. Мурат и ее притоков.

Область, где переход от первой ко второй стадии развития произошел в конце раннего миоцена, продолжается на восток-северо-восток, где к ней относится Хынысская впадина (см. рис. 1, впадина 21).

В основании ее разреза залегают неритовые известняки с фауной гастропод *Mesohalina margaritacea* (Brocchi, 1814) (определения А.В. Гужова), обитавших в позднем олигоцене — раннем

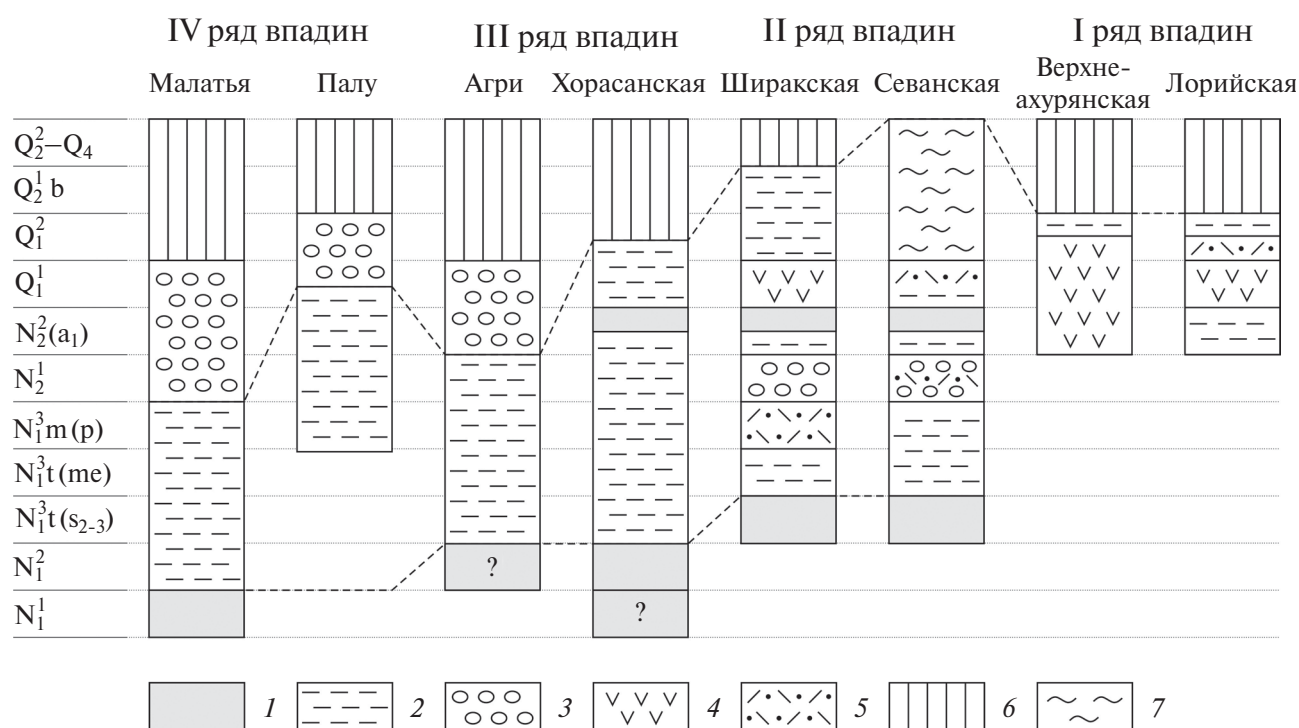


Рис. 4. Изменение с юга на север режима развития новейших впадин.

1 – морское осадконакопление; 2 – озерно-аллювиальное осадконакопление с преобладанием тонкообломочного материала (равнинная и низкогорная суша на окружении впадин); 3 – преимущественно аллювиальное осадконакопление с большой долей грубообломочного материала (низко-среднегорные деформационные поднятия на окружении впадин); 4–5 – свидетельства вулканической деятельности на обрамлениях впадин: 4 – лавы, 5 – туфогенные породы; 6 – вовлечение впадины в общее поднятие региона; 7 – относительное опускание впадины на фоне общего поднятия региона

миоцене [23]. Они сменяются озерными терригенными отложениями и туфами среднего-верхнего миоцена.

Сходство отложений Хорасанской, Пасинлерской и Эрзурумской впадин III ряда позволяет рассматривать их как части единого прогиба, разобщенные только в начале плейстоцена. Наиболее полные сведения о развитии этого прогиба получены в Хорасанской впадине (см. рис. 4).

Здесь первая стадия развития продолжается до среднего миоцена (раннего сerratavia включительно). Среднемиоценовому терригенному морскому осадконакоплению могло предшествовать карбонатное морское осадконакопления, следы которого представлены выходами нижнемиоценового органогенного известняка на юго-западном борту Эрзурумской впадины.

Преимущественно озерное осадконакопление продолжалось во всех трех впадин до конца плиоцена. Проявлением перехода к третьей стадии усиления поднятия можно считать окончательное оформление деформационно-вулканических перемычек, разобшивших впадины в начале плейстоцена. В Хорасанской впадине третьей стадии

развития соответствует толща 5 разреза Пекеджик, несогласно перекрывающая нижележащие отложения. Четвертая стадия обозначена усилением врезания речных долин с конца калабрия или начала среднего плейстоцена. В Эрзурумской впадине оно привело к перехвату дренажной сети верховьями р. Евфрат.

Нижние члены разреза впадины Агры сходны с соответствующими отложениями соседней Хорасанской впадины. Поэтому можно предположительно отнести к первой стадии среднемиоценовые низы разреза впадины Агры, хотя прямые палеонтологические доказательства их морского происхождения отсутствуют. На юге впадины широко распространены позднеплиоценовые и раннеплейстоценовые конуса выноса и русловые фации аллювия с высоким содержанием галечного материала. Они могут представлять третью стадию развития впадины.

В Севанской и Ширакской впадинах II ряда первая стадия морского осадконакопления представлена отложениями среднего и верхнего подъярусов сарматского региона (конец сerratavia–начало тортона) (см. рис. 4).

Вторая стадия озерно-аллювиального осадконакопления началась в конце тортона (мэотический регионорус). В Ширакской впадине она продолжалась до начала среднего плейстоцена и ~0.6 млн лет назад сменилась усилением врезания речных долин, отражающим вовлечение впадины в общее поднятие, однако на западе впадины этому предшествовало деформационное поднятие, имевшее место в гелазии и начале калабрия. В Севанской впадине озерно-аллювиальное осадконакопление продолжается до сих пор на фоне вовлечения впадины в общее поднятие региона.

Для Лорийской и Верхнеахурянской впадин I ряда данные о ранних стадиях развития отсутствуют. Можно лишь констатировать, что разделение этих впадин в результате деформационно-вулканического образования поднятия Карахачского перевала (третья стадия) произошло в начале калабрия, а интенсивное врезание в заполняющие впадины вулканические породы и вышележащие отложения куртанской свиты (четвертая стадия) началось ~0.6 млн лет назад.

Аракатская впадина занимает особое положение в ряду выявленных возрастных изменений. Морские отложения первой стадии в самой впадине не обнаружены, но они присутствуют в долине р. Раздан между Аракатской и Севанской впадинами, где отнесены к среднему и верхнему сармату. Вторая стадия представлена озерными осадками мэотиса. Выше выявлены следы глубокого врезания и грубообломочные отложения нижнего плиоцена, отражающие фазу интенсивных деформаций, следы которых обнаружены и в Севанской впадине. В верхнем плиоцене озерно-аллювиальное осадконакопление возобновляется и сменяется на бортах впадины формированием врезанных долин только на границе раннего и среднего плейстоцена.

Итак, сравнительный анализ осадочного выполнения впадин выявил тенденцию к последовательному омоложению стадий осадконакопления с юга на север по мере удаления от Таврского хребта. Эта тенденция связана с ростом хребта и вовлечением в поднятие его северного обрамления в процессе надвигания хребта на юг по сутуре Неотетиса.

В Верхнеахурянской, Севанской, Ширакской и Аракатской впадинах смена режимов осадконакопления, связанная с указанным тектоническим воздействием, осложняется проявлениями синхронного вулканизма в виде лавовых покровов и туфогенно-осадочного материала. Это ярко проявилось в Ширакской и Аракатской впадинах

накоплением туфов и туфовых брекчий в конце миоцена [11].

На проявления направленных изменений режима осадконакопления накладываются синхронные воздействия. Они были обусловлены возрастанием высотной контрастности между Кавказским регионом и впадинами Южного и Среднего Каспия в раннем плиоцене [46]. Эти воздействия наиболее заметно проявились в ближайших к Каспию Севанской и Аракатской впадинах. В конце позднего плиоцена в Севанскую, Ширакскую, Хорасанскую и, возможно, Пасинлерскую и Эрзурумскую впадины синхронно проникли солоноватые воды максимальной раннеакчагыльской трансгрессии Каспийского моря.

К синхронным геологическим событиям мы относим также вовлечение впадин в общее поднятие региона. Поднятие началось не позднее начала плейстоцена, а вовлечение впадин в этот процесс произошло в конце калабрия—начале среднего плейстоцена. Синхронность общего поднятия свидетельствует об ином его источнике, нежели источник изменений возрастов стадий 1–3. Эти изменения обусловлены взаимодействием литосферных плит и блоков, а общее поднятие связано с глобальными геодинамическими процессами, затрагивающими подлитосферную мантию [13].

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИЗАЦИЯ ВПАДИН

Факторы, воздействие которых могло привести к образованию впадин:

- Перемещение по разломам в результате взаимодействия плит и блоков литосферы.
- Перемещение горных масс на уровне литосферной и подлитосферной мантии, выраженное проявлениями вулканизма вокруг впадины и иногда в ее пределах.
- Наличие древних депрессий, наследуемых новейшими долинами. Наиболее типичный случай — изостатическое опускание земной поверхности над уплотненными (по сравнению с континентальной корой) реликтами океанской коры, обусловившее депрессионную форму земной поверхности к моменту зарождения новейшей впадины.
- Наличие офиолитовых зон по краям впадины, обеспечивающее, из-за повышенной способности к деформациям, подвижность горных масс под впадиной.
- Обособление остаточных, относительно пониженных участков между активно поднимающими

мися структурами. Типичной причиной обособления является вулканическое или тектоническое подпруживание древних долин.

Роль разломов в формировании впадин

Определяющая роль разломов в образовании впадины наиболее очевидна для присдвиговых впадин типа пулл-апарт, возникающих при кулисном расположении соседних сегментов зоны разломов, при котором между сегментами сдвиг сочетается с растяжением. К этому типу впадин относятся депрессия озера Хазар между левосдвиговыми сегментами EAFZ и депрессия Малого Севана между сегментами Памбак-Севан-Сюникской правосдвиговой зоны.

Иначе устроены Ванадзорская и Фиолетовская впадины в Памбак-Севан-Сюникской зоне разломов. Здесь сегменты зоны кулисно расположены друг относительно друга противоположным образом по сравнению с Малым Севаном, отчего между сегментами происходит не растяжение, а сжатие, и пограничные разломы имеют не сбросовую, а взбросо-надвиговую компоненту смещений [14].

В таких условиях обычно возникают положительные структурные формы типа push up, например “цветковые” структуры. Но здесь возникли впадины (назовем их впадинами push down), поскольку они к началу сдвиговых перемещений уже были депрессионными структурами из-за утяжеляющего эффекта реликтов океанской коры в Севано-Акеринской сuture.

Сложнее устроена Эрзинджанская впадина в Северо-Анатолийской правосдвиговой зоне. Главные разломы протягиваются вдоль северо-восточного борта впадины и в ее пределах, кроме сдвиговой, имеют растягивающую компоненту движений, выраженную цепью позднекайнозойских андезитовых экструзий.

Вдоль юго-западного борта впадины протягивается второстепенная зона разломов, которая удаляется от главной зоны к юго-востоку.

На юго-востоке впадины обе зоны соединяются левыми сдвигами северо-восточного простирания [42]. Вероятно, в образовании Эрзинджанской впадины, кроме пространственных соотношений разломов, сыграла роль приуроченность впадины к Измир-Анкара-Эрзинджанской офиолитовой сuture.

Разломы сыграли определяющую роль также в образовании грабенообразной впадины Малатья, протягивающейся вдоль одноименного левого сбросо-сдвига, который оперяет EAFZ как структура относительного растяжения, и синкли-

нали Кованджилар во впадине Палу. Синклиналь является структурой сжатия, оперяющей EAFZ. Крупные разломы осложнили и отчасти определили строение впадин Большого Севана, Араратской, Сусузской и Эрзурумской. При участии разломов северо-восточного простирания образовались диагональные перемычки, разделившие Эрзурумскую, Пасинлерскую и Хорасанскую впадины.

Распространение вулканических образований на обрамлениях и внутри впадин, синхронных их осадочному чехлу

Воздействие этого фактора предполагает опускание верхней части земной коры в результате компенсационного перемещения горных масс на глубинных уровнях литосферы. Перемещение вызвано истощением магматических очагов вследствие вулканических извержений. Показателем интенсивности этого процесса является соседство впадины с крупным вулканом или скоплением центров ареального вулканизма, синхронного развитию впадины или непосредственно предшествовавшего ее погружению.

Наибольшее погружение могло происходить во впадинах, окруженных с разных сторон вулканическими образованиями, близкими по возрасту осадочному чехлу впадины. Такова Ширакская впадина, окруженная плиоцен–четвертичными, редко также позднемиоценовыми вулканическими полями с севера, юго-запада и юго-востока. Наряду с лавами андезито-базальтового состава присутствуют пемзовидные и агломератовые туфы, реже игнимбриты кислого состава.

На значительном протяжении впадина ограничена локальными флексурно-разломными зонами, возникшими из-за контрастного погружения на краях впадины. Показательны последовательное смещение области плейстоценового осадконакопления в Ширакской впадине к югу по мере затухания вулканической активности на северном обрамлении впадины и нарастания активности Арагацкого вулканического центра на юге, а также прекращение относительного погружения впадины с уменьшением активности Арагаца ~0.6 млн лет назад.

Столь же значительную роль глубинных перемещений горных масс можно предполагать в опускании других впадин, окруженных вулканическими полями — Верхнеахурянской, Сусузской и Араратской. Существенное воздействие обсуждаемого фактора могло иметь место в Севанской впадине, обрамленной Гегамским и Варденисским вулкани-

ческими нагорьями с юго-запада, впадине Агры, граничащей на севере с вулканическим хребтом Агридаг, и Эрзурумской впадине с обширными полями верхнемиоценовых вулканических пород на юге и плиоценовых на севере.

Воздействие подобного глубинного фактора можно допустить для Хорасанской и Пасинлерской впадин с обширными полями верхнемиоценовых (?) и плиоцен—нижнеплейстоценовых андезитовых лав на северном обрамлении, а также для Кангальской впадины, где поля плиоценовых вулканитов распространены восточнее впадины, а небольшие поля андезитовых лав с локальными центрами извержений находятся внутри нее.

Роль реликтов океанской коры под впадинами и на их обрамлении

Изостатический эффект присутствия реликтов океанской коры под впадинами не был, как правило, определяющим фактором их прогибания, но предопределил депрессионную форму земной поверхности к началу развития впадин.

Наличие офиолитовых зон выявлено под изометричными впадинами Чайирли—Терджан и Кангальской и присдвиговыми впадинами Ванадзорской, Фиолетовской, Эрзинджанской. Обусловленные присутствием океанской коры депрессии земной поверхности под Ванадзорской и Фиолетовской впадинами предопределили образование в условиях дополнительного сжатия, вызванного кулисным сочетанием сегментов сдвиговой зоны, не присдвиговых поднятий типа push up, а вдавленных рампов типа push down. В случае Эрзинджанской впадины присутствие офиолитов под впадиной могло повлиять на своеобразие ее присдвиговой разломной деформации.

Офиолитовые зоны, протягивающиеся вдоль границ впадин, характеризуются повышенной способностью к деформации и скольжению фрагментов горных пород благодаря высокой пластичности серпентина и других продуктов преобразования гипербазитов. Это способствует обособлению субстрата впадин и усиливает воздействие других факторов прогибания. Офиолитовые зоны выявлены вдоль одной из границ Севанской, Хорасанской, Пасинлерской и Эрзинджанской впадин, а Эрзурумская впадина окаймлена офиолитовыми зонами с юга и северо-запада.

Факторы обособления новейших впадин

В случаях, когда мы не располагаем данными о начальных этапах опускания впадин, сведения

о них могут быть получены по распространению более молодых продуктов заполнения впадин. Гелазийские андезиты и базальтовые андезиты покрывают днища Верхнеахурянской и Лорийской впадин. На востоке Лорийской впадины мощность этого лавового покрова достигает 370 м. Он свидетельствует о депрессионном рельефе, существовавшем на месте этих впадин к началу плейстоцена.

В ходе развития впадин возникали деформационные и вулканические поднятия, разделившие прежде единые депрессии. Так, обособлению Ширакской впадины на ранней стадии развития способствовал запруживающий эффект плиоценового вулканизма на юге впадины.

Активизация Транскавказского поперечного поднятия в начале калабрия прервала сток из Ширакской впадины на восток в долину р. Памбак поднятием Джанджурского перевала и разделила Верхнеахурянскую и Лорийскую впадины поднятием Карахачского перевала. Эрзурумская, Пасинлерская и Хорасанская впадины приобрели современные очертания из-за разделения единого дочетвертичного прогиба перемычками.

Интегральное воздействие факторов развития впадин

Далеко не все впадины обусловлены одним отчетливо доминирующим фактором их образования и развития. Такая доминирующая связь с глубинными процессами, выраженными вулканизмом, выявлена для Ширакской, Сусузской и Араратской впадин.

Определяющая связь с разломной тектоникой очевидна для присдвиговых впадин и впадин, возникших как структуры растяжения (впадина Малатья) или сжатия (синклиналь Кованджилар во впадине Палу), опережающие сдвиговые зоны. Но даже в этих очевидных случаях связи с разломами опускание Ванадзорской и Фиолетовской впадин предопределено их приуроченностью к зонам распространения реликтов океанской коры.

Все остальные впадины возникли и развивались в результате интегрального воздействия нескольких геодинамических факторов (табл. 7).

Это воздействие различалось интенсивностью и изменялось в ходе развития впадин. Обширная Кангальская впадина подверглась слабым изменениям и сохранила форму полого прогнутой депрессии. У других впадин структура более контрастна.

Таблица 7. Геодинамические факторы, предопределившие образование и/или структуру впадин

№	Название впадины	Разломы		Глубинные перемещения*	Офиолиты под впадинами	Офиолиты на обрамлении впадин	Изначальные депрессии**	Запруживающие поднятия***
		Сдвиги	Другие разломы					
1	Лорийская	—	□	□	—	—	•	—
2	Верхнеахурянская	—	□	■	—	—	•	□
3	Большой Севан	•	—	•	—	□	—	—
4	Малый Севан	■	—	•	—	□	—	—
5	Ширакская	—	□	■	—	—	—	□
6	Сусузская	—	□	■	—	—	—	—
7	Аракатская	—	□	■	—	—	—	□
8	Агри	—	□	•	—	—	—	—
9	Хорасанская	□	□	□	—	□	—	—
10	Пасинлерская	□	□	□	—	□	—	—
11	Эрзурумская	□	□	•	—	•	—	—
12	Чайирли—Терджан	—	—	—	•	—	—	—
13	Синклиналь Кованджилар	—	■	—	—	—	—	—
14	Малатья	—	■	—	—	—	—	—
15	Кангальская	—	—	□	•	—	—	—
16	оз. Хазар	■	—	—	—	—	—	—
17	Фиолетовская	■	—	—	•	—	—	—
18	Ванадзорская	■	—	—	•	—	—	—
19	Эрзинджанская	■	—	—	•	□	—	—

Примечание. * — глубинные перемещения горных пород, отраженные проявлениями вулканизма, происходившего вокруг или внутри впадины одновременно с ее погружением и/или непосредственно перед ним; ** — наличие депрессии к началу зафиксированного погружения впадины; *** — образование деформационных (или вулканических) поднятий вокруг впадины (или на участке стока из нее); интенсивность проявления геодинамического фактора: ■ — определяющая, • — существенная, □ — слабая

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнительный анализ строения и развития внутригорных впадин Северной Армении и Восточной Анатолии показал, что важнейшими факторами, обусловившими их формирование, были движения по разломам в результате взаимодействия литосферных блоков и явления проседания в результате подлитосферных перемещений горных масс, связанных с магматизмом и выраженными вулканическими проявлениями.

Определенную роль сыграло распределение офиолитовых зон, предопределивших изостатическое опускание реликтов древней океанской коры относительно соседних объемов континентальной коры и подвижность блоков, ограниченных офиолитовыми зонами, из-за повышенной способности последних к деформации.

Подчиненное значение для образования впадин имело подпруживание древних долин тектоническими поднятиями или вулканическими постройками.

Сравнительно немногие впадины возникли как результат воздействия какого-либо одного фактора — движения по разломам или проседания, свя-

занного с магматизмом. Большинство впадин образовалось при воздействии нескольких факторов.

Выявлена стадийность развития впадин, выраженная режимом осадконакопления. Снизу вверх выделяются стадии развития, характеризующиеся следующими режимами:

- морское осадконакопление;
- озерное осадконакопление с отложением тонкообломочного материала за счет сноса с высоких поднятий;
- озерно-аллювиальное осадконакопление с возрастанием содержания грубообломочного материала за счет сноса с растущих соседних поднятий;

— вовлечение впадин в общее поднятие региона.

Стадии 1—3 разновозрастны в четырех широтных рядах впадин, последовательно омолаживаясь к северу. Важнейшими факторами этого изменения явились рост и расширение к северу Таврского хребта в ходе его надвигания на Аравийскую плиту по сuture Неотетиса.

Первая стадия завершается во впадине Малатья четвертого южного ряда впадин в раннем

миоцене, во впадинах более северного третьего ряда, Хорасанской и Эрзурумской — в среднем миоцене, во впадинах второго ряда, Севанской и Ширакской — в конце среднего—начале позднего миоцена.

Переход от стадии 2 к стадии 3 во впадине Малакты приходится на границу миоцена и плиоцена, в упомянутых впадинах третьего ряда — на границу плиоцена и плейстоцена, в Ширакской впадине второго ряда — на гелазий. Во впадинах первого ряда, Лорийской и Верхнеахурянской, стадия 3, вероятно, начинается в раннем калабрии. В Севанской впадине стадия 2 непосредственно продолжается относительным погружением на фоне общего поднятия региона.

Эти эволюционные различия сменяются синхронным вовлечением впадин в общее поднятие региона в конце калабрия—начале среднего плейстоцена. Синхронно проявляются и геодинамические воздействия, связанные с тектоническими изменениями на границе Кавказского региона со Средним и Южным Каспием.

Усиление контрастности вертикальных движений между ними в раннем плиоцене выразилось появлением несогласия и грубообломочных отложений в восточных впадинах, Севанской и Араратской. В конце позднего плиоцена в Севанскую, Ширакскую, Хорасанскую и, возможно, Пасинлерскую и Эрзурумскую впадины проникла ачкагыльская трансгрессия Каспийского моря.

Благодарности. Авторы благодарны рецензентам М.Г. Леонову (Геологический институт РАН (ГИН РАН), г. Москва, Россия) и В.И. Попкову (КубГУ, г. Краснодар, Россия) за полезные комментарии и признательны редактору М.Н. Шуплецову (Геологический институт РАН (ГИН РАН), г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Новейшая структура впадин изучалась в рамках бюджетной темы FMMG-2023-0006 Геологического института РАН. Остальные исследования и написание статьи выполнены на средства Российского научного фонда, проект № 22-17-00249, <https://rscf.ru/project/22-17-00249/> в Геологическом институте РАН, г. Москва.

Соблюдение норм научной этики. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агаджанян А.К., Мелик-Адамян Г.Ю. Мелкие млекопитающие раннего плейстоцена Ширакской котловины Армении // Бюлл. Комис. по изучению четвертичн. периода. 1985. Вып. 54. С. 91–100.
2. Акрамовский Н.Н. Плейстоценовые пресноводные моллюски одного песчаного карьера в окрестностях Ленинакана // Изв. АН СССР. Биол. и сельхоз. науки. 1956. Т. 9. № 1. С. 81–90.
3. Асланян А.Т. Региональная геология Армении. — Под ред. А. Кочаряна. — Ереван: Айпетрат, 1958. 430 с.
4. Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. Геохронология магматических, метаморфических и рудных формаций Армянской ССР. — Под ред. А.Т. Асланяна. — Ереван: АН АрмССР, 1985. 291 с.
5. Богачев В.В. Материалы к истории пресноводной фауны Евразии. — Под ред. С.А. Ковалевского. — Киев: АН УССР, 1961. 403 с.
6. Габриелян А.А., Буриштар М.С., Толмачевский А.А., Аракелян Р.А., Арзуманян С.К., Мелик-Бархударов К.Б., Тацян А.А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Араратской котл. овины и смежных районов // Изв. АН СССР. Науки о Земле. № 3. 1967. С. 21–34.
7. Мелик-Адамян Г.Ю. К вопросу о верхней биостратиграфической границе игнимбринов Касах-Памбакского типа Армении // Изв. НАН АрмССР. Сер. Науки о Земле. 1994. Т. 47. № 3. С. 9–12.
8. Милановский Е.Е. Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений бассейна оз. Севан // Изв. АН СССР. Сер. Геол. № 4. 1952. С. 110–119.
9. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. — Под ред. К.А. Гороховой. — М.: Недра, 1968. 484 с.
10. Николаева А.Д., Тесакова Е.М., Фролов П.Д., Тесаков А.С. Остракоды позднего плиоцена Эрзурумского бассейна (Восточная Турция). — Мат-лы LXX сессии Палеонтол. общества РАН. — СПб.: Ин-т Карпинского, Палеонтол. общ-во РАН, 2024. С. 116–117.
11. Саядян Ю.В. Новейшая геологическая история Армении. — Под ред. С.А. Лаухина. — Ереван: Гитутюн, 2009. 357 с.
12. Тесаков А.С., Гайдаленок О.В., Соколов С.А., Фролов П.Д., Трифонов В.Г., Симакова А.Н., Латышев А.В., Титов В.В., Щелинский В.Е. Тектоника плейстоценовых отложений северо-восточной части Таманского полуострова, Южное Приазовье // Геотектоника. 2019. № 5. С. 12–35.
<https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019512-35>
13. Трифонов В.Г. Коллизия и горообразование // Геотектоника. 2016. № 1. С. 3–24.
14. Трифонов В.Г., Караханян А.С. Геодинамика и история цивилизаций. — Под ред. Ю.Г. Леонова — М.: Наука, 2004. 668 с. (Тр. ГИН. Вып. 585).
15. Челик Х., Трифонов В.Г., Тесаков А.С., Соколов С.А., Фролов П.Д., Симакова А.Н., Шалаева Е.А., Беляева Е.В., Якимов А.А., Зеленин Е.А., Бачманов Д.М. Позднеплиоценовая дельта Гильбертового типа и раннеплейстоценовая перестройка системы речного стока в Эрзурумской впадине, Северо-Восточная Турция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2023. Т. 31. № 6. С. 161–182.
16. Шалаева Е.А., Трифонов В.Г., Трихунков Я.И., Титов В.В., Авагян А.В., Саакян Л.Г., Симакова А.Н., Фролов П.Д., Соколов С.А., Васильева М.А., Бачма-

- нов Д.М., Овакимян Г.М. Неотектоника и геологическое строение Севанской межгорной впадины (Армения): новые структурные и палеонтологические данные // Геотектоника. 2023. № 4. С. 103–117.
17. Arger J., Mitchell J., Westaway R. Neogene and Quaternary volcanism of southeastern Turkey. — In: *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. — Ed. by E. Bozkurt, J.A. Winchester, J.D.A. Piper, (Geol. Soc. London Spec. Publ. 2000. V. 173). P. 459–487.
 18. Bakrač K., Koch G., Sremac J. Middle and Late Miocene palynological biozonation of the south-western part of Central Paratethys (Croatia) // *Geologia Croatica*. 2012. V. 65. P. 207–222.
 19. Belyaeva E.V., Lyubin V.P., Trifonov V.G. Decouverte des sites Paleolithique inferieur au Nord de l'Armenie // *L'Anthropologie*. 2019. V. 123. P. 257–275.
 20. Dayan E. Über pleistozane Elefanten-Funde im Umland von Erzurum in Ostanatolien. Ein Beitrag zur Fundgeschichte des *Elephas trogontherii* im Becken von Pasinler // *Stutt. Beitr. Natkd. Ser.B: Geol., Paleontol.* 1989. B 147. P. 1–21 (in German).
 21. *Geological Map of Turkey*. — Scale 1 : 500 000. — Sheets: Erzurum (compiled by N. Tarhan), Kars (compiled by N. Akdeniz), Sivas (compiled by T. Bilgiç), Van (compiled by M. Şenel, T. Ercan, (General Direct. Mineral Res. Explor., Ankara, Turkey. 2002).
 22. Çolaki S., Aksoy E., Koçyiğit A., Inceöz M. The Palu-Uluova strike-slip basin in the East Anatolian fault system, Turkey: Its transition from the Palaeotectonic to Neotectonic stage // *Turkish J. Earth Sci.* 2012. V. 21. P. 547–570.
 23. Harzhauser M., Guzhov A., Landau B.M., Kern A.K., Neubauer Th. A. Oligocene to Pleistocene mudwhelks (Gastropoda: Potamididae, Batillariidae) of the Eurasian Paratethys Sea — diversity, origins and mangroves // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2023. V. 30. Art.111811.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2023.111811>
 24. Herece E. Atlas of the East Anatolian Fault, (General Direct. Mineral Res. Explor. (MTA), Ankara, Turkey. Spec. Publ. Ser. 2008), 359 p.
 25. Irritz W. Lithostratigraphie und tektonische Entwicklung des Neogens in Nordostanatolien. (Känozoikum und Braunkohlen der Türkei. 6.) // *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch* 1972. T. 120. P. 74–77 (in German).
 26. Işık N.Ya, Saraç G., Ünay E., de Bruijn H. Palynological analysis of Neogene mammal sites of Turkey — vegetational and climatic implications // *Bull. Earth Sci. Appl. Res. Cent. Hacettepe Univ.* 2011. V. 32. № 2. P. 105–120.
 27. Karakhanian A., Djarbashian R., Trifonov V., Philip H., Arakelian S., Avagian A. Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factor for Armenia and adjacent countries // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2002. V. 113. № 1–2. P. 319–344.
 28. Kaymakci N., Ünceöz M., Ertepinar P. 3D-Architecture and Neogene evolution of the Malatya basin: Inferences for the kinematics of the Malatya and Ovacık fault zones // *Turkish J. Earth Sci.* 2006. V. 15. P. 123–154.
 29. Leo G.W., Marvin R.F. Mehnert H.H. Geologic framework of the Kuluncak–Sofular area, East-Central Turkey and K–Ar ages of igneous rocks // *GSA Bull.* 1974. V. 85. P. 1785–1788.
 30. Lithological-paleogeographic maps of Paratethys. — Ed. by S.V. Popov, F. Rogl, A.Y. Rozanov, F.F. Steininger, I.G. Shcherba, M. Kovac. (CFS Cour. Forschungsinstitut Senckenberg, Bd. 250). Stuttgart: E.Schweizerbat'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), 2004. 46 p.
 31. Presnyakov S.L., Belyaeva E.V., Lyubin V.P., Radionov N.V., Antonov A.V., Saltykova A.K., Berezhnaya N.G., Sergeev S.A. Age of the earliest Paleolithic sites in the northern part of the Armenian Highland by SHRIMP-II U–Pb geochronology of zircons from volcanic ashes // *Gondwana Research*. 2012. Vol. 21. P. 929–938.
 32. Sançar T., Zabcı C., Akçar N., Karabacak V., Yeşilyurt S., Yazıcı M., Serdar Akyüz H., Öztüfekçi Önal A., Ivy-Ochs S., Christl M., Vockenhuber C. Geodynamic importance of the strike-slip faults at the eastern part of the Anatolian Scholle: Inferences from the uplift and slip rate of the Malatya fault (Malatya-Ovacık fault zone, Eastern Turkey) // *J. Asian Earth Sci.* 2020. V. 188. 104091.
<https://doi.org/10.1016/j.jseas.2019.104091>
 33. Sancay, R.H. Bati, Z., Isik, U., Kirici, S., Akca, N. Palynomorph, foraminifera and clacareous nannoplankton biostratigraphy of Oligo–Miocene sediments in Mus basin, Eastern Anatolia, Turkey // *Turkish J. Earth Sci.* 2006. Vol.15. No. 3. P. 259–320.
 34. Şaroğlu F. Age and offset of the North Anatolian fault // *METU J. Pure Appl. Sci.* 1988. V. 21. No.1–3. P. 65–79.
 35. Şaroğlu F., Emre O., Kuşçu İ. The East Anatolian fault zone of Turkey // *Ann. Tecton. Spec. Iss.* 1992. V. 6. P. 99–125.
 36. Şaroğlu F., Yılmaz Yu. Geological evolution and basin models during neotectonic episode in the Eastern Anatolia // *Bull. Mineral Res. Explor. (Turkey)*. 1986. V. 107. № 107. P. 70–93.
 37. Schutt H. Altpleistozane Mollusken im Becken von Pasinler bei Erzurum, Turkei // *Geol. Palaeont.* 1997. V. 31. P. 275–284 (in German).
 38. Seyrek A., Westaway R., Pringle M., Yurtmen S., Demir T., Rowbotham G. Timing of the Quaternary Elaz volcanism, Eastern Turkey, and its significance for constraining landscape evolution and surface uplift // *Turkish J. Earth Sci.* 2008. V. 17. P. 497–541.
 39. Shalaeva E.A., Trifonov V.G., Lebedev V.A., Simakova A.N., Avagyan A.V., Sahakyan L.H., Arakelyan D.G., Sokolov S.A., Bachmanov D.M., Kolesnichenko A.A., Latyshev A.V., Belyaeva E.V., Lyubin V.P., Frolov P.D., Tesakov A.S., Sychevskaya E.K., Kovalyova G.V., Martirosyan M., Khisamutdinova A.I. Quaternary geology and origin of the Shirak basin, NW Armenia // *Quaternary Int.* 2019. V. 509. P. 41–61.
 40. Simakova A.N., Tesakov A.S., Celik H., Frolov P.D., Shalaeva E.A., Sokolov S.A., Trikhunkov Ya.I., Trifonov V.G., Bachmanov D.M., Latyshev A.V., Ranjan P.B., Gaydalenok O.V., Syromyatnikova E.V., Kovaleva G.V., Vasilieva M.A. Caspian-type dinocysts in NE Turkey mark deep inland invasion of the Akchaglyian brackish-water

- basin during the terminal Late Pliocene // *Quaternary Int.* 2021. V. 605–606. P. 329–348.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.01.020>
41. Tesakov A.S., Simakova A.N., Frolov, P.D., Sytchevskaya E.K., Syromyatnikova E.V., Foronova I.V., Shalaeva E.A., Trifonov V.G. Early-Middle Pleistocene environmental and biotic transition in NW Armenia, Southern Caucasus // *Palaeontol. Electron.* 2019. V. 22. № 2. P. 1–39.
<https://doi.org/10.26879/916,25A>
 42. Trifonov V.G., Bayraktutan M.S., Karakhanian A.S., Ivanova T.P. The Erzincan earthquake of March 13, 1992 in Eastern Turkey: tectonic aspects // *Terra Nova.* 1993. V. 5. P. 184–189.
 43. Trifonov V.G., Çelik H., Simakova A.N., Bachmanov D.M., Frolov P.D., Trikhunkov Ya.I., Tesakov A.S., Titov V.V., Lebedev V.A., Ozherelyev D.V., Latyshev A.V., Sytchevskaya E.K. Pliocene – early Pleistocene history of the Euphrates valley applied to late Cenozoic environment of the northern Arabian Plate and its surrounding, eastern Turkey // *Quat. Int.* 2018. V. 493. P. 137–165.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.06.009>
 44. Trifonov V.G., Lyubin V.P., Belyaeva E.V., Lebedev V.A., Trikhunkov Ya I., Tesakov A.S., Simakova A.N., Veselovsky R.V., Latyshev A.V., Presnyakov S.L., Ivanova T.P., Ozhereliev D.V., Bachmanov D.M., Lyapunov S.M. Stratigraphic and tectonic settings of early paleolithic of north-west Armenia // *Quaternary Int.* 2016. V. 420. P. 178–198.
 45. Trifonov V.G., Simakova A.N., Çelik H., Tesakov A.S., Shalaeva E.A., Frolov P.D., Trikhunkov Ya.I., Zelenin E.A., Aleksandrova G.N., Bachmanov D.M., Latyshev A.V., Ozherelyev D.V., Sokolov S.A., Belyaeva E.V. The Upper Pliocene–Quaternary geological history of the Shirak Basin (NE Turkey and NW Armenia) and estimation of the Quaternary uplift of the Lesser Caucasus // *Quaternary Int.* 2020. V. 546. P. 229–244.
 46. Trifonov V.G., Tesakov A.S., Simakova A.N., Gaydalenok O.V., Frolov P.D., Bylinskaya M.E., Trikhunkov, Ya.I., Bachmanov D.M., Çelik H., Hessami Kh. Geological and biotic context of the Plio–Pleistocene evolution of the Caucasus–Caspian Region (Akchagylian transgression) // *Quaternary Int.* 2024. Vol. 686–687. P. 120–141.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2023.03.011>
 47. Ünay E., de Bruijn H. Plio–Pleistocene rodents and lagomorphs from Anatolia // *Mededelingen Nederlands Instituut Voor Toegepaste Geowetenschappen TNO.* 1998. V. 60. P. 431–466.
 48. Ünay E., De Bruijn H. Saraç G. A preliminary zonation of the continental Neogene of Anatolia based on rodents. – In: *Distribution and Migration of Tertiary Mammals in Eurasia.* – Ed. by J.W.F. Reumer, W. Wessels, Rotterdam: DEINSEA (Annual of the Natural History Museum). 2003. V. 10. P. 539–547.
 49. Vasilyan D., Schneider S., Bayraktutan M.S., Şen Ş. Early Pleistocene freshwater communities and rodents from the Pasinler Basin (Erzurum Province, northeastern Turkey) // *Turkish J. Earth Sci.* 2014. Vol. 23. P. 293–307.
 50. Westaway R. Kinematic consistency between the Dead Sea fault zone and the Neogene and quaternary left-lateral faulting in SE Turkey // *Tectonophysics.* 2004. V. 391. № 1–4. P. 203–237.
 51. Young J.R. Neogene. – In: *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy.* – Ed. by P.R. Brown, (Chapman & Hall, Berlin, Germany, British Micropalaeontol. Soc. Publ. Ser. 1998), P. 225–265.
 52. Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI), SRTM 90m Digital Elevation Database v4.1, 2017. Available from: <http://srtm.csi.cgiar.org/> (Accessed March 10, 2010).

Comparison of Neotectonic Intermontane Basins of Northern Armenia and Eastern Türkiye

V. G. Trifonov^{a, *}, A. S. Tesakov^a, A. N. Simakova^a, H. Çelik^b, P. D. Frolov^a,
 D. M. Bachmanov^a, Ya. I. Trikhunkov^a

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

^bFirat University, Engineering Faculty, Department of Geological Engineering, 231119 Elazığ, Türkiye

*e-mail: trifonov@ginras.ru

The results of comparative analysis of the structure and history of the Neogene–Quaternary development of 18 intermontane basins in Northern Armenia and Eastern Türkiye are presented. The research is based on expeditionary work carried out by the authors in 2012–2023, and supplemented by published materials from other researchers. Palaeontological, magnetostratigraphic and radioisotope data on the stratigraphy of the basins are analyzed. The comparison made it possible to identify four stages of basin development, expressed by the nature of sedimentation: (i) marine sedimentation; (ii) predominantly lacustrine accumulation of fine-grained clastic material transported from low uplifts; (iii) lacustrine–alluvial sedimentation with a significant proportion of coarse material carried down from neighboring uplifts; (iv) involvement of the basins in the total rise of the region, which in most depressions is expressed by increased incision of watercourses into previously emerged landforms, and in the Sevan depression is combined with ongoing lacustrine–alluvial sedimentation.

A consistent rejuvenation of stages (i)–(iii) of the basin development in the northern direction is revealed. It is caused with the growth and expansion to the north of the uplift of the Taurus Ridge in the process of

its thrusting onto the Arabian Plate. At the same time, the development of the basins revealed the impact of tectonic events in the Middle and South Caspian. It was expressed in the Early Pliocene by the unconformity and the appearance of coarse clastic rocks, reflecting the increasing contrast of vertical movements between the Caucasian and Caspian regions, and at the end of the Late Pliocene by the penetration of waters of the Akchagylian transgression of the Caspian Sea into some basins. These features of the development of the basins did not depend on differences in their origin, which was determined by the influence of several factors. Among them, the main ones were movements on faults as a result of the interaction of lithospheric blocks and subsidence, caused by movements of sublithospheric masses, expressed by volcanism. Secondary roles were played by the behavior of the ophiolitic substrate and the tectono-volcanic damming of river valleys.

Keywords: tectonic development, zones of active faults, volcanic fields, origin of intermountain basin, the Neogene–Quaternary stratigraphy

УДК 550.348.436+551.24

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СТРУКТУРНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ЭЛЬБИСТАНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СРАВНЕНИЕ ДВУХ СИЛЬНЕЙШИХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ 06.02.2023 г. В ВОСТОЧНОЙ ТУРЦИИ¹

© 2024 г. Я. И. Трихунков^{1, *}, Н. Çelik², В. С. Ломов¹, В. Г. Трифонов¹, Д. М. Бачманов¹,
Y. Karginoglu², С. Ю. Соколов¹

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

²Firat University, Engineering Faculty, Department of Geological Engineering, 231119 Elazığ, Türkiye

*e-mail: jarsun@yandex.ru

Поступила в редакцию 28.12.2023 г.

После доработки 24.04.2024 г.

После повторной доработки 17.05.2024 г.

Принята в печать 26.06.2024 г.

Эльбистанское (Чардакское) землетрясение с магнитудой $M_w = 7.5$ произошло в Восточной Анатолии 06.02.2023 г. в 10:24 UTC и последовало за сильнейшим в регионе Восточно-Анатолийским (Пазарджикским) землетрясением с магнитудой $M_w = 7.8$, случившимся в тот же день в 1:17 UTC немного южнее. При Эльбистанском землетрясении активизировались смежные сегменты разломов Чардак и Улуова с четвертичными левосдвиговыми смещениями. Возникшие сейсмогенные разрывы имеют общую протяженность 190 км, из которых на 148 км проявились левые сдвиги. Их максимальная амплитуда — 7.84 м зафиксирована в 8-ми км восточнее эпицентра. Сейсмогенные сдвиги Эльбистанского и Восточно-Анатолийского землетрясений представляют выходы их очагов на земную поверхность. По размерам очаговых зон и амплитудам сейсмогенных смещений оба землетрясения превосходят средние значения этих параметров континентальных землетрясений сдвигового типа. При этом оба очага не распространяются глубже верхней части земной коры (16–20 км).

В районе очаговых зон обоих землетрясений широко распространены офиолитовые комплексы, охватывающие сходные глубины. В распределении сейсмогенных сдвиговых смещений вдоль очаговой зоны Эльбистанского землетрясения обнаружены два максимума — в зоне разлома Чардак с амплитудами смещений 5.7–7.84 м и в зоне разлома Улуова с амплитудами смещений 3.5–5.1 м. Оба максимума приурочены к областям распространения офиолитов или к их контактам с породами фундамента. В кристаллических породах фундамента амплитуда сдвига существенно снижается. Мы объясняем повышенные размеры очаговых зон и амплитуд смещений обоих землетрясений с геологическими особенностями офиолитов, повышающими возможность скольжения горных пород при сейсмических подвижках. Тот факт, что очаги обоих землетрясений охватывают только верхнюю часть земной коры, обусловлен подъемом кровли пород с пониженными скоростями P -волн, охватывающих верхнюю мантию и нижнюю часть земной коры и интерпретируемых как разогретые породы с пониженной прочностью.

Ключевые слова: Эльбистанское землетрясение, Восточно-Анатолийское землетрясение, зоны активных разломов Чардак и Улуова, сейсмогенные смещения, левый сдвиг, офиолиты, глубина очага, кристаллический фундамент, земная кора

DOI: 10.31857/S0016853X24030054, EDN: FGERZL

ВВЕДЕНИЕ

Череда трагических и, вместе с тем, уникальных сейсмических событий потрясла Восточную Анатолию 06.02.2023. Эльбистанское (Чардакское) землетрясение магнитудой 7.5 [29] (или $M_w = 7.6$, по [20]) произошло в 10:24 UTC, через 9 часов после того,

как в 96 км южнее случилось сильнейшее в регионе Восточно-Анатолийское (Пазарджикское, по [29]) землетрясение с магнитудой $M = 7.8$ [7].

Подобное сочетание двух землетрясений столь высокой магнитуды в двух расположенных рядом разломных зонах, одна из которых к тому же ранее считалась неактивной, до этого в Восточном Средиземноморье и на Ближнем Востоке не фиксировалось.

¹ Дополнительные материалы размещены в электронном виде по DOI статьи: 0.31857/S0016853X24030054, доступны для авторизованных пользователей.

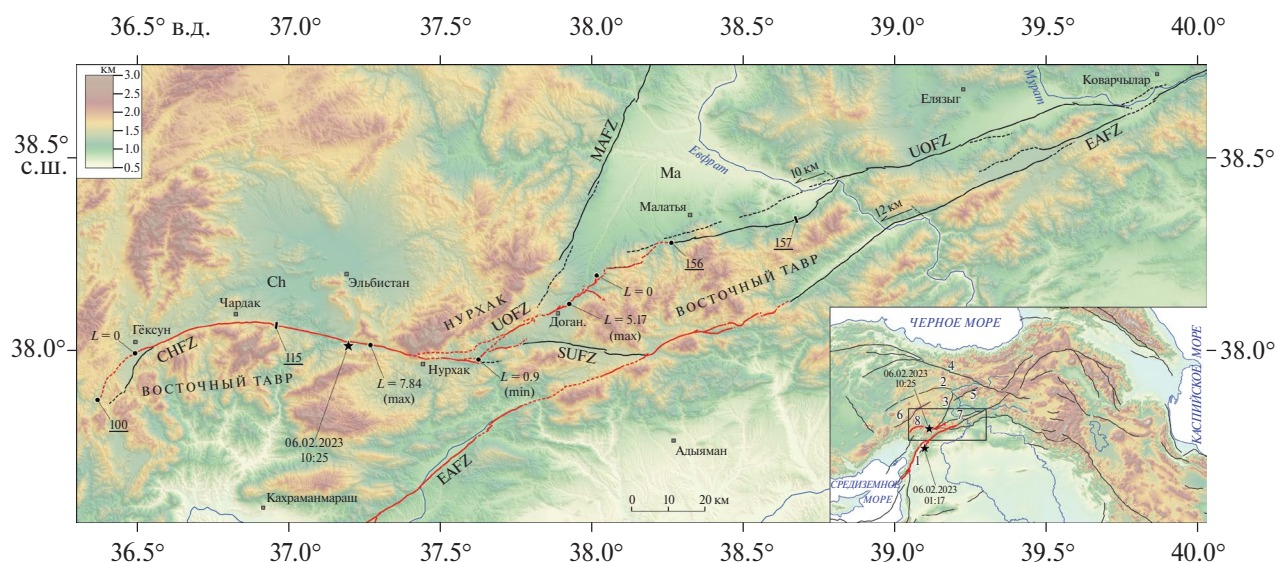


Рис. 1. Зоны активных разломов Восточной Анатолии (рельеф по [10]).

Зоны: EAFZ – Восточно-Анатолийская; MAFZ – Малатья; CHFZ – Чардак; UOFZ – Улуова; SUFZ – Сюргию. Впадины: Ch – Чардакская; Ma – Малатья.

Показаны: сегменты разломов, активизированные при землетрясениях 06.02.2023 г. (красным); разломы и их сегменты, не затронутые этими землетрясениями (черным). Обозначены пункты наблюдений (точки) и проведения тренчинга (черточки) с их номерами (арабские цифры с подчеркиванием) или максимальными амплитудами (L) левосдвиговых смещений (м).

Обозначен (звездочка) эпицентр Эльбистанского землетрясения.

На врезке обозначены зоны (арабские цифры): 1 – EAFZ; 2 – Делилер; 3 – Малатья; 4 – Северо-Анатолийская; 5 – Овачик; 6 – Сариз; 7 – Улуова; 8 – Чардак.

Обозначены (звездочки) эпицентры Эльбистанского и Пазарджикского (Восточно-Анатолийского, Кахраманмарашского) землетрясений.

По данным Геологической службы США и турецких источников эпицентр Эльбистанского землетрясения локализован в южном крыле разлома Чардак в 20 км к югу от г. Эльбистан [20, 29]. Глубина гипоцентра оценивается в 7.4, 5 или 13 км [20, 23, 29]. После землетрясения возникло плотное облако афтершоков, удлиненное вдоль разломов Чардак и Улуова на расстояние ~200 км. Близкие глубины гипоцентров определены также у сильнейших афтершоков.

При Эльбистанском землетрясении были активизированы соседние сегменты зон разломов Чардак и Улуова, причем разлом Улуова ранее считался неактивным [14] (рис. 1). По возникшим сейсморазрывам на отрезке длиной 148 км произошли левосдвиговые смещения.

Несмотря на то, что распределение энергии многочисленных афтершоков вдоль линий разломов Чардак и Улуова пропорционально распределению величин сейсмогенных смещений, подвижка по данным разломам произошла во время и сразу после главного толчка [7]. При столь небольшой глубине очага возникшие сейсморазрывы могут рассматриваться как выходы сейсмогенери-

рующих разрывов верхней части земной коры на земную поверхность и обозначают горизонтальные размеры очага землетрясения.

Цель настоящей статьи – презентация и анализ сейсмогенных разрывов, возникших при Эльбистанском землетрясении 06.02.2023 г., определение тектонической позиции данного землетрясения и его геодинамических обстановок.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В структуре верхней части земной коры Восточной Анатолии важную роль играют породы офиолитового комплекса – в разной степени серпентинизированные перидотиты, габброиды, базальтовые лавы, поля базальтовых даек и офиолитовый меланж.

Определяющими элементами мезозойско-кайнозойской тектонической зональности являются две зоны офиолитовых сутур. На севере это восточные сегменты сутуры Измир–Анкара–Эрзинджан, которая продолжается на восток офиолитами Базумского хребта и Севано-Акеринской зоны Армении, и на юге – сутура Южного Тавра,

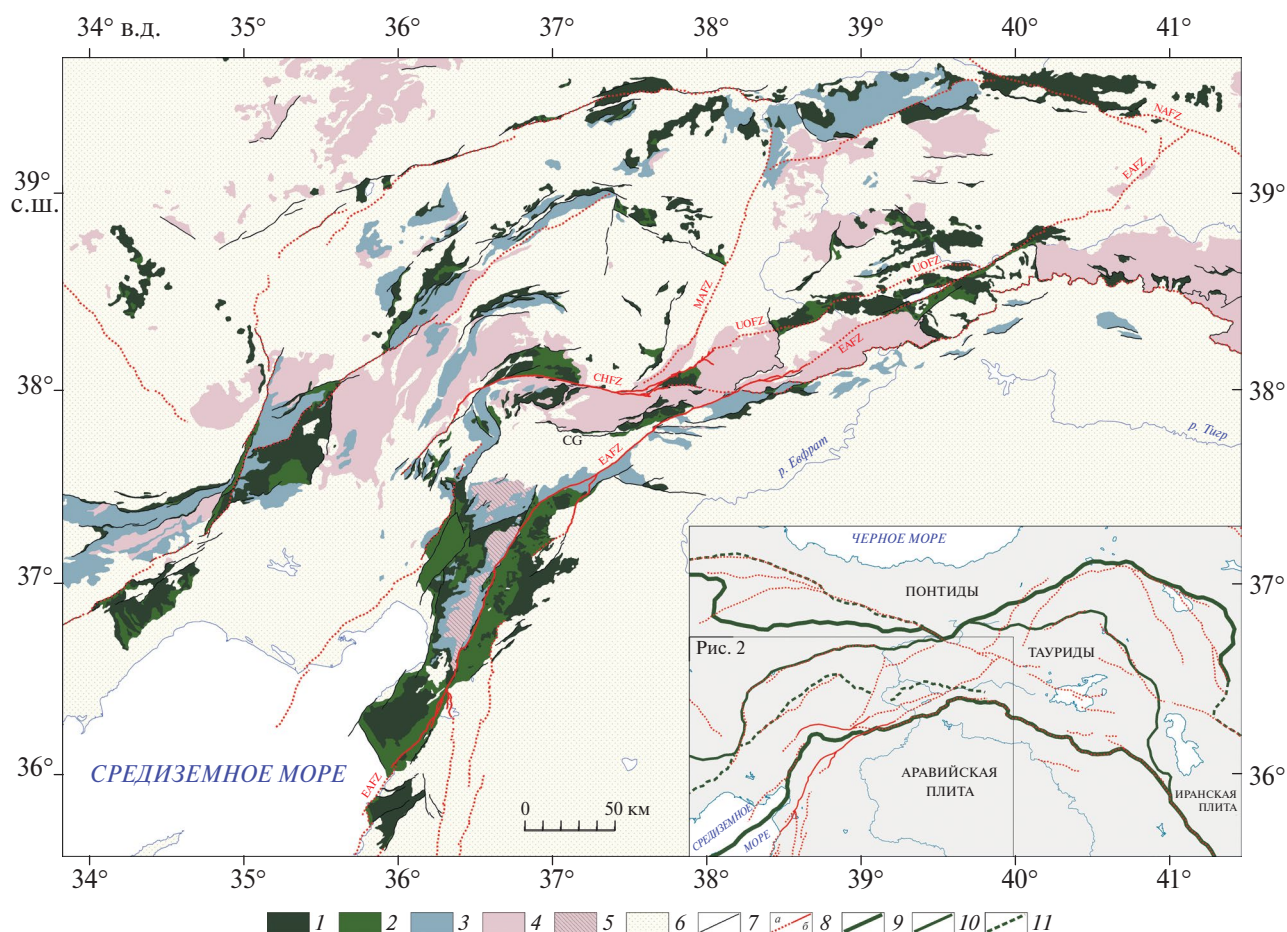


Рис. 2. Соотношение выходов кристаллического фундамента, офиолитов и активных разломов внутренних сегментов Альпийско-Гималайского пояса в Восточной Анатолии и Закавказье (по данным [16]).

Зоны: EAFZ – Восточно-Анатолийская; NAFZ – Восточно-Анатолийская; MAFZ – Малатья; CHFZ – Чардак; UOFZ – Улуова.

Обозначен: CG – разрез Чаглаянсерит с офиолитовой сутурой Неотетиса.

На врезке: сuture Восточной Турции, Закавказья и Северо-Западного Ирана, которые разделяют плиты и микроплиты. 1–2 – офиолиты: 1 – обнаженные, 2 – предполагаемые под молодыми отложениями; 3 – комплекс среднетриасовых–меловых отложений; 4 – выходы метаморфического фундамента (в Тавридах формация Малатья); 5 – нижние горизонты платформенного чехла Аравийской плиты (кембрий–ордовик); 6 – маастрихт и кайнозой; 7 – разломы; 8 – активные разломы: а – не затронутые 06.02.2023 г., б – сегменты, активизированные 06.02.2023 г.; 9 – главные сuture (Измир–Анкара–Эрзинджан–Севан и Южного Тавра); 10–11 – сuture: 10 – разделяющие микроплиты, расположенные между главными сuture, 11 – предполагаемые

которая на западе достигает залива Искендерун и продолжается структурами южного обрамления Кипрской дуги, а на востоке переходит в сuture Главного надвига Загроса [6, 8, 18, 26] (рис. 2).

Формирование океанической коры, представленной офиолитами северной сuture, началось в позднем триасе. Субдукция продолжалась со средней юры и сменилась коллизией не позднее турона–кампа [2, 12, 15, 25, 27]. Южно-Таврская сuture маркирует развитие бассейна Неотетиса, где субдукция началась в мелу, а закрытие его реликтов и начало коллизии приходится на поздний эоцен – олигоцен [8]. Обе главные су-

туры сопровождаются офиолитами, вскрытыми в тектонических окнах в тылу надвинутых сuture, и обдуцированными офиолитовыми покровами перед их фронтом.

Между главными сuture сохранились фрагменты офиолитовых зон второго порядка, разделяющих отдельные микроплиты и блоки [24]. К их числу относится ветвь северной сuture, которая отделяется от нее на западном обрамлении Эрзурумской впадины, следует на восток до г. Кызылмана и далее на юго-восток вдоль юго-западного берега оз. Урмия, где смыкается с продолжением Южно-Таврской сuture. Эта офиолитовая зона

отделяет микроплиту Таврид от раздробленных западных фрагментов Иранской микроплиты [6]. Сейсмически активизированные в 2023 г. разломы Чардак и Улуова расположены внутри микроплиты Таврид севернее Южно-Таврской сутуры, отделяющей микроплиту от Аравийской плиты.

Метаморфизованный фундамент Таврид датирован палеозоем—ранним триасом.

Фундамент Аравийской плиты, обнаженный в ее юго-западной части, имеет докембрийский возраст. На северо-западе плиты, вблизи юго-западной части очаговой зоны Пазарджикского (Восточно-Анатолийского) землетрясения, вскрыты кембро-ордовикские терригенные и карбонатные отложения платформенного типа, подтверждающие докембрийский возраст фундамента [16].

Фундамент Таврид и нижние горизонты чехла Аравийской плиты перекрыты комплексом пород от среднего триаса до мела, который в Тавридах представлен неритовыми известняками, а на Аравийской плите — пелагическими отложениями (см. рис. 2). Это указывает на неоднородность земной коры северного края Аравийской плиты, где континентальные фрагменты сочетались с океаническими, отмеченными пелагическими осадками. Подобная неоднородность была выявлена ранее для северо-восточного края Аравийской плиты, где она предопределила особенности ее пододвигания и последующих изостатических вертикальных движений [4].

Южная сутура, т.е. контакт Таврид и Аравийской плиты, детально изучена в Южно-Таврской надвиговой зоне севернее г. Чаглаянсерит [8]. Здесь вскрыта серия тектонических пластин, полого наклоненных на север, которая представлена следующими структурами (сверху-вниз):

- чехол и фундамент Таврид;
- брекчии Булгуркая, состоящими из обломков пород Таврид и сцементированных пелагическими осадками;
- офиолитовый меланж.

Ниже по разрезу обнаружены следы пододвигания осадочных пород Аравийской плиты под эту последовательность.

В плиоцен—четвертичное время оформилась система активных разломов, осложнивших тектоническую зональность региона [14, 17] (см. рис. 1, врезка). Крупнейшей в этой системе является Восточно-Анатолийская левосдвиговая зона. Эта зона простирается от залива Искендерун на северо-восток и примыкает там к Северо-Анатолийской зоне правых сдвигов, которая простирается на запад и

достигает Мраморного моря. В современной структуре Восточно-Анатолийская левосдвиговая зона выполняет роль границы Аравийской и Анатолийской плит. Северо-Анатолийская зона правых сдвигов ограничивает Анатолийскую плиту с севера.

В пределах тектонического клина между Восточно-Анатолийской (левый сдвиг) и Северо-Анатолийской (правый сдвиг) зонами в Восточной Анатолии находится несколько крупных активных разломов второго порядка. Один из них — субширотный левый сдвиг Чардак. В западной части этот разлом отгибается на юго-запад и переходит в субмеридиональный кулисный ряд левых сдвигов юго-западного простирания, достигающих северо-западного берега залива Искендерун. На восточном окончании разлом Чардак разветвляется. На восток его продолжает разлом Сюрдю, примыкающий к Восточно-Анатолийской зоне в окрестностях г. Челикхан. А. Коç с соавт. [21] объединил разломы Чардак и Сюрдю под названием “Сюрдю”. Мы считаем, что данные разломы не являются единой структурой и приводим их названия в соответствии с картой активных разломов Турции [14].

На северо-восток от разлома Чардак ответвляется разлом Улуова, который простирается параллельно Восточно-Анатолийской зоне и сближается с ней в окрестностях г. Кованджилар (см. рис. 1). Разлом Улуова рассматривается как более древняя северная граница Аравийской плиты [11]. До Эльбистанского землетрясения разлом считался неактивным. Он не отражен на карте активных разломов Турции [14] и даже в работе [9] о землетрясениях 2023 г. Однако при Эльбистанском землетрясении 06.02.2023 г. были активизированы широтная часть разлома Чардак и юго-западная часть разлома Улуова.

От разлома Чардак на север-северо-восток отходит зона левых сбросо-сдвигов Малатья. От ее северной части, в свою очередь, на северо-восток отделяется разлом Овачик, примыкающий к Северо-Анатолийской разломной зоне (см. рис. 1, врезка). На севере зона Малатья смыкается с зоной разлома Делилер. Она образует выпуклую на северо-запад дугу. Широтная северо-восточная часть дуги характеризуется надвиганием северного крыла, а ее более западная часть, простирающаяся на юго-запад и далее на юг-юго-запад — левосдвиговыми смещениями. Между зонами разломов Малатья и Делилер выделен Саризский разлом северо-восточного простирания с преимущественно левосдвиговыми смещениями [14].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для характеристики геологического строения очаговой области Эльбистанского землетрясения 06.02.2023 г. использованы литературные [4, 7–9, 11, 13, 14, 17, 19, 21, 23–26] и полученные авторами полевые материалы. Распространение и условия залегания офиолитовых тел мы определяли по геологическим картам [16] и полевым данным. Были использованы данные о главном толчке и афтершоках Эльбистанского землетрясения, полученные от Обсерватории Кандилли Университета Богазичи (Турция) [20] и Программы опасности землетрясений Геологической службы США [29].

Дистанционные данные о распространении сейсморазрывов и их предварительное картирование проведены на основе детальных космических снимков, снятых в первые дни после главного землетрясения [19]. Наиболее информативными оказались снимки заснеженных территорий, где разрывы проявились наиболее отчетливо.

В ходе полевых работ параметры сейсморазрывов, сейсмогенных смещений и вторичных сейсмодислокаций, возникших при Эльбистанском землетрясении, мы детально исследовали на ключевых участках разломов Чардак и Улуова. Для координатной привязки пунктов наблюдений были использованы приемники GPS. Измерения параметров сейсмогенных смещений проводились с помощью геодезического оборудования: высокоточного жидкостного компаса-клинометра Suunto Tandem, лазерного дальномера Nikon Prostaff 5, телескопических нивелирных реек, геодезических мерных лент. Беспилотный летательный аппарат (квадрокоптер) DJI Mavic Air Pro 2 был применен для обнаружения и картирования сейсморазрывов, определения кинематики и амплитуд смещений и выявления вторичных сейсмодислокаций.

Для оценки состояния земной коры и верхней мантии региона исследования была использована томографическая модель вариаций скоростей P -волн (dV_p) относительно средних значений на заданных глубинах в (%) MITP08 [22]. Модель имеет пространственную детальность ~100 км в областях верхней мантии с наиболее плотными данными и ~150 км в нижней мантии. В этой модели объемы с отрицательными dV_p приобретают расслоенный по вертикали вид и более четкую выраженность корней в нижней мантии.

В верхней мантии MITP08 отличается хорошим разрешением и реалистичностью под орогеническими поясами, зонами субдукции и областями

с развитой сейсмической сетью, к которым принадлежит Ближневосточный регион [20]. Поле dV_p имеет разные интерпретации – термальную, вещественную и связанную с тензочувствительностью. В настоящей работе мы использовали термальную модель как наиболее обоснованную [22].

Отрицательные значения скоростных вариаций сопоставляются с “горячими” объемами мантии, разогретыми и частично расплавленными. Положительные значения сопоставляются с “холодными” объемами, небольшие значения которых характеризуют фоновое состояние мантии [5], а большие значения $>0.75\%$, это слэбы со значительными положительными отклонениями dV_p .

Определение границ прогретых объемов мантии выполнялось путем задания 3D изоповерхности dV_p , которая оконтуривает в пространстве эти объемы. Если значение dV_p выбрано на глубоком отрицательном уровне (например, $\leq -1\%$), то изоповерхность может выделить только наиболее прогретые домены и не показывает систему каналов, подводящих вещество от ветви суперплюма.

Если номинал изоповерхности выбран на небольшом уровне вблизи нулевой dV_p , то каналы связи с ответвлением плюма визуализируются, но при этом возможен риск добавления к их форме случайных флуктуаций на уровне шума около нулевого среднего значения dV_p . Поскольку уровень dV_p в каждом прогретом объеме мантии разный, то значение номинала изоповерхности для него подбирается индивидуально на основании устойчивого отображения его границы при значительной вариации номинала dV_p .

Для района исследований такой диапазон был получен от -0.37 до -0.6% . Построение структурной карты кровли прогретых объемов мантии осуществлялось после расчета 3D грида по данным модели MITP08 [22] с их интерполяцией на сетку 10 км по оси глубин и 50 км по горизонтальным осям. После этого проводился экспорт изоповерхности нужного номинала для части, оконтуривающей прогретый объем сверху. Форма поверхности нижней части объема не рассматривалась и отсекалась после экспорта.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Сейсмогенные смещения при Эльбистанском землетрясении

В результате Эльбистанского землетрясения были активизированы сегменты разломов Чардак и Улуова, формируют разломную зону на территории между

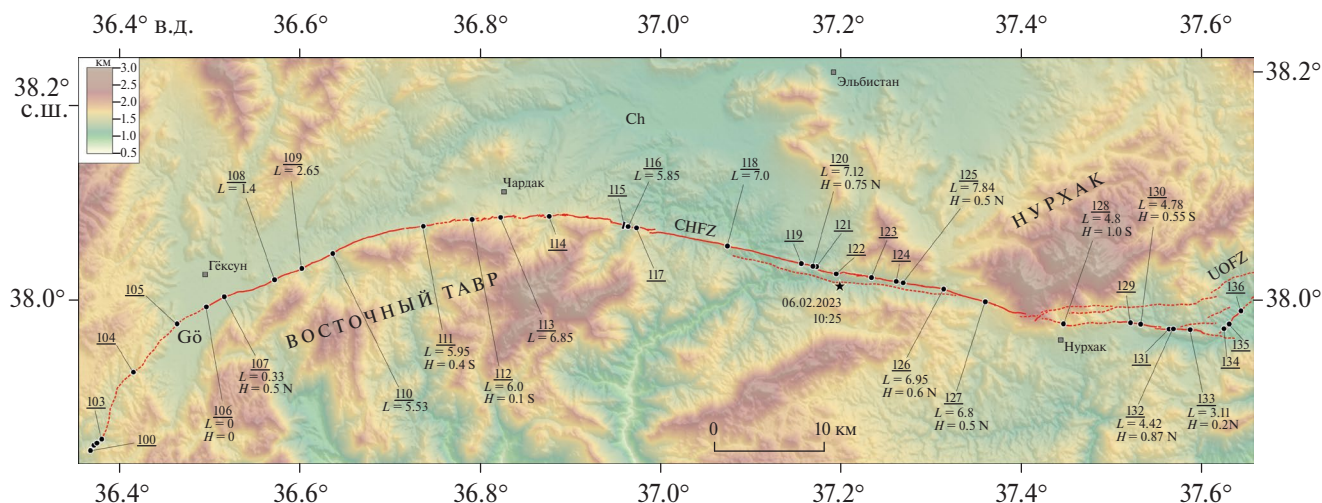


Рис. 3. Сегмент разлома Чардак, активизированный в результате Эльбистанского землетрясения (рельеф по [10]).

Разломы: CHFZ – Чардакский; UOFZ – Улуова.

Впадины: Ch – Чардакская, Gō – Гёксунская.

Показаны: сейсморазрывы с установленными левосдвиговыми смещениями (линии красным); предполагаемые разломы, активизированные в результате Эльбистанского землетрясения (пунктир красным).

Обозначены: пункты наблюдений (точки) с их номерами (арабские цифры с подчеркиванием) и амплитудами смещений (м): L – левосдвиговых, H – вертикальных (с указанием поднятого крыла); эпицентр Эльбистанского землетрясения (звездочка).

городами Гёксун (провинция Кахраманмараш) и Малатья (одноименная провинция). Эта зона разломов проходит вдоль северного подножья Юго-Восточного Тавра и его северного отрога – хребта Нурхак-Даги на контакте с предгорными впадинами, окаймляющими хребты с севера (рис. 3).

По возникшим сейсморазрывам на протяжении 148 км произошли левосдвиговые смещения. Их максимальная амплитуда 7.84 м наблюдалась на линии разлома Чардак в 8 км восточнее эпицентра (см. рис. 3, точка 125). Общая протяженность зоны сейсмических нарушений вдоль линии разломов Чардак–Улуова достигает 190 км, что почти совпадает с протяженностью облака афтершоков.

Западный сегмент зоны сдвиговых смещений по разлому Чардак. Зона сейсморазрывов начинается в 80 км к западу от эпицентра в районе с. Кучукчамурлу. Здесь зафиксированы признаки активизации сейсморазрывов, сохранившихся от предыдущих подвижек по разлому Чардак. Описано сейсмогравитационное расседание вершины одного из хребтов в крайних западных предгорьях Восточного Тавра (хребет Дибек), сложенного среднемиоценовыми известняками (см. рис. 3, точки 100–103). Дислокации проявляются серией микрогребенев типа пулл-апарт, заложенных вдоль оси хребта (Приложение 1: рис. П1). Азимуты разрывов 32°–35° совпадают с простираем разлома Чардак на данном участке.

Подобные сейсмогравитационные дислокации, а также следы сейсмообвалов отмечены нами в западной части разлома Чардак на отрезке протяженностью 15 км между пунктами наблюдения (далее точка) 100 и 105 вплоть до выхода в Гёксунскую впадину (см. рис. 3). Здесь разлом становится трудноуловимым, поскольку рассредоточивается в толще аллювиального заполнения впадины. В точке 107 нами зафиксировано первое (с запада) левосдвиговое смещение по разлому (см. рис. 3). Смещен ирригационный канал на 0.33 м по азимуту 60° при поднятии северного крыла на 20–50 см.

Далее в восток–северо-восточном направлении амплитуда левосдвиговых смещений стремительно нарастает (см. рис. 3, см. Прилож. 1: Рис. П2, П3) и составляет:

- 1.4 м в точке 108 около села Караахмет;
- 2.65 м в точке 109;
- 5.53 м в точке 110 около села Кале-Сальян;
- достигает 5.53 м в 13 км от условной западной точки нулевых смещений по разлому Чардак.

На субширотном отрезке разлома Чардак между точками 111 и 117 амплитуда левого сдвига выдерживается в диапазоне 5–7 м (см. рис. 3). В точке 111 (сдвиг на 5.95 м по азимуту 45°) разлом рассекает толщу позднемиоценовых офиолитов и отличается поднятием южного Таврского крыла на 0.4–2 м (см. рис. 3).

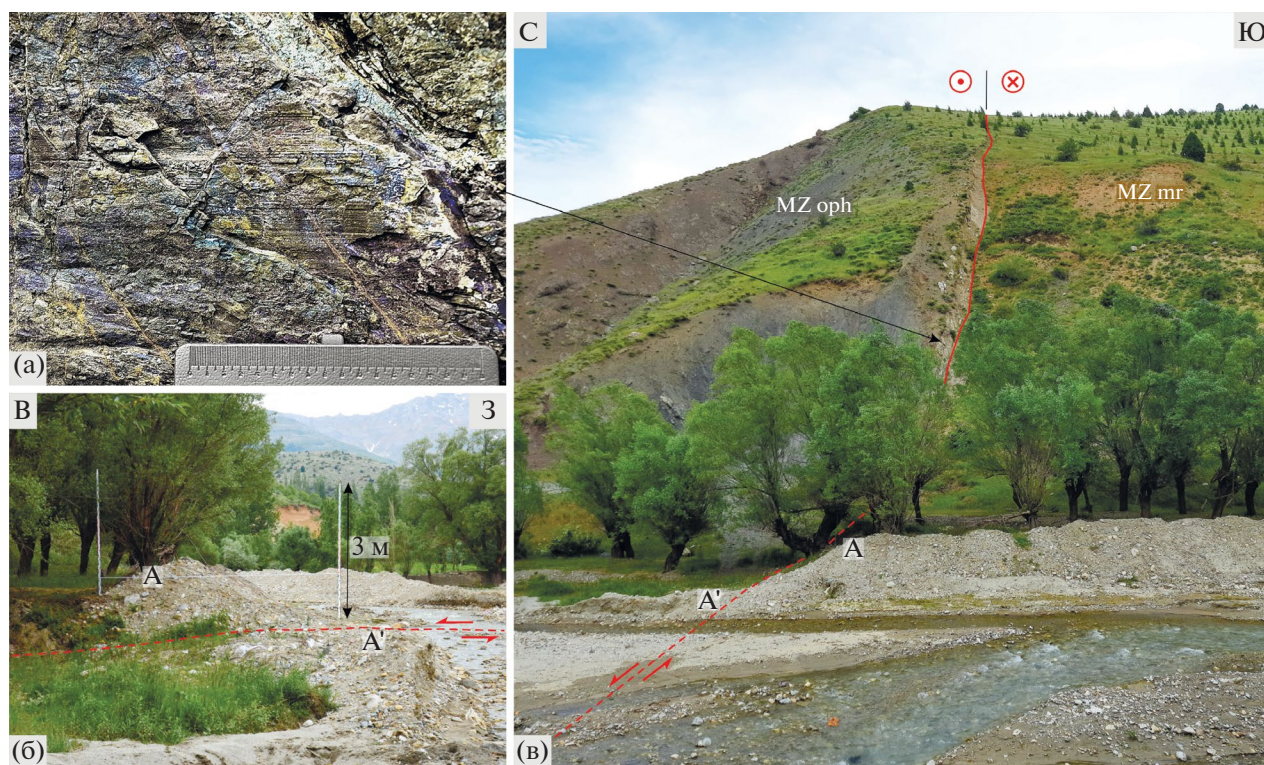


Рис. 4. Сейсмогенные нарушения в долине р. Эсендере в пункте наблюдения 114.

Положение пункта наблюдения 114 — см. рис. 3.

(а) — зеркало скольжения с левосдвиговой штриховкой на поверхности северного крыла Чардакского разлома в толще катакластически измененных аргиллитов из состава вулканогенно-осадочной офиолитовой ассоциации;

(б) — левостороннее смещение прируслового вала на 5.90 м при азимуте простираения разлома 85° , измерено по тыловому шву вала;

(в) — левостороннее взбросо-сдвиговое смещение борта долины и русла реки по Чардакскому разлому с поднятием южного крыла на 0.9 м.

Вещественные комплексы: MZ oph — мезозойские офиолиты; MZ mr — мезозойские мраморы.

Показаны: сейсморазрывы достоверные (линия красным) и предполагаемые (пунктир красным).

Обозначены: крыло разлома, смещенное в сторону наблюдателя (точка в кружочке красным); крыло разлома, смещенное в противоположную от наблюдателя сторону (зачеркивание в кружочке красным).

Сместитель падает на юг в сторону гор под углом 60° , что позволяет предположить наличие взбросовой компоненты движений. Вдоль обновленного разлома заложился молодой ручей (см. прилож. 1: рис. П2, 111). При этом из-за сдвиговой деформации небольшого холма в данной точке наблюдения создается видимость поднятия противоположенного крыла.

В точке наблюдения 114, русло р. Эсендере, стекающей с северного склона Восточного Тавра, сдвинуто влево на 5.90 м (см. рис. 3). Разлом простирается вдоль подножья хребта по азимуту 85° . Примерно на ту же величину сдвинуты галечный прирусловой вал, а также вспоротый и смещенный восточный борт долины, где обновлена старая зона разлома общей шириной в несколько метров. Вертикальная компонента смещений на склоне долины и на придолинном гребне не оче-

видна, однако пойма реки деформирована на 0.9 м с поднятием южного крыла (рис. 4).

Сместитель падает под поднятое таврское крыло (азимут падения 175° , угол $\perp 75^\circ$), из чего можно предположить, что разлом, помимо сдвиговой, имеет взбросовую компоненту. Заметим, что повсеместно, где в западном отрезке зоны сдвиговых смещений зафиксирована вертикальная компонента, поднято южное Таврское крыло.

В точке 114 современный разрыв заложен на контакте вулканогенно-осадочных пород офиолитовой ассоциации, слагающих фундамент Гёксунской впадины, и карбонатных пород, слагающих Восточный Тавр. Породы в зоне контакта длительное время подвергались катакластическому метаморфизму и гидротермальной минерализации. В кальцитовом заполнении на вскрытой плоскости сместителя четко выражены левосдвиговые зеркала



Рис. 5. Зона Чардакского разлома в окрестностях села Каратут в пункте наблюдения 115. Положение пункта наблюдения 115 – см. рис. 3.

(а) – современный сейсморазрыв (линия красным); (б) – следы разновозрастных более ранних смещений (линии черным).

Обозначено: крыло разлома, смещенное в сторону наблюдателя (точка в кружочке красным); крыло разлома, смещенное в противоположную от наблюдателя сторону (зачеркивание в кружочке красным).

скольжения с горизонтальной штриховкой (см. рис. 4). Взбросовая компонента смещений при последней подвижке проявлена в штриховке слабо.

Выразительные примеры подвижек при Эльбистанском землетрясении представлены в точках 115–117 в селе Каратут (см. рис. 4).

Здесь, аналогично точке 114, зона разлома выражена в виде толщи катакластически измененной минерализованной породы – ниже-среднеэоценовых вулканитов, суммарной шириной 40–50 м. Она вмещает как современный разрыв с величинной левостороннего смещения в 5.85 м (точка 116) и 5.15 м (точка 117), так и следы предыдущих подвижек. Они вскрыты в дорожной выемке в виде приразломных карманов, где под слоем современной почвы залегают погребенные палеопочвы, содержащие органический материал (древесный уголь), отобранный для C^{14} датирования (рис. 5).

Эпицентральный сегмент зоны сдвиговых смещений. Эпицентр Эльбистанского землетрясения находится в 20 км к югу от г. Эльбистан близ с. Чифтликкале при пересечении СНФЗ и долины р. Джейхан. В пределах эпицентрального сегмента, на точках 118–127 нами зафиксированы

максимальные левосдвиговые смещения, местами превышающие 7 м (см. рис. 3).

Левосдвиговые смещения произошли в мезозойских офиолитах, подвергшихся вторичным катакластическим и гидротермальным изменениям в точках:

- 118 – сдвиг на 7 м по азимуту 90° ;
- 119 – сдвиг на 6.62 м по азимуту 114° при поднятии южного крыла на 0.6 м;
- 120 – сдвиг на 7.12 м по азимуту 90° при поднятии северного крыла на 0.75 м.

В точке 120 в с. Чифтликкале левый сдвиг на 7.12 м измерен по деформации тальвега оврага (см. Прилож. 1: Рис. П3).

Здесь разлом рассекает толщу офиолитового меланжа с повышенной вторичной карбонатной минерализацией. Это первая из описанных нами точек, где плоскость разлома падает на север под углами 55° – 80° , и поднято (взброшено) его северное крыло. При этом, как и в точке 114, на поверхности сместителя описаны зеркала скольжения с отчетливой левосдвиговой штриховкой. Полагаем, что при подвижке 2023 г. взбросовая компонента смещений не проявилась.

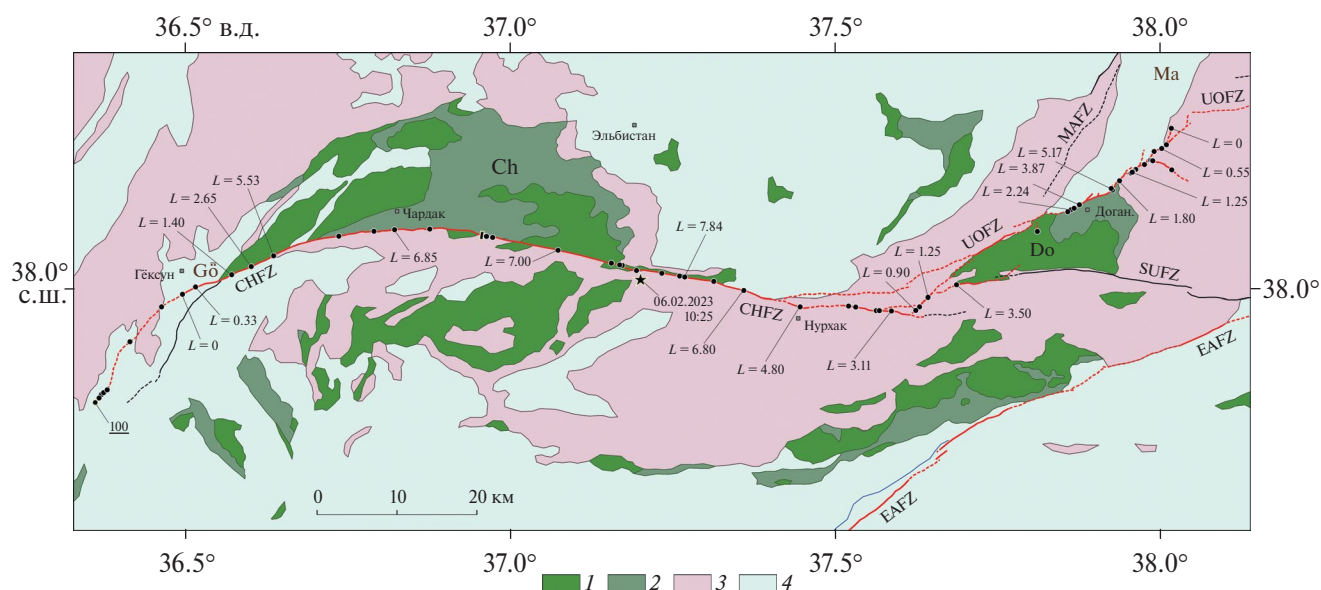


Рис. 6. Вещественные комплексы района Эльби́станского землетрясения.

Зоны: CHFZ – Чардак; UOFZ – Улуова; EAFZ – Восточно-Анатолийская; MAFZ – Малатья; SUFZ – Сюргю.

Впадины: Gö – Гёксунская; Ch – Чардакская; Do – Доганшехирская; Ma – Малатья. Обозначены: пункты наблюдений (точки) с указанием характерных для разных сегментов разлома амплитуд (L) левосдвиговых смещений (м); эпицентр Эльби́станского землетрясения (звездочка).

1–2 – офиолиты: 1 – на дневной поверхности, 2 – предполагаемые под чехлом молодых наносов; 3 – метаморфические породы фундамента (формация Малатья); 4 – осадочные и вулканогенные породы мезо-кайнозоя

Нетипичные для разлома Чардак сейсмодислокации возникли непосредственно над очагом землетрясения восточнее с. Чифтликкале. Если к западу и к востоку от эпицентра разлом проявлен и в виде единой спрямленной линии сейсморазрывов, то в точке 122 сформировался правокулисный ряд коротких разрывов сбросовой кинематики, осложняющих линзовидную в плане грабенообразную структуру. Мы считаем, что такая структура над очагом землетрясения возникла в результате левосторонней подвижки по разлому в сочетании с ударным воздействием сейсмических волн, максимально мощных и достигших поверхности в данной точке (см. рис. 3).

Далее на восток в пределах эпицентрального отрезка разлома Чардак величины сдвиговых смещений выдерживаются в интервале 6–7 м, достигая максимума в селе Дегирменкая в точке 125. Левосдвиговая деформация бетонной отмостки одной из сельских построек достигла 7.84 м.

Далее к востоку на протяжении 15 км величины смещений выдерживаются:

- точка 126 – сдвиг на 6.95 м по азимуту 100° при поднятии северного крыла на 0.6 м;
- точка 127 – сдвиг на 6.80 м по азимуту 100° при поднятии северного крыла на 0.5 м.

Еще восточнее амплитуды смещений резко падают до значений 2–4 м. При этом в точке 127

нами описан крайний восточный выход позднемеловых офиолитов в зоне разлома Чардак (см. рис. 3, рис. 6).

Восточный сегмент зоны сдвиговых смещений по разлому Чардак. Восточнее точки 127 картина сейсмогенных смещений по разлому Чардак резко изменяется. Амплитуда сдвига на этом коротком ~18 км отрезке сдвиговой зоны резко сокращается. Если в эпицентральной зоне на протяжении ~30 км амплитуда находилась в диапазоне 6–8 м, то между точками 128 и 133 она снижается от 4.8 м до 3.11 м (рис. 7). Вертикальная компонента смещений здесь колеблется от 0.2 до 1 м, поднято северное крыло, в котором находится хребет Нурхак-Даги.

Севернее основной зоны разлома на цифровых моделях рельефа [10] просматривается выразительный линеамент, по которому могли бы произойти подвижки, принявшие часть сдвиговой амплитуды на себя (см. рис. 6). Однако на местности трехкратное пересечение зоны этого линеамента в разных его частях сейсмогенных нарушений не обнаружило. Не отразились дополнительные разрывы и в базе данных [19] при том, что разрывы по магистральной линии разлома там ярко представлены.

Зона сдвиговых смещений по разлому Улуова. Район между точками 133 и 137 является областью

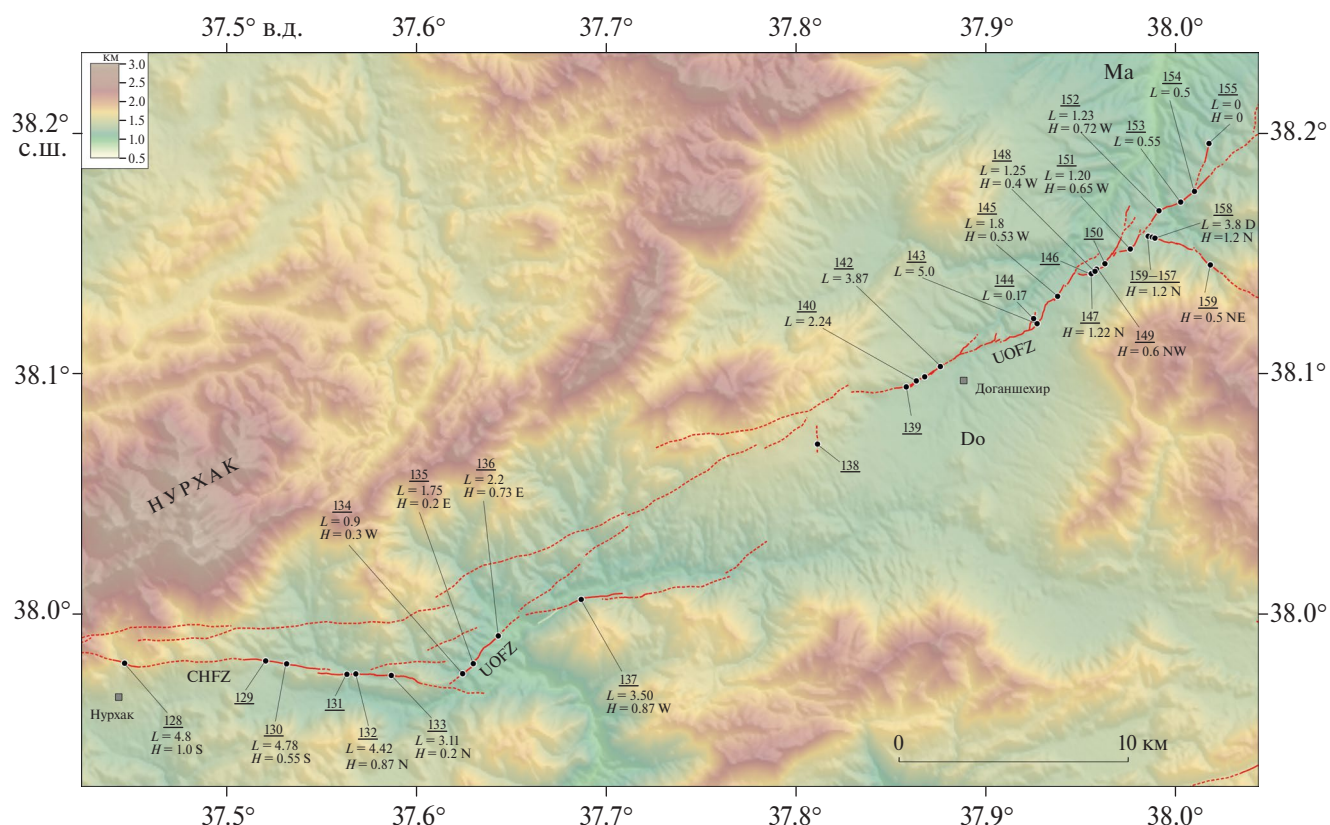


Рис. 7. Зона смещений по сегменту разлома Улуова, активизированному в результате Эльбистанского землетрясения (рельеф по [10]).

Разломы: UOFZ – Улуова; CHFZ – Чардакский.

Впадины: Do – Доганшехирская, Ma – Малатья.

Показаны: сейсморазрывы с установленными левосдвиговыми смещениями (линии красным); предполагаемые разломы, активизированные в результате Эльбистанского землетрясения (пунктир красным).

Обозначены: пункты наблюдений (точки) с их номерами (арабские цифры с подчеркиванием) и амплитудами смещений (м): L – левосдвиговых, Н – вертикальных (с указанием поднятого крыла).

сложного сочленения разломов Чардак, Сюргю и Улуова (см. рис. 6). Амплитуды сдвиговых смещений здесь понижаются до минимума. В точке 134 измерено сдвиговое смещение на 0.9 м по азимуту 45° при поднятии северо-западного крыла на 0.3 м. В точке 134 и далее все измеренные азимуты разрывов изменяются на северо-восточные, характерные для разлома Улуова. Дальнейшее распространение сейсморазрывов именно на северо-восток вплоть до окрестностей г. Малатья, а не на восток по зоне разлома Сюргю, подтверждается нашим исследованием. При движении в этом направлении от точки 134 амплитуды смещений вновь начинают последовательно возрастать, увеличиваясь в точке 136 до 2.2 м.

На всем протяжении восточного сегмента разлома Чардак от точки 128 до точки 136 на разломе Улуова распространена толща палеозойско-мезозойских мраморизованных известняков комплекса Малатья (см. рис. 6, см. рис. 7).

Картина меняется в точке 137, где зафиксирован сдвиг на 3.5 м по азимуту 42° при поднятии северо-западного крыла разлома Улуова на 0.87 м. Здесь сейсморазрывы вновь нарушают толщу мезозойских офиолитов, выполняющих Доганшехирскую впадину (см. рис. 6, см. рис. 7).

Разлом проходит по границе впадины и отделяет офиолиты от пород комплекса Малатья, составляющих Восточный Тавр. Левый сдвиг простирается от этой точки на восток вдоль границы хребта и впадины, однако через несколько километров полностью теряется. Мы склонны считать, что здесь смещения затронули крайнюю западную часть разлома Сюргю, соединяющего разлом Чардак с Восточно-Анатолийской зоной, и проводящегося через точку 137 согласно данным [9, 21] (см. рис. 7). Кроме этого, на цифровых моделях рельефа от места сочленения разлома в точке 137 через г. Сюргю проходит выразительный линеймент, соответствующий одноименному разлому [10].

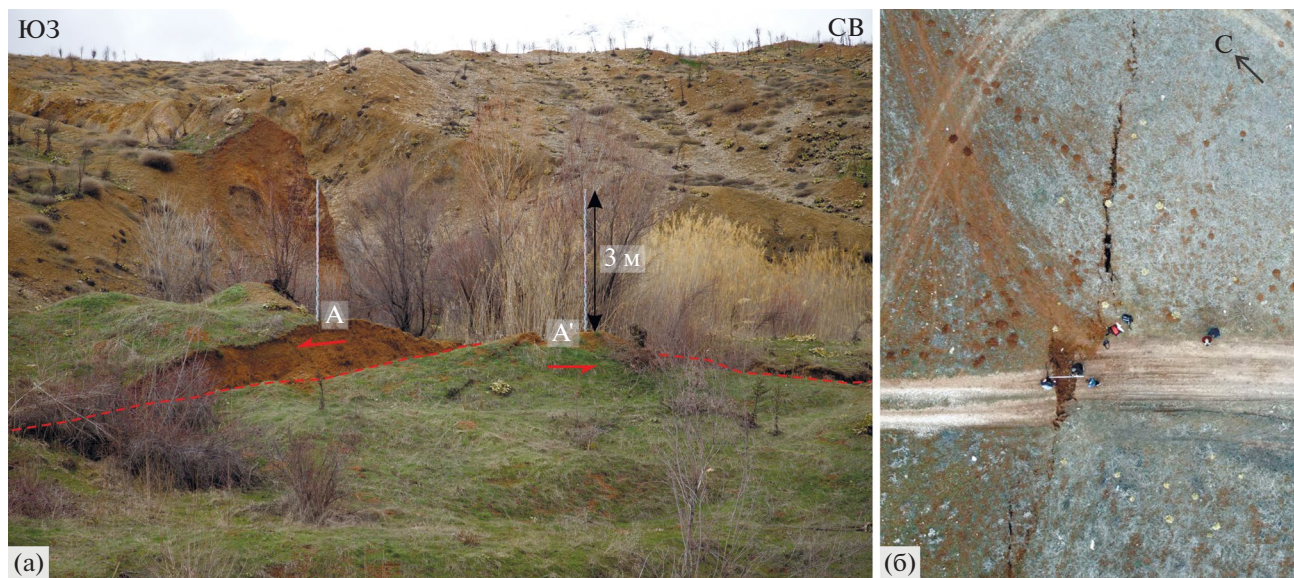


Рис. 8. Левосдвиговые смещения вдоль разлома Улуова.

(а) — смещение тела оползня на 5 м близ села Чиглик в пункте наблюдения 143; (б) — смещение полотна дороги и зона сейсмогенных дислокаций в пункте наблюдения 143. Положение пунктов наблюдения 143 и 145 — см. рис. 6.

Наши многочисленные поиски продолжения сейсмогенных разрывов по разлому Сюрдю к востоку от точки 137 в поле и при анализе космических снимков заснеженной поверхности, снятых в первые дни после землетрясения, результатов не дали [19]. Не удалось обнаружить сейсмогенные разрывы и к северу от точки 137 в западной части Доганшехирской впадины (см. рис. 6, см. рис. 7). Вероятно, по этой же причине не упоминается о сдвиговых смещениях по разлому Улуова в работе [9].

Однако северо-восточнее, в центральной части Доганшехирской впадины в точке 138 нами выявлены левосдвиговые смещения на 0.9 м. Сейсмический разрыв здесь простирается на север, и в нем присутствуют признаки сброса — плоскость наклонена на запад, в сторону опущенного крыла (см. рис. 7).

Северо-восточнее, начиная от точки 139, на северном борту впадины в окрестностях г. Доганшехир протягивается сплошная полоса разрывов с устойчивыми левосторонними смещениями (см. рис. 7). Разрывы следуют вдоль контакта офиолитов впадины с мраморами комплекса Малатья, слагающими южные предгорья хребта Нурхак-Даги. Между точками 139 и 142 сдвиговые смещения последовательно возрастают от 1.4 до 3.87 м. Максимум смещений по разлому Улуова описан в точках 143 и 144 на двух соседних ветвях разлома (см. рис. 7).

Близ с. Чиглик на 5 м смещено тело оползня (рис. 8, 143); левосторонняя подвижка по соседней

параллельной ветви разлома в точке 144 составила 0.17 м. Таким образом, суммарное смещение по разлому Улуова (азимут 30°) в точках 143 и 144 достигло 5.17 м (см. рис. 7).

Далее к северо-востоку на отрезке между точками 145 и 155 сейсморазрывы выходят за пределы Доганшехирской впадины и пересекают северный склон Восточного Тавра, сложенный мраморами и кристаллическими сланцами формации Малатья (см. рис. 6). Здесь разлом начинает ветвиться; сейсморазрывы формируют в плане древовидную структуру (см. рис. 6, см. рис. 7).

Сдвиговые смещения отмечаются по магистральной линии разрывов, однако их амплитуда между точками 144 и 145 резко уменьшается. В т. 145 она составляет 1.8 м; в точках 148–152 выдерживается на отметке 1.2 м (см. рис. 7); в точках 153 и 154 — ~ 0.5 м. До точки 155 доходит слабовыраженный разрыв, сдвиговые смещения по которому не отмечены.

Короткие боковые разрывы, отходящие на север от разлома, проявляют признаки сбросов. Между ними и магистральной линией разрывов отмечены многочисленные небольшие впадины типа пулл-апарт, подобные впадинам в точках 100 — 103 (см. Suppl.1). Между точками 151 и 152 к юго-востоку почти под углом $\sim 90^\circ$ к магистральной линии разрывов ответвляется амплитудный взброс Эскикёй (см. рис. 6). Сдвиговых смещений по данному разлому нами не выявлено. В точках 157 и 159 имеются выразительные взбросовые

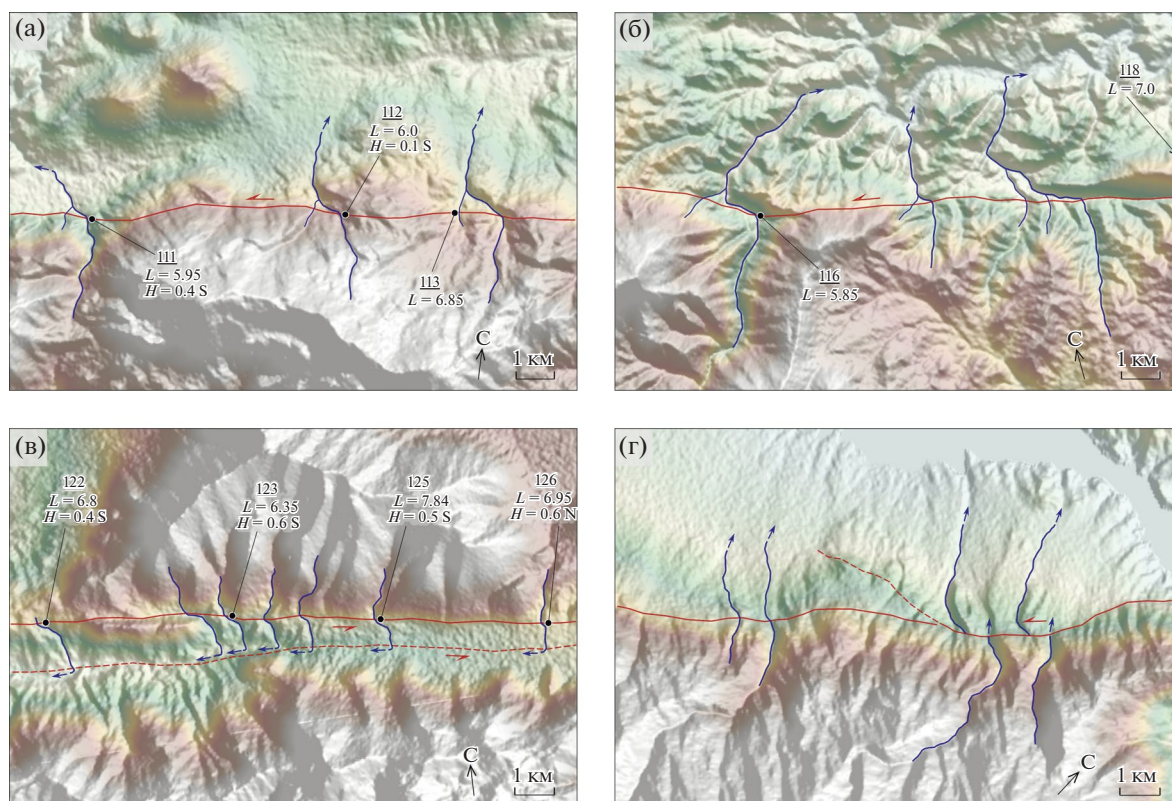


Рис. 9. Проявления в рельефе четвертичных левосдвиговых смещений по разломам Чардак и Улуова (рельеф по [10]).

(а)–(в) – пункты наблюдения в разломе Чардак под номерами: (а) – 111–113; (б) – 116–118; (в) – 122–126; (г) – разлом Улуова восточнее пункта наблюдения 157 (его положение – см. рис. 1).

Положение пунктов наблюдения 111–126 – см. рис. 3.

зеркала скольжения с вертикальной штриховкой на плоскости сместителя, падающего на северо-восток под углом $\sim 60^\circ$. Максимальные амплитуды взброса северо-восточного крыла разлома до 1.2 м описаны на точках 156–158 (см. рис. 7).

Разломы Чардак и Улуова в четвертичный период

Четвертичная история развития разломных зон, активизированных во время Эльбистанского землетрясения 06.02.2023 г., изучена слабо и имеющиеся данные противоречивы. Большинство исследователей рассматривают разломы Чардак и Улуова как ответвления Восточно-Анатолийской зоны, характеризующееся левосдвиговыми смещениями [9, 11, 13, 14]. Однако приводятся доводы, что до Эльбистанского землетрясения данная зона была правосдвиговой [21]. Проведенные нами дистанционные и полевые исследования обеих разломных зон выявили серию левосторонних смещений речной сети.

Морфотектонические признаки четвертичных сдвиговых деформаций по разлому Чардак обна-

ружены нами в его западном и эпицентральных сегментах. Долины трех небольших правых притоков реки Гёксун, расположенных между одноименным городом и селом Чардак, на протяжении четвертичного времени испытали левосторонние смещения. Амплитуда левого сдвига между точками 111 и 113 последовательно увеличивается 300 → 500 → 800 м (см. рис. 3, рис. 9, а).

Характерной чертой развития долин, поперечных сдвиговой зоне, является примыкание коротких левых притоков 1-го порядка в местах выхода долины из смещенного сдвигом участка. В трех рассмотренных участках смещений, долины этих притоков принимают на себя роль магистральных долин на современном этапе развития (см. рис. 8, а).

Смещения амплитудой 1000–1200 м выявлены в долинах коротких левых притоков р. Джейхан между точками 115 и 118 (см. рис. 3, см. рис. 9, б).

В интервале от 100 до 500 м нами оцениваются многочисленные левосторонние смещения коротких правых притоков р. Наргиле (приток р. Джейхан) у южного подножья хребта Нурхак-Даги между

с. Чифтликкале и с. Бариш в эпицентральной сегменте зоны разломов (см. рис. 9, в). Столь разные амплитуды сдвиговых смещений на соседних участках одной разломной зоны мы объясняем ее расщеплением на две (или более) параллельные ветви, активные на разных этапах развития зоны.

При Эльбистанском землетрясении подвижки произошли по северной ветви зоны, формирующей подошву южного склона хребта Нурхак-Даги. Судя по деформациям речной сети, там же происходили и предыдущие подвижки. Однако их сравнительно небольшие амплитуды и наличие южнее широтной спрямленной долины р. Наргиле, вытянутой параллельно полосе современных разрывов, позволяют предположить, что предыдущие смещения происходили по этой более южной ветви разлома (см. рис. 3, см. рис. 9, в).

Морфо-тектонические признаки четвертичных левосторонних смещений по разлому Улуова выявлены нами к северо-востоку от его западного сегмента, активизированного при Эльбистанском землетрясении. Четко выражены деформации притоков р. Евфрат на востоке провинции Малатья. Нами представлены левосторонние смещения двух соседних долин правых притоков р. Евфрат амплитудой ~0.8 км (см. рис. 8, см. рис. 9, г).

Эти смещения вызваны подвижками по молодой южной ветви разлома Улуова, простирающейся на северо-восток от точки 156 и подтвержденной тренчингом в точке 157 (см. рис. 1). Левосдвиговые смещения двух параллельных долин в 9-ти км юго-западнее показывают существенно меньшие амплитуды. Такое несоответствие мы объясняем реализацией подвижек по ветви разлома северо-западного простираения (см. рис. 9, г).

Наиболее высокоамплитудные смещения связаны с длительными левосдвиговыми деформациями долины р. Евфрат в месте ее выхода из впадины Малатья и входа в пределы Восточного Тавра. На данном участке долина пересекается прямолинейным линеamentом магистральной ветви разлома Улуова (см. рис. 1).

Хотя в пределах впадины Малатья долина занята водохранилищем Каракая, смещение ее тальвега можно оценить в 10 км. В 20-ти км к юго-востоку нами было выявлено левосдвиговое смещение долины р. Евфрат амплитудой в 12 км по Восточно-Анатолийской зоне [28]. Таким образом, суммарное смещение Анатолийской плиты относительно Аравийской по обоим разломным зонам оценивается нами в 22 км за время существования на данном участке antecedentной долины р. Евфрат.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Современная кинематика разломов Чардак и Улуова и анализ распределения сейсмогенных смещений

На западе разлома Чардак при Эльбистанском землетрясении 06.02.2023 г. на протяжении 20 км между точками 100 и 107 произошло только обновление старых сейсморазрывов (см. рис. 3). Здесь выражены только вертикальные смещения преимущественно сбросо-раздвиговой кинематики без признаков сдвигов (Прилож. 1: Рис. П1). Минимальная величина 0.33 м возникшего после землетрясения сдвигового смещения зафиксирована в точке 107. Восточнее амплитуда сдвига возрастает нелинейно и через 10 км в точке 110 достигает 5.53 м (рис. 10).

После достижения этой величины график смещений выходит на плато со средними значениями ~6.5 м. При этом линия графика представляет собой пилообразную кривую. Участки пониженных значений смещений между соседними пиками мы объясняем неполнотой полевых данных. Возможно, это связано с реализацией левосдвиговых смещений по опережающим структурам, не обнаруженным в поле. Ввиду этого в график была введена аппроксимирующая кривая, подчеркивающая плато со значениями смещений ~6–7 м.

Во всех рассмотренных точках графика в пределах плато, начиная от точки 108, разлом Чардак заложен либо в толще мезозойских офиолитов, либо на их контакте с метаморфическими породами Восточного Тавра (см. рис. 6, см. рис. 10).

Разлом формирует границу Таврского хребта и выполненной офиолитами плоской, местами всхолмленной впадины, тянущейся вдоль его северного подножья от г. Гёксун до г. Экинозу. Далее на восток, в пределах эпицентрального сегмента разлома Чардак, величины сдвиговых смещений сохраняются в интервале 6–7 м, достигая максимума 7.84 м в 8-ми км восточнее эпицентра в точке 125 в селе Дегирменкая. Восточнее, в точках 126 и 127, величины смещений находятся в пределах 6.95–6.80 м, а далее, между точками 127 и 128, резко падают. При этом в точке 127 нами выявлен крайний восточный выход офиолитов в зоне Чардакского разлома (см. рис. 6, см. рис. 10).

На восточном окончании разлома между точками 128 и 133 средняя величина сдвига составляет 3.9 м.

Промежуточный минимум 0.9 м сдвиговых смещений выявлен в точке 134 на западе разлома Улуова. Такое резкое падение амплитуды сдвига

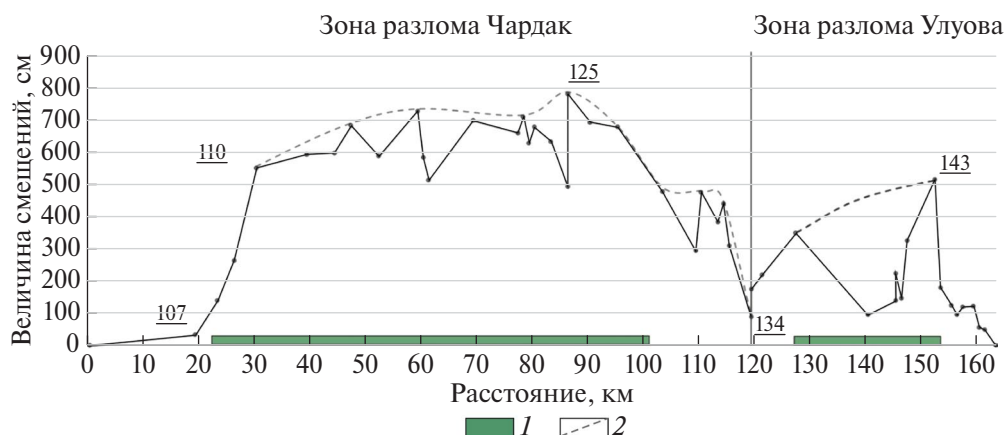


Рис. 10. График распределения величин левосдвиговых смещений вдоль Чардак и Улуова.

Обозначены (арабские цифры с подчеркиванием) пункты наблюдения 107, 110, 125, 134 и 143.

Положение пунктов наблюдения под номерами: 107–125 – см. рис. 3; 134–143 – см. рис. 6.

1 – выходы офиолитов; 2 – аппроксимирующая кривая

мы объясняем сложным ветвлением в зоне сочленения разломов Чардак, Улуова и Сюрдю. Далее на северо-восток по магистральной линии разлома Улуова смещения вновь начинают возрастать.

Разломы Сюрдю и Улуова, с юга и севера обрамляющие Доганшехирскую впадину, аналогично разлому Чардак, заложены по контакту офиолитов, слагающих фундамент впадины и метаморфических пород комплекса Малатья, слагающих окружающие хребты (см. рис. 6).

Смещения сначала затронули разлом Сюрдю в точке 137, но затем резко перешли на северный борт впадины — на разлом Улуова, также заложённый на контакте офиолитов и метаморфических пород, слагающих хребет Нурхак-Даги. Здесь, у села Чиглик, в точке 143 смещения достигают второго пика 5.17 м, а затем, на выходе из Доганшехирской впадины, резко сокращаются до средних значений ~1 м и в точке 155 исчезают. При этом внутри впадины, сложенной офиолитами, вероятно возникли условия локального растяжения и сформировался правокулисный ряд коротких меридиональных сбросо-сдвигов — один из них зафиксирован нами в точке 138 (см. рис. 7).

Таким образом, проявилось резкое увеличение амплитуд сдвиговых смещений на контакте или в толще офиолитов, слагающих преимущественно впадины, и столь же резкое сокращение смещений в областях, сложенных комплексом метаморфических пород, формирующих хребты. При этом зоны разломов в толще офиолитов, а также на их контактах, выражены прямыми линиями и на местности имеют ширину от нескольких метров до первых десятков метров (см. рис. 6).

В пределах участков, сложенных метаморфическими породами, такими, как мраморизованные известняки, мраморы, кристаллические сланцы и др., разломы ветвятся на фоне снижения амплитуд сдвиговых смещений (см. рис. 6).

Древовидный рисунок разрывов зоны разлома Улуова между точками 145 и 155 отвечает кинематической обстановке компенсации сдвиговых смещений в хвостовой части зоны сейсмогенных подвижек. В юго-восточном крыле левого сдвига компенсирующими разрывами явились взбросы, отражающие обстановку сжатия. Сбросы и раздвиги, доминирующие в северо-западном крыле, отражают обстановку растяжения.

Вертикальная компонента смещений по магистральным линиям разломов Чардак и Улуова варьирует. Мы полагаем, что локальные изменения угла и азимута падения разлома определяются морфотектоникой. К примеру, в зоне контакта Восточного Тавра и Гёксунской впадины на точках 107–119 поднято южное таврское крыло, под которое круто падает сместитель. В эпицентральной области на точках 120–127, где в северном крыле разлома расположен хребет Нурхак-Даги, сместитель круто падает под него. Такие флуктуации азимута и угла падения описываемых сейсмогенных разломов подтверждают субвертикальное падение их плоскостей, которое лишь немного отклоняется от $\perp 90^\circ$. Об этом же свидетельствует и тот факт, что на многих десятках километров разлом Чардак, точно зафиксированный нами по космическим снимкам заснеженной территории в первые дни после землетрясения [19], не отклоняется вверх или вниз по течению пересекающих

его рек, как это бывает с пологопадающими надвигами или сбросами.

Учитывая вертикальное или субвертикальное падение плоскостей сейсмогенных сдвигов в условиях региональной обстановки сжатия и транспрессии, мы рассматриваем их как взресо-сдвиги. Данные разломы были заложены на поздних стадиях региональной коллизии и секут существовавшие здесь ранее структуры пологого detachmenta.

Роль офиолитов в формировании очагов Эльбистанского и Восточно-Анатолийского землетрясений

Нами показано, что в офиолитах и на их контактах амплитуды сдвиговых смещений 06.02.2023 г. резко возрастают. Офиолиты широко распространены в очаговых областях Восточно-Анатолийского (Пазарджикского) и Эльбистанского землетрясений и по соседству с ними (см. рис. 2). Часть офиолитов относится к Южно-Таврской сuture, которая в разрезе Чаглаянсерит образует тектоническую пластину, полого наклоненную на север [8].

Контакты многих офиолитовых тел, вскрывающихся севернее сутуры, обнаруживают признаки надвигания на них пород фундамента или среднетриасово-мелового комплекса пород, т.е. они представляют собой тектонические окна автотона. Таковы, в частности, офиолиты, обнаженные в пределах активизированных сегментов разломных зон: в северном крыле разлома Чардак и юго-восточном крыле разлома Улуова [16]. Характер контактов указанных офиолитов свидетельствует о том, что они подстилают фундамент Таврид, и амплитуда пододвигания под них пород офиолитового комплекса достигает десятков километров. При этом мощность аллохтонного фундамента Таврид может достигать до нескольких километров.

Породы офиолитового комплекса, залегающие юго-восточнее Южно-Таврской сутуры, обдуцированы на отложения чехла Аравийской плиты. Таковы серпентиниты, вскрытые восточнее г. Антакия, ультрабазиты Бассита и офиолиты Курдага. Амплитуды надвигания этих тектонических покровов также достигают десятков километров. Наряду с упомянутыми офиолитами, в очаговых областях могут присутствовать фрагменты офиолитовых комплексов, обдуцированные из северной окраины Таврид и/или сутуры Измир–Анкара–Эрзинджан (см. рис. 2, врезка).

Описанные тела офиолитового комплекса, экстраполируемые на глубину в соответствии с их за-

леганием на земной поверхности, составляют верхнюю часть земной коры региона, т.е. те же ее слои, в которых находятся очаги Восточно-Анатолийского и Эльбистанского землетрясений и их сильнейших афтершоков с магнитудами не менее $M \leq 5$.

В настоящей работе и статье [7] показано, что оба землетрясения по суммарной протяженности сейсморазрывов, максимальным и средним амплитудам сдвиговых смещений превосходят средние значения соответствующих характеристик сдвиговых землетрясений той же магнитуды ($M \leq 7.5$) [7, 30].

Мы полагаем, что настолько большая протяженность очаговых зон и большие величины сейсмогенных сдвиговых смещений обоих землетрясений обусловлены реологическими особенностями офиолитов, снижающими трение и облегчающими скольжение горных пород при сейсмических подвижках. Возможно, также оказало влияние дополнительное давление, вызываемое возрастанием объема офиолитов при переходе перидотита в серпентинит [1].

Состояние земной коры и верхней мантии в области Восточно-Анатолийских землетрясений 06.02.2023 г.

При больших размерах очаговой области Эльбистанского землетрясения, глубина гипоцентра определена в диапазоне 7.4–13 км [20, 29], и глубина очага, в соответствии с данными о глубине гипоцентров главного толчка и сильнейших афтершоков, не выходит за пределы 15–20 км верхней части земной коры. Эта особенность характерна и для Восточно-Анатолийского (Пазарджикского) землетрясения с магнитудой $M_w = 7.8$ [7].

Для выявления связи малой глубины очагов обоих землетрясений с состоянием земной коры и верхней мантии региона мы использовали сейсмомографическую модель MITP08 [22]. На основе этой модели мы построили структурную карту кровли объемов нижней части земной коры и верхней мантии с пониженными скоростями по значениям (рис. 11, а, б):

$$- dV_p = -0.37\%;$$

$$- dV_p = -0.60\%.$$

На первой структурной карте очаговые зоны обоих землетрясений оказываются в области, где кровля объемов нижней части земной коры и верхней мантии с пониженными dV_p находится на глубинах ≤ 30 км (см. рис. 11, а).

На второй структурной карте северо-восточные части обеих очаговых зон оказываются в об-

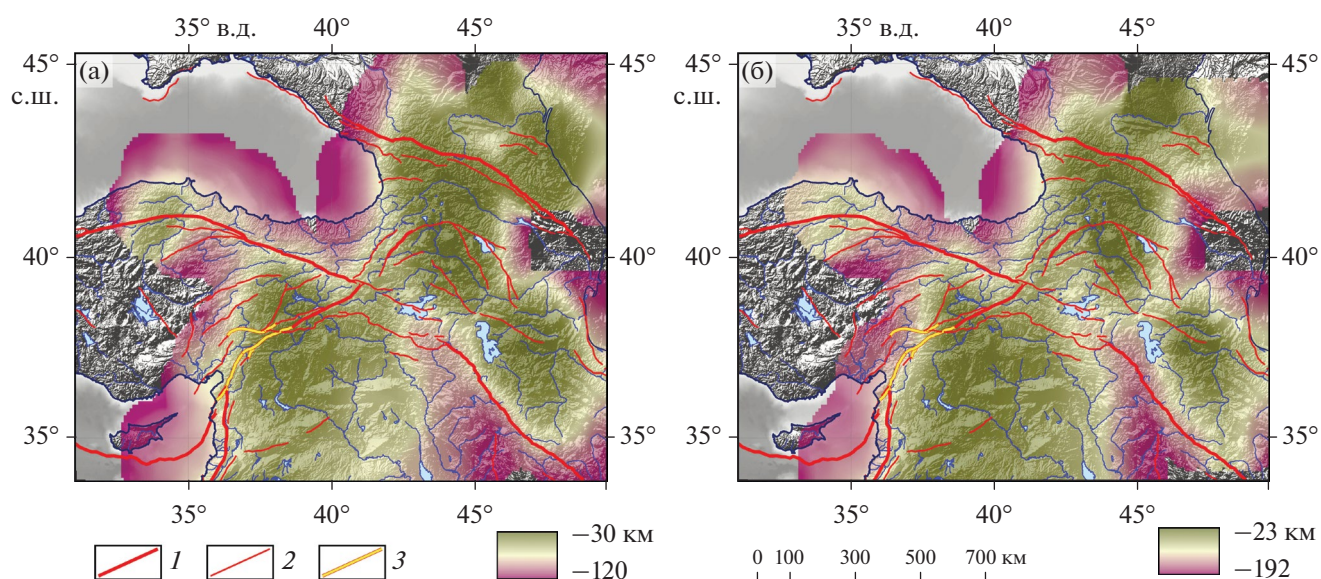


Рис. 11. Положение кровли (км ниже уровня моря) объемов нижней части земной коры и верхней мантии с пониженными скоростями P -волн под Кавказом, Закавказьем, Восточной Турцией, Сирией, Северным Ираком, Северо-Западным Ираном, рассчитанное на основе сейсмотомографической модели MITP08 [22]: (а) – по значению $dV_p = -0.37\%$; (б) – по значению $dV_p = -0.60\%$.

Показаны (цветовая шкала) глубины кровли объемов нижней части земной коры и верхней мантии с пониженными скоростями P -волн.

1–2 – активные разломы: 1 – крупнейшие, 2 – крупные; 3 – разломы, активизированные при землетрясениях 06.02.2023 г.

ласти, где кровля “горячих” объемов находится не глубже 23 км, а под юго-западными частями обеих очаговых зон кровля погружается (см. рис. 11, б).

В соответствии со значениями разрешения использованной томографической модели форма изоповерхности не разделяет структурные этажи в литосфере, а показывает общий тренд вариаций dV_p , значения которого отражают осредненную характеристику нижней части земной коры и верхней мантии района исследований.

Поднятые объемы мантии с пониженными dV_p интерпретируются как “горячие” и, соответственно, разуплотненные и разупрочненные объемы. Понижение dV_p в нижней части земной коры выражено коровыми волноводами [3].

Мы полагаем, что разупрочнение вещества низов земной коры и верхов мантии Восточной Анатолии сделало эти горизонты неспособными к хрупким сейсмогенным деформациям и ограничило сейсмогенерирующий слой региона верхней частью земной коры. Вместе с тем, термальное воздействие поднятых низкоскоростных объемов на сейсмогенерирующий слой понизило его вязкость и обусловило повышение амплитуд сдвиговых смещений в северо-восточных частях очаговых зон Эльбистанского (Чардакского) и Восточно-

Анатолийского (Пазарджикского) землетрясений 06.02.2023 г. по сравнению с их юго-западными частями.

ВЫВОДЫ

В результате проведенного исследования авторы пришли к следующим выводам.

1. При Эльбистанском землетрясении активизировались смежные сегменты разломов Чардак и Улуова, которые характеризовались четвертичными левосдвиговыми смещениями. В активизированных сегментах возникли сейсмогенные разрывы общей протяженностью 190 км. На протяжении 148-ми км по возникшим сейсмо-разрывам произошли левосдвиговые смещения. Максимальная амплитуда левого сдвига 7.84 м зафиксирована немного восточнее эпицентра.

2. Распределение сдвиговых смещений вдоль активизированных сегментов неравномерно. Они образуют два максимума – в зоне Чардакского разлома с амплитудами смещений 5.7–7.84 м и в зоне разлома Улуова с амплитудами смещений 3.5–5.1 м. Оба максимума приурочены к областям распространения офиолитов или к их контактам с породами фундамента. При этом зоны разломов на контакте или в толще офиолитов выражены

компактными полосами шириной от нескольких метров до первых десятков метров. В кристаллических породах фундамента разломы начинают ветвиться на фоне снижения амплитуд сдвиговых смещений. Подобное ветвление в хвостовой части зоны сейсмогенных подвижек по разлому Улуова отвечает кинематической обстановке компенсации сдвиговых смещений: в правом крыле левого сдвига компенсирующими разрывами явились взбросы, отражающие обстановку сжатия; сбросы и раздвиги, доминирующие в его левом крыле, отражают обстановку растяжения.

3. Сейсмогенные разломы Чардак и Улуова имеют вертикальное или субвертикальное падение плоскостей и являются взресо-сдвигами, сформированными в условиях региональной обстановки сжатия и транспрессии. Эти разломы были заложены на поздних стадиях региональной коллизии и секут возникшие здесь ранее структуры пологого детачмента.

4. Сейсмогенные сдвиги Эльбистанского и Восточно-Анатолийского землетрясений представляют выходы их очагов на земную поверхность. По размерам очаговых зон и амплитудам сейсмогенных смещений оба землетрясения превосходят средние значения этих параметров у континентальных землетрясений сдвигового типа. Вместе с тем, оба очага не распространяются глубже верхней части земной коры (16–20 км). Офиолитовые комплексы широко распространены в районе очаговых зон обоих землетрясений и охватывают те же глубины.

5. Мы полагаем, что повышенные размеры очаговых зон и амплитуд смещений обоих землетрясений обусловлены присутствием офиолитов, облегчающих скольжение горных пород при сейсмических подвижках. Мы связываем приуроченность сейсмогенерирующего слоя в регионе и, соответственно, очаговых зон обоих землетрясений к верхней части земной коры с подъемом кровли пород с пониженными скоростями P -волн, захватывающих верхнюю мантию и нижнюю часть коры и интерпретируемых как разогретые породы с пониженной прочностью.

Благодарности. Авторы благодарны анонимным рецензентам за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Рубрика статьи ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК подготовлена в рамках работ по теме FMMG-2023-0006 Геологического института РАН. Анализ офиолитов и неоднородностей строения нижней части земной коры и верхней

мантии выполнены при поддержке гранта РФФИ № 20-55-56004/20. Остальные исследования и написание статьи выполнены на средства Российского научного фонда, проект № 22-17-00249.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванова Т.П., Трифонов В.Г. Новые аспекты соотношений тектоники и сейсмичности // ДАН. 1993. Т. 331. № 5. С. 587–589.
2. Книппер А.Л., Сатиан М.А., Брагин Н.Ю. Верхнетриасовые–нижнеюрские вулканогенно-осадочные отложения Старого Зодского перевала (Закавказье) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 58–65.
3. Краснопевцева Г.В. Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. — Под ред. Е.В. Каруса. — М.: Наука, 1984. 109 с.
4. Неотектоника, современная геодинамика и сейсмическая опасность Сирии. — Под ред. В.Г. Трифонова. — М.: ГЕОС, 2012. 216 с.
5. Соколов С.Ю. Глубинное геодинамическое состояние и его сопоставление с поверхностными геолого-геофизическими параметрами вдоль субширотного разреза Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 4. С. 945–957.
6. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Соколов С.А., Хессами Х. Мезозойско–кайнозойская структура Черноморско–Кавказско–Каспийского региона и ее соотношение со строением верхней мантии // Геотектоника. 2020. № 3. С. 55–81.
7. Челик Х., Трихунков Я.И., Соколов С.А., Трифонов В.Г., Зеленин Е.А., Каргиноглу Ю., Юшин К.И., Ломов В.С., Бачманов Д.М. Тектонические аспекты Восточно-Анатолийского землетрясения 06.02.2023 г. в Турции // Физика Земли. 2023. № 6. С. 5–23.
8. Akinci A.C., Robertson A.H.F., Ünlügenç, U.C. Sedimentary and structural evidence for the Cenozoic subduction-collision history of the Southern Neotethys in NE Turkey (Çağlayançerit area) // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.). 2016. V. 105. P. 315–337.
9. Balkaya M., Akyüz S.H., Özden S., Paleoseismology of the Sürgü and Çardak faults – splays of the Eastern Anatolian Fault Zone, Türkiye // Turkish J. Earth Sci. 2023. V. 32. P. 402–420.
10. Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI), SRTM 90m Digital Elevation Database v.4.1 (2017). Available from: <http://srtm.csi.cgiar.org/> (Accessed March 10, 2010).
11. Çolak S., Aksoy E., Koçyiğit A., İnceöz M. The Palu-Uluova Strike-Slip Basin in the East Anatolian Fault System, Turkey: Its Transition from the Palaeotectonic to Neotectonic Stage // Turkish J. Earth Sci. Vol. 21. 2012. P. 547–570.
12. Danelian, T., Galoyan, G., Rolland, Y., Sosson, M. Palaeontological (Radiolarian) Late Jurassic age constraint for

- the Stepanavan ophiolite (Lesser Caucasus, Armenia) // Bull. Geol. Soc. Greece. 2007. V. 40. P. 31–38.
13. Duman T.Y., Emre Ö. The East Anatolian fault: Geometry, segmentation and jog characteristics // Geol. Soc. London Spec. Publ. 2013. Vol. 372. P. 495–529. <https://doi.org/10.1144/SP372.14>
 14. Emre O., Duman T.Y., Ozalp S., Elmasi H., Olgun Ş., Şaroğlu F. Active fault map of Turkey. — (General Directorate of Miner. Res. and Explor., Ankara, Turkey. 2013).
 15. Galoyan G., Rolland Y., Sosson M., Corsini M., Melkonian R. Evidence for superposed MORB, oceanic plateau and volcanic arc series in the Lesser Caucasus (Stepanavan, Armenia) // Comptes Rendus Geosci. 2007. V. 339. P. 482–492.
 16. Geological Map of Turkey, Sheets Adana, Erzurum, Hatay, Kars, Samsun, Sivas, Trabson, Van. — Scale 1:500,000. — (General Directorate of Miner. Res. and Explor., Ankara, Turkey. 2002).
 17. Herece E. Atlas of the East Anatolian Fault. — (General Directorate of Miner. Res. and Explor. (MTA), Spec. Publ. Ser., Ankara, Turkey. 2008), 359 p.
 18. Hessami K., Koyi H.A., Talbot C.J., Tabasi H., Shabanian E. Progressive unconformities within an evolving foreland fold-thrust belt Zagros Mountains // J. Geol. Soc. London. 2001. Vol. 158. P. 969–981.
 19. HGM-GEOPORTAL, Republic of Turkey Ministry of National Defense General Directorate of mapping, <https://geoportal.harita.gov.tr/> (Accessed April 5, 2023).
 20. Kahramanmaraş – Gaziantep Turkey M = 7.7 Earthquake, February 6, 2023 (04:17 GMT+03:00). — (Boğazici Univ. Kandilli Observatory. Sci. Rep. 2023), 41 p. https://eqe.bogazici.edu.tr/sites/eqe.boun.edu.tr/files/kahramanmaraş-gaziantep_earthquake_06-02-2023_04.17-bogazici_university_earthquake_engineering_department_v6.pdf (Accessed October, 2023).
 21. Koç A., Kaymakcı N. Kinematics of Sürgü Fault Zone (Malatya, Turkey): A remote sensing study // J. Geodynam. 2013. Vol. 65. P. 292–307.
 22. Li C., van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Burdick S. A new global model for P -wave speed variations in Earth's mantle // Geochem. Geophys. Geosyst. 2008. V. 9. № 5. P. 1–21.
 23. *Observatoire Geoscope*, <http://geoscope.ipgp.fr/index.php/en/catalog/earthquake-description?seis=us6000jlqa> (Accessed October, 2023).
 24. Robertson A.H.F., Parlak O., Ustaömer T. Overview of the Paleozoic – Neogene evolution of Neotethys in the Eastern Mediterranean region (southern Turkey, Cyprus, Syria) // Petrol. Geosci. 2012. Vol. 18. P. 381–404.
 25. Rolland Y., Galoyan G., Sosson M., Melkonyan R., Avagyan A. The Armenian ophiolite: insights for Jurassic back-arc formation, Lower Cretaceous hot spot magmatism, and Upper Cretaceous obduction over the South Armenian Block. — In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. — Ed. by M. Sosson, N. Kaymakci, R.A. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2010. V. 340), P. 353–382.
 26. Sengör A.M.C., Yılmaz Y. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach // Tectonophysics. 1981. V. 75. P. 181–241.
 27. Sosson M., Rolland Y., Muëller C., Danelian T., Melkonyan R., Kekelia S., Adamia S., Babazadeh V., Kangarli T., Avagyan, A., Galoyan G., Mozar J. Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. — In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. — Ed. by M. Sosson, N. Kaymakci, R.A. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2010. V. 340), P. 329–352.
 28. Trifonov V.G., Çelik H., Simakova A.N., Bachmanov D.M., Frolova P.D., Trikhunkov Ya.I., Tesakov A.S., Titov V.M., Lebedev V.A., Ozherelyev D.V., Latyshev A.V., Sychevskaya E.K. Pliocene – Early Pleistocene history of the Euphrates valley applied to Late Cenozoic environment of the northern Arabian Plate and its surrounding, eastern Turkey // Quaternary Int. 2018. V. 493. P. 137–165.
 29. USGS Earthquake Hazard Program <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us6000jlqa/executive> (Accessed October, 2023).
 30. Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bull. Seismol. Soc. Am. 1994. V. 84. P. 974–1002.

Geological Position, Structural Manifestations of the Elbistan Earthquake and Tectonic Comparison of Two Strongest Seismic Events 06.02.2023 in Eastern Türkiye

Ya. I. Trikhunkov^{a, *}, H. Çelik^b, V. S. Lomov^a, V. G. Trifonov^a, D. M. Bachmanov^a,
Y. Karginoglu^b, S. Yu. Sokolov^a

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

^bFirat University, Engineering Faculty, Department of Geological Engineering, 231119 Elazığ, Türkiye

*e-mail: jarsun@yandex.ru

The Elbistan (Çardak) earthquake with magnitude $M_w = 7.5$ or 7.6 happened in Eastern Anatolia on 06.02.2023 at 10:24 UTC, following the strongest in the region of East Anatolian (Pazarçik) earthquake with $M_w = 7.8$ which occurred on the same day at 1:17 UTC to the south of the region. The Elbistan earthquake activated adjacent segments of the Çardak and Uluova faults with Quaternary left-lateral strike-slip displacements.

The resulting seismic ruptures have a total length of 190 km, of which 148 km are represented by sinistral lateral slip. Their maximum amplitude of 7.84 m was recorded 8 km east of the epicenter. The strike-slip seismic ruptures of the Elbistan and East Anatolian earthquakes represent exposure of their focal zones on the land surface. Both earthquakes exceed average values of these parameters for continental earthquakes of strike-slip type in terms of focal zone sizes and amplitudes of seismic displacements. At the same time, both sources do not propagate deeper than the upper part of the crust (16–20 km).

Ophiolite complexes covering the same depths are widely spread in the area of focal zones of both earthquakes. Two maxima were found in the distribution of seismic strike-slip displacement along the epicentral zone of the Elbistan earthquake (i) amplitudes of 5.7–7.84 m in the Çardak fault zone and (ii) amplitudes of 3.5–5.1 m in the Uluova fault zone. Both maxima coincide to the areas of ophiolites or their contacts with basement rocks. In crystalline basement rocks, the sinistral strike-slip amplitudes are significantly reduced. We attribute the increased values of focal zone sizes and displacement amplitudes of both earthquakes to the rheological features of ophiolites, which increase a possibility of slip of rocks during seismic movements. We explain the fact that the sources of both earthquakes cover only the upper part of the crust, by the uplift of the top of rocks with reduced *P*-wave velocities, including the upper mantle and the lower part of the crust and interpreted as heated rocks with reduced strength.

Keywords: Elbistan earthquake, Eastern Anatolian earthquake, Çardak and Uluova active fault zones, seismogenic displacements, sinistral strike-slip fault, ophiolites, depth of focal zone, basement, Earth's crust

ПРАВИЛА ПРЕДСТАВЛЕНИЯ СТАТЕЙ В ЖУРНАЛ “ГЕОТЕКТОНИКА”

Выполнение авторами статьи изложенных ниже требований к рукописи обязательно. Рукопись, не соответствующую этим требованиям, редакция журнала вынуждена возвращать авторам.

1. Общие требования

1.1. Статья должна быть представлена на русском языке. Журнал публикует также статьи, полученные на английском языке.

1.2. Рукопись статьи должна быть представлена в электронном виде в Word файле, который содержит текст, список литературы, таблицы (если имеются), подписи к рисункам и пронумерованные рисунки JPEG. Необходимо сформировать дополнительную папку с рисунками в JPEG файлах (1 рисунок = 1 JPEG файл); рисунок, состоящий из фрагментов (а), (б) и т.д., следует разместить в одном JPEG файле и архивировать в ZIP, также необходимо сформировать дополнительную папку с таблицами в Word файлах (1 таблица = 1 Word файл) и архивировать в ZIP. Сформированный Word файл рукописи и дополнительные папки с рисунками и таблицами, архивированные в ZIP, автор-корреспондент направляет в редакцию.

1.3. Титульная страница статьи должна содержать элементы в следующей последовательности в Word файле: название статьи, инициалы и фамилии авторов, аффилиация авторов, адрес электронной почты автора-корреспондента. Статья должна содержать рубрики в следующей последовательности:

- * Аннотация (не менее 150 и не более 300 слов).
- * Ключевые слова: 8–12 слов и/или словосочетаний.
- * Введение, в котором необходимо указать цель исследования. Во Введении уместны исторические сведения. В завершении рубрики необходимо привести описание цели статьи.
- * Геологический очерк с описанием региона исследования.
- * Методы и материалы — эта рубрика содержит описание метода исследования, если он нестандартен, и фактического материала.
- * Основная часть статьи, в которой необходимо разбить описание на подробные рубрики и снабдить их подзаголовками.
- * Результаты исследования.
- * Обсуждение результатов.
- * Заключение, или пронумерованные Выводы.
- * Благодарности.
- * Финансирование.
- * Список литературы.
- * Авторский перевод титула статьи, который включает название статьи, имена авторов, аффилиацию авторов, аннотацию, ключевые слова.
- * Таблицы.
- * Подписи к рисункам, составленные от общего названия рисунка и далее — описания фрагментов рисунка, например, (а), (б), к обозначениям в виде сокращений и аббревиатур, раскрытие условных обозначений к рисунку завершает подпись.
- * Пронумерованные рисунки.

1.4. В статье должны быть мелкомасштабная географическая карта с обозначенными объектами (например, Ка-

спийское море, п-ов Камчатка и т.п.), на которой показано положение района исследований, и обзорная карта района исследований, на которой показаны исследуемые геологические объекты, структуры. На всех рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны линейный масштаб (масштабную линейку поставить под рисунком) и ориентировка; на картах обязательно указать градусную сетку, широту и долготу. Знаки условных обозначений взять в прямоугольники, цифры обозначений (курсивом) поставить за прямоугольниками — прямоугольники разместить под рисунком в линию, если знаков более 10-ти, то разместить в две линии.

1.5. На картах и рисунках необходимо обозначить упоминаемые в тексте географические и геологические объекты, тектонические структуры, зоны, пункты. Не следует перегружать рисунки ненужными названиями.

1.6. При использовании стратиграфических подразделений, которые не находятся в международной стратиграфической шкале (свит, серий, горизонтов и др.), необходимо указывать их возраст (абсолютный или относительно подразделений международной шкалы) при первом упоминании в тексте или таблице, стратиграфической колонке.

2. Требования к рукописи

2.1. Размер представляемой статьи не должен превышать 36 страниц, которые включают текст, список литературы, подписи к рисункам.

2.2. Текст рукописи должен быть отпечатан через 2 интервала шрифтом Times New Roman размером 12 pt; форматирование по левому полю. Список литературы и подписи к рисункам печатать через 2 интервала с новой страницы. Авторский перевод титула статьи разместить после списка литературы, затем разместить таблицы. Все страницы должны быть пронумерованы.

2.3. Первая (титульная) страница статьи должна быть оформлена по следующему образцу: индекс статьи по системе Универсальной десятичной классификации (УДК); название статьи; инициалы и фамилии авторов статьи; полное название учреждений, в которых проводилось исследование, их почтовый адрес с индексом; электронный адрес автора-корреспондента. Фамилии иностранных авторов даются в авторском написании на латинице, аффилиация иностранных авторов дается на латинице.

2.4. Названия зарубежных географических пунктов в тексте приводятся в русской транскрипции.

2.5. Все аббревиатуры и сокращения (за исключением общеупотребительных) должны быть раскрыты при первом их упоминании.

2.6. В статье должны использоваться физические единицы и обозначения, принятые в Международной системе единиц СИ.

2.7. Библиографические ссылки размещаются в тексте в формальном порядке следующим образом: в квадратных скобках указывается номер, который этот литературный источник имеет в алфавитном списке литературы, помещаемом после текста.

2.8. Размер иллюстраций в записи должен быть не менее 9 × 7 см и не более 18 × 24 см.

2.9. Рисунки предоставляются в файлах в формате JPEG с разрешением не менее 300 точек на дюйм, каждый рисунок — в отдельном файле.

2.10. Фотографии предоставляются также в файлах в формате JPEG.

2.11. Место размещения иллюстраций и таблиц указывается в тексте в круглых скобках: первое упоминание рисунка (рис. 1), таблицы (табл. 1), все последующие упоминания — (см. рис. 1) и (см. табл. 1). Первое упоминание рисунка, таблицы автор выделяет зеленым цветом. Статья может сопровождаться дополнительными материалами в Приложении к статье, в котором авторы могут разместить таблицы, карты, разрезы, 3D анимацию. Приложение упоминается в статье в круглых скобках.

2.12. Требование к оформлению списка литературы.

* Литература, на которую имеются ссылки в тексте, таблицах, рисунках, приводится в конце статьи в рубрике СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

* Список литературы составляется по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому. Ссылки нумеруются сплошной нумерацией. Количество ссылок в статье должно быть не более 100. Под одним номером размещается ссылка на одну работу.

* Все ссылки даются на языке оригинала. Названия на японском, китайском и других иностранных языках, использующих нелатинский шрифт, пишутся в латинской транслитерации.

* Ссылки на статьи в журналах должны содержать следующую информацию: Фамилии и инициалы всех авторов (курсивом), Название статьи, Название журнала, год, том, номер журнала, страницы, *примеры*:

Белов Б.Б. Тектоника Кавказа // Геотектоника. 2001. № 2. С. 17–31.

или

Smith S.S. Tectonics of Japan // Tectonophysics. 1997. Vol. 276. No. 2. P. 139–161.

* Ссылки на статьи в сборниках (статей, докладов, тезисов и др.) должны содержать следующую информацию: Фамилии и инициалы авторов (курсивом), Название работы, Название сборника, Инициалы и фамилии редакторов, Издательство, год, том, номера страниц, *примеры*:

Белов Б.Б. Вулканизм Южного Урала — В сб.: Вулканизм Урала. — И.И. Иванов (ред.) — М.: Наука, 2002. С. 73–85.

или

Smith S.S. Ophiolites of Asia, In: *Ophiolites*, Ed. by A.A. Brown, (Cambridge, Cambr. Press, UK, 2005), P. 599–614.

* Ссылка на сборник целиком начинается с его названия, затем указываются ответственный редактор сборника и выходные данные, *пример*:

Вулканизм Урала. — Под ред. И.И. Иванова — СПб.: Наука, 2005. 711 с.

* Ссылки на книги должны содержать следующую информацию: Фамилии и инициалы авторов (курсивом), Название книги, Город, Издательство, год, том, количество страниц, *пример*:

Жеваго В.С. Геотермия и термальные воды Казахстана. — М.: Наука, 1972. 253 с.

2.13. К рукописи необходимо приложить файл Word, который должен содержать:

* Расшифровку аббревиатур, как русских, так и иноязычных.

* В латинской транскрипции: фамилии всех авторов статьи, адреса всех иностранных авторов, названия ино-

странных геологических объектов (разломов, террейнов, массивов и т.п.), малоизвестные иностранные географические названия.

* Желательный автору статьи перевод терминов на английский язык.

* На русском языке, в именительном падеже: географические названия, по которым названы местные стратиграфические объекты (*например*:

Тундровка — тундровская свита, Иваново — Ивановский разлом).

* Сведения об авторе-корреспонденте статьи, с которым редакция будет поддерживать связь: фамилию, имя и отчество, почтовый адрес с индексом, номера телефонов и электронный адрес (e-mail).

3. Требования к форматированию файлов статьи

3.1. Файлы должны быть протестированы автором на отсутствие вирусов.

3.2. В состав электронной версии статьи должны входить:

3.2.1. Файл в формате программы Microsoft Word, сформированный в соответствии с п. 1.2.

3.2.2. Файлы таблиц в формате программы Microsoft Word (1 таблица = 1 файл) в ZIP-archive.

3.2.3. Файлы иллюстраций (1 рисунок = 1 файл) в ZIP-archive:

* векторные рисунки должны быть в программах Corel Draw, Adobe Illustrator или в формате JPEG;

* для растровых рисунков использовать формат JPEG или TIF с разрешением 300 dpi, 256 оттенков серого цвета.

3.2.4. Файл в формате Word, который создан из всех файлов, перечисленных в пунктах 1.2, 3.2.1., 3.2.2. и 3.2.3., и содержит: текст статьи, список литературы, авторский перевод на английский язык титула статьи, таблицы, подписи к рисункам, все иллюстрации, автор-корреспондент направляет в редакцию.

3.2.5. Файл “Readme” в формате программы Microsoft Word, содержащий:

а) название журнала, фамилии и инициалы авторов, название статьи,

б) опись всех файлов с их расширениями указанием версий использованных программ (*например*, A. Illustrator CS3).

4. Прохождение рукописи статьи в редакции журнала

Поступившая в редакцию статья проверяется на соответствие изложенным выше требованиям к рукописи и направляется на рецензии. После рецензирования редакция направляет автору-корреспонденту редакционный Word файл статьи для внесения исправлений в соответствии с комментариями рецензентов. Исправленная авторами статья повторно рецензируется и, затем, обсуждается Редколлегией журнала, которая принимает статью к печати или отклоняет ее. Рукописи отклоненных статей редакция не возвращает. Принятые к публикации статьи проходят редактирование. Редакция высылает автору-корреспонденту отредактированный редакционный авторский оригинал статьи в Word файле на согласование. Дальнейшее воспроизведение редакционного авторского оригинала статьи контролируется редакцией.