

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.

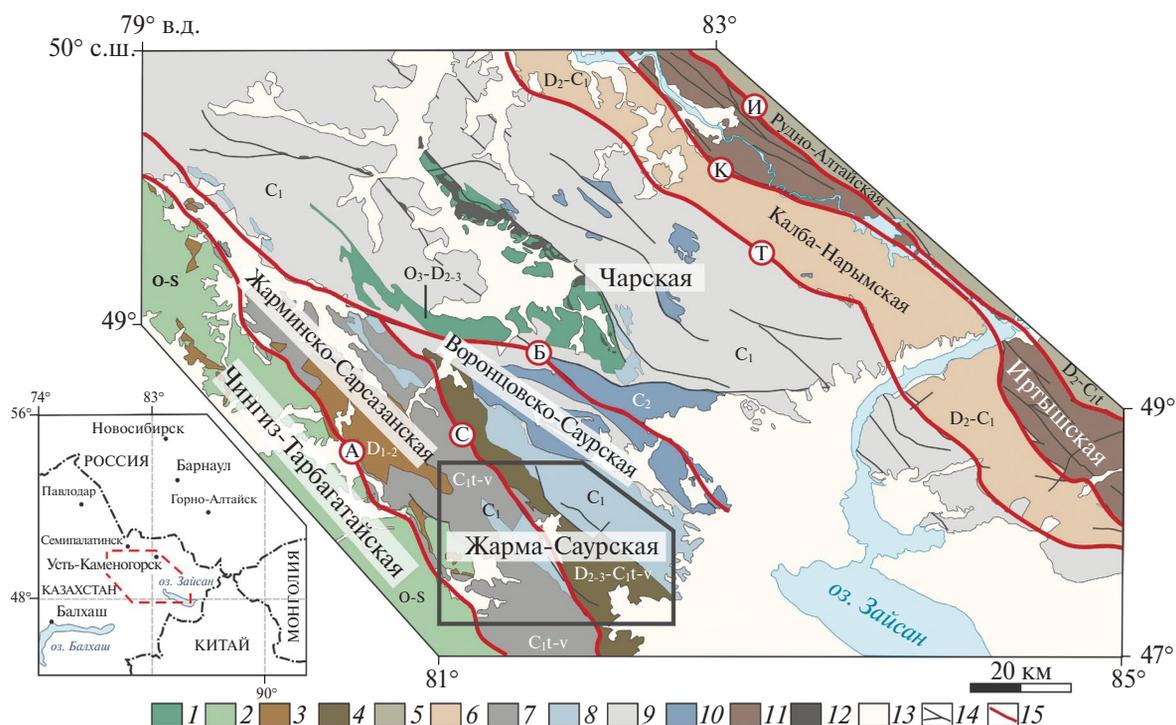


Рис. 1. Схема геологического строения Обь–Зайсанской складчатой системы (по [7, 24], с изменениями и дополнениями).

На врезке показано (полигон) географическое положение региона исследований.

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

1–2 – нижне-среднепалеозойские вулканогенно-осадочные отложения в зонах: 1 – Чарская (O_3-D_{2-3}), 2 – Чингиз-Тарбагатайская ($O-S$); 3 – нижне-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 причленилась 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).

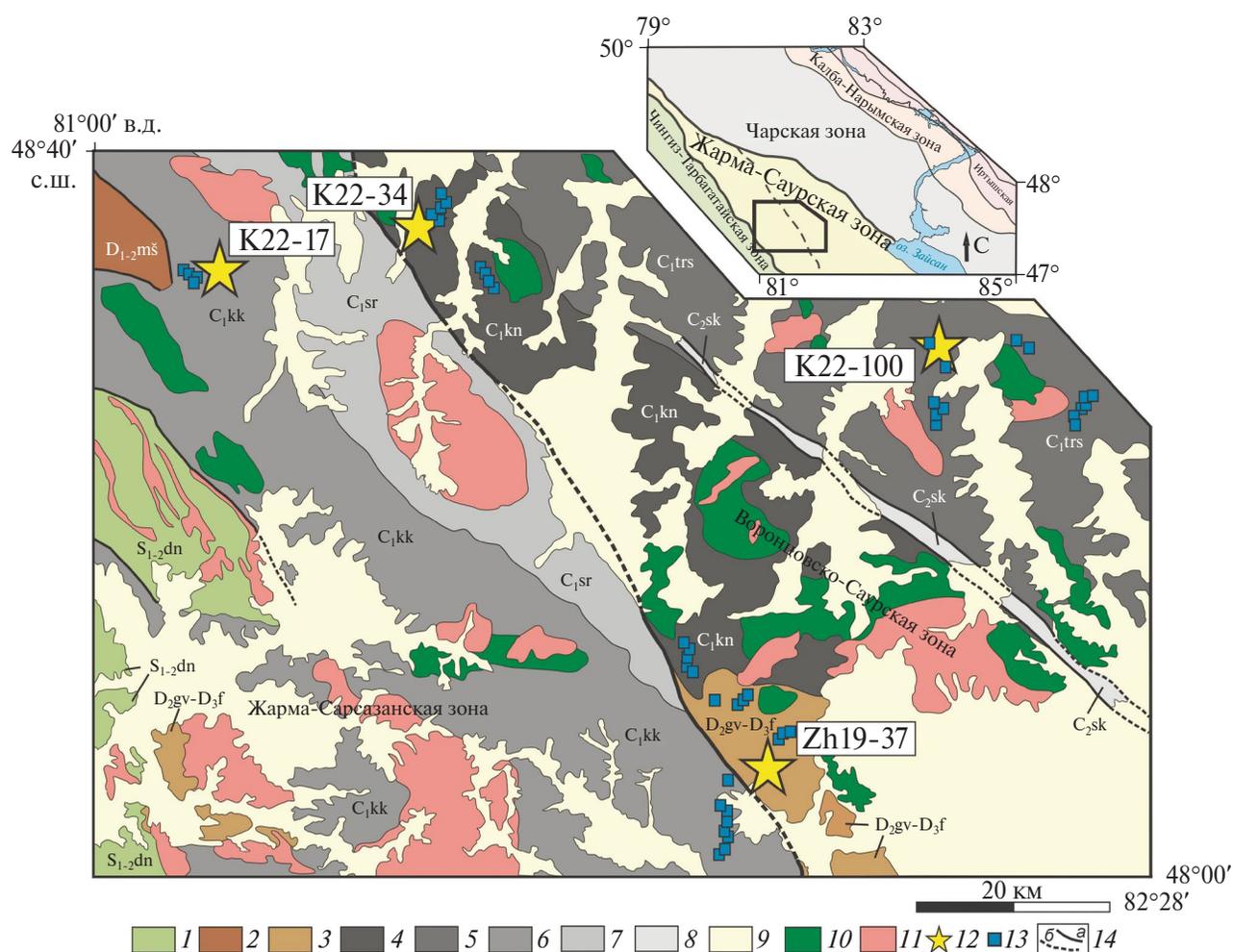


Рис. 2. Схема геологического строения Жарма-Саурской зоны (по данным [5]).

На врезке показано (прямоугольник) положение зоны.

1–8 – свиты и толщи: 1 – доненжальская свита (S_{1-2dn}), 2 – машанская свита (D_{1-2ms}), 3 – живетско-франская толща (D_{2gv-D_3f}), 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 живет–франского ярусов.

Нижнекаменноугольные разрезы 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.

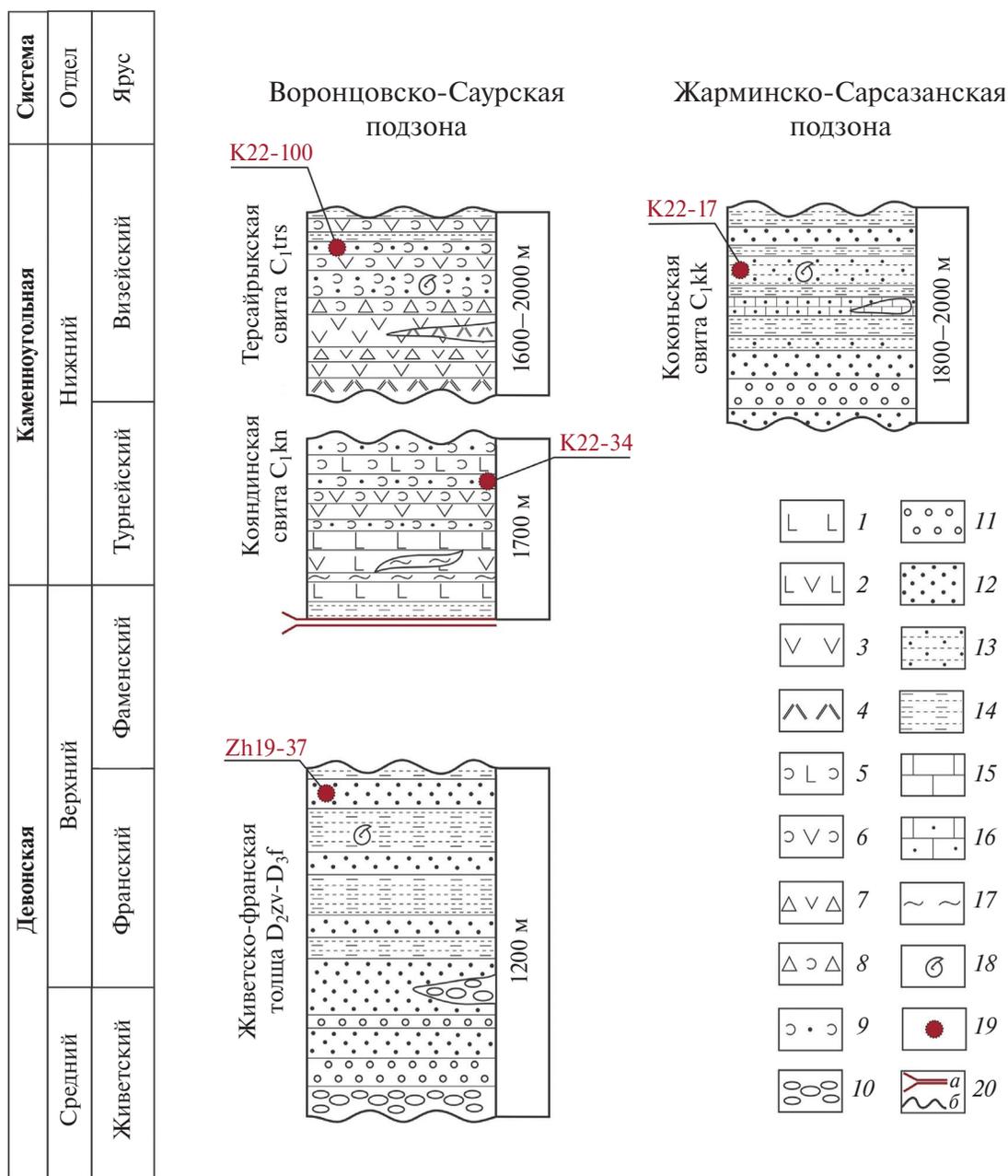


Рис. 3. Схематические литологические колонки изучаемых стратиграфических подразделений Жарма-Саурской зоны (по данным [4, 5], с изменениями и дополнениями).

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;
- разнозернистые 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 градиционной 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 разнотекстурированные 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 олистостром, 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 отношений 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 отношениям, 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 ±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 P3Э 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;

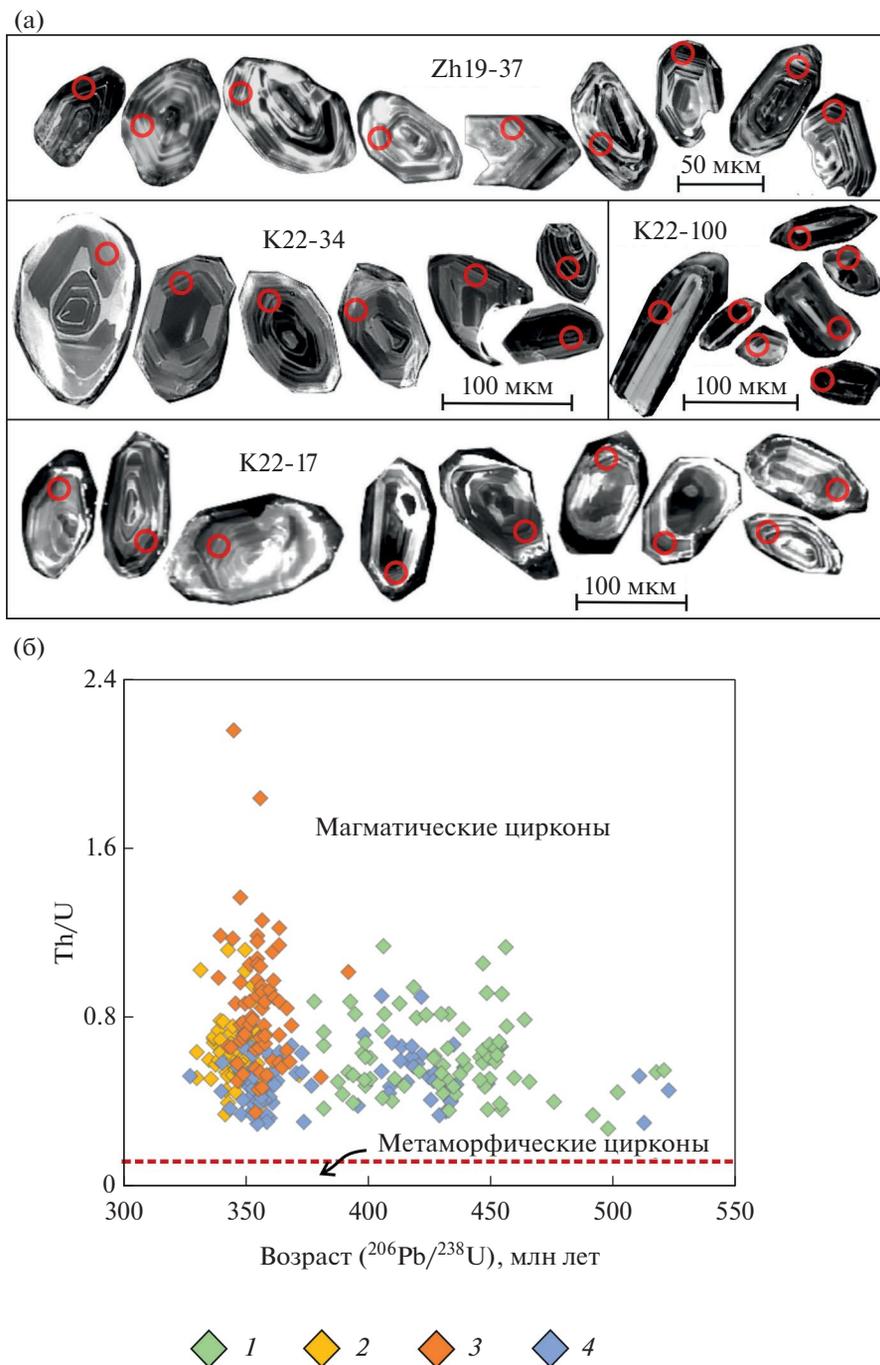


Рис. 4. Катодолюминесцентные изображения детритовых цирконов (а); график Th/U-возраст (б).

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 вероятности

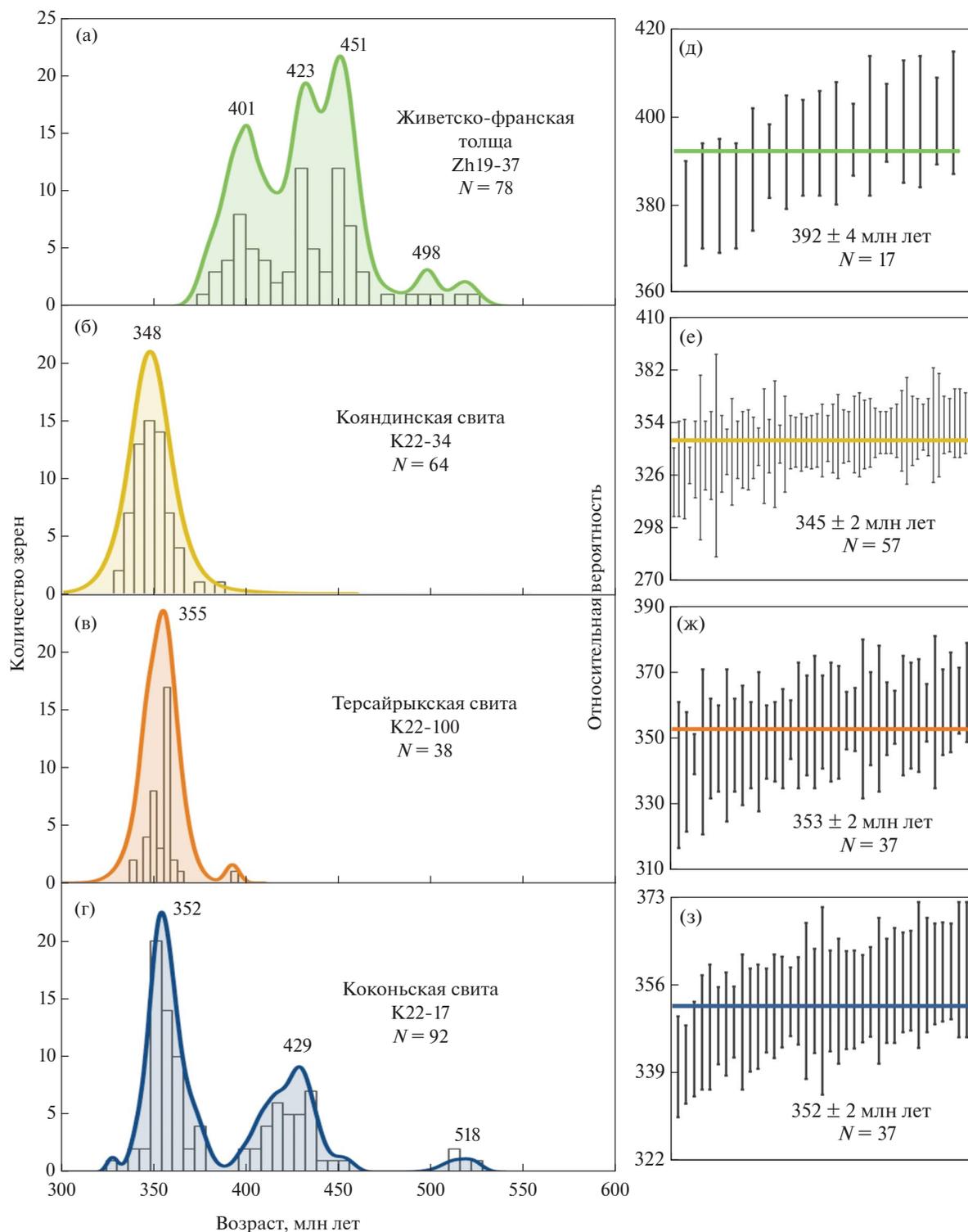


Рис. 5. Гистограммы с кривой относительной вероятности $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов детритовых цирконов со значениями дискордантности менее 10% и средневзвешенные значения возрастов самой молодой популяции цирконов. (а)–(в) – образцы: (а) – Zh19-37 (песчаник в живетско-франской толще); (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 возрастными значениями 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)

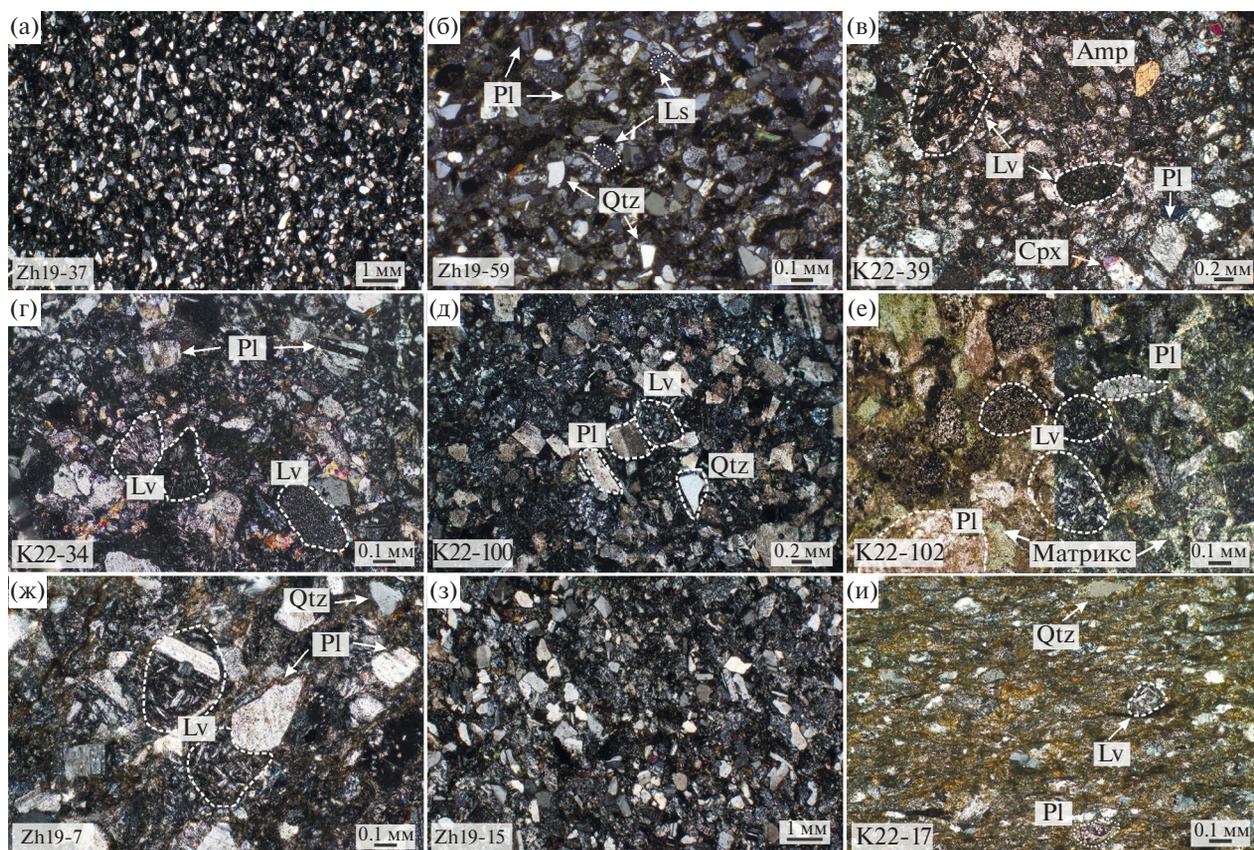


Рис. 6. Микрофотографии петрографических шлифов (в скрещенных николях), показывающие минеральный состав и структуру пород.

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

(а)–(б) – песчаники живетско-франской толщи; (в)–(г) – туфопесчаники кояндиной 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.

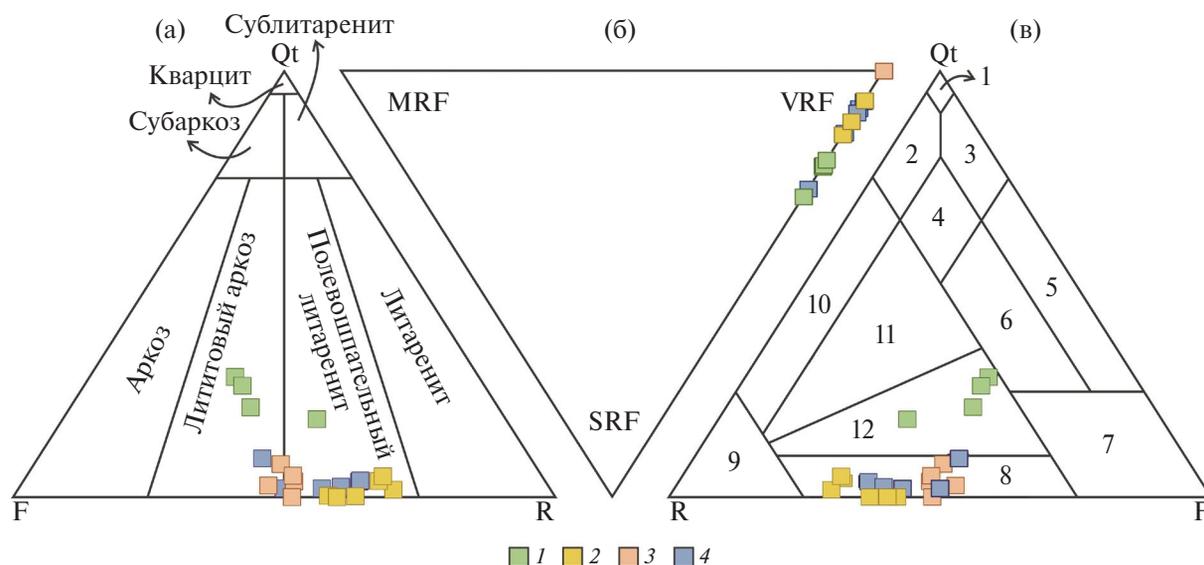


Рис. 7. Классификационные диаграммы для песчаников.

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

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

Песчаники

В живетско-франской толще песчаники 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).

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

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

В составе кояндинской свиты рассматриваются мелко-среднезернистые, реже крупнозернистые, туфопесчаники 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%).

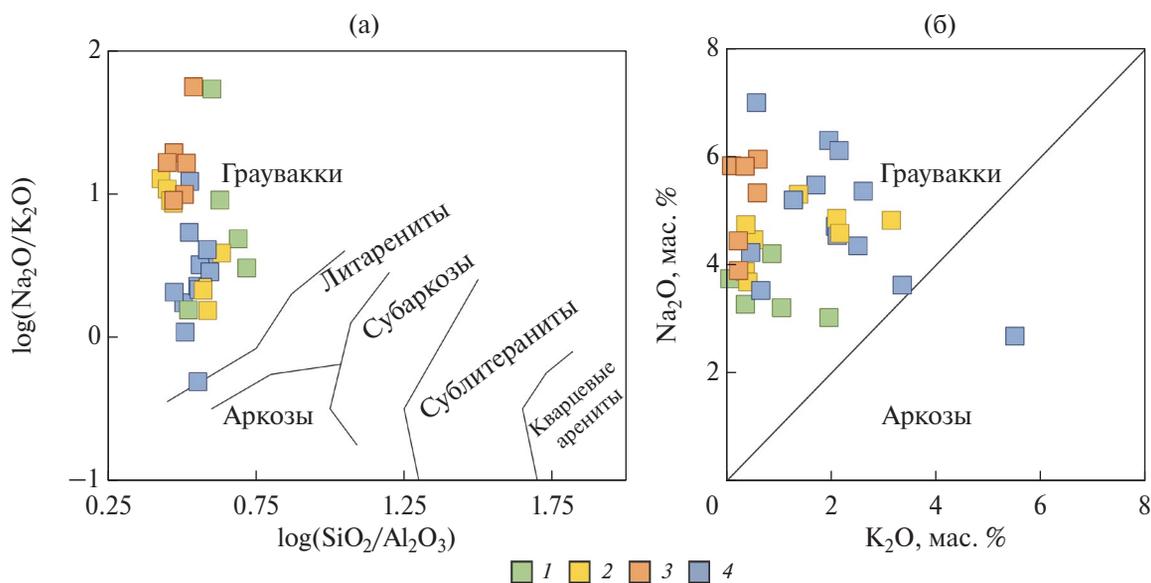


Рис. 8. Классификационные диаграммы для песчаников (по [55]).

(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 – туфопесчаники кояндинской свиты (C_{1kn}); 3 – туфопесчаники терсайрыкской свиты (C_{1trs}); 4 – песчаники коконьской свиты (C_{1kk})

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

Суммарное содержание кварца в туфовых песчаниках 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 туфопесчаники соответствуют согласно классификации [43] полевошпатовым литаренитам (см. рис. 7, а), но согласно классификации [25] – полевошпатовым грауваккам (см. рис. 7, в).

Туфопесчаники 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 песчаники 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).

Песчаники коконьской свиты в основном мелко-среднезернистые, встречаются алевропесчаники (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 песчаников 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 терсайрыкской (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. %, занимающая 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. %), терсайрыкской ($\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ – 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 терсайрыкской 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 породообразующих оксидов, почти все точки составов песчаников 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 песчаников 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 палеорекострукций тектонических условий и обстановок осадконакопления применена литохимическая классификация песчаников [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 терсайрыкской свиты характеризуется $\text{MgO} > 3$ мас. %, что относит их к псевдосиллитам,

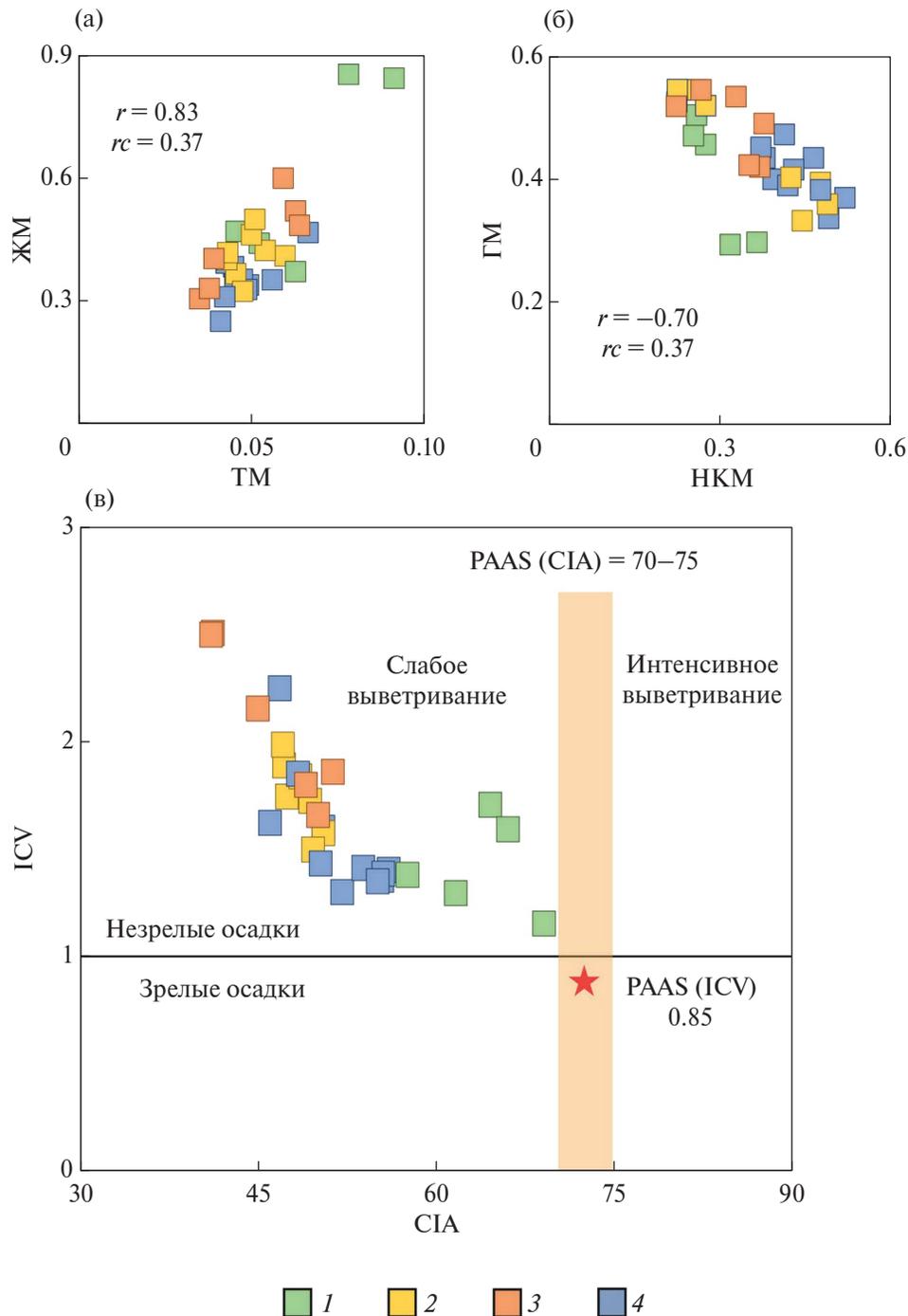


Рис. 9. (а) – Диаграммы петрохимических модулей ТМ–ЖМ и НКМ–ГМ, по [27]; (б) – диаграмма по индексам ICV (индекс изменения состава), по [36], и CIA (индекс химического выветривания), по [52].

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 ($r = -0.70$)

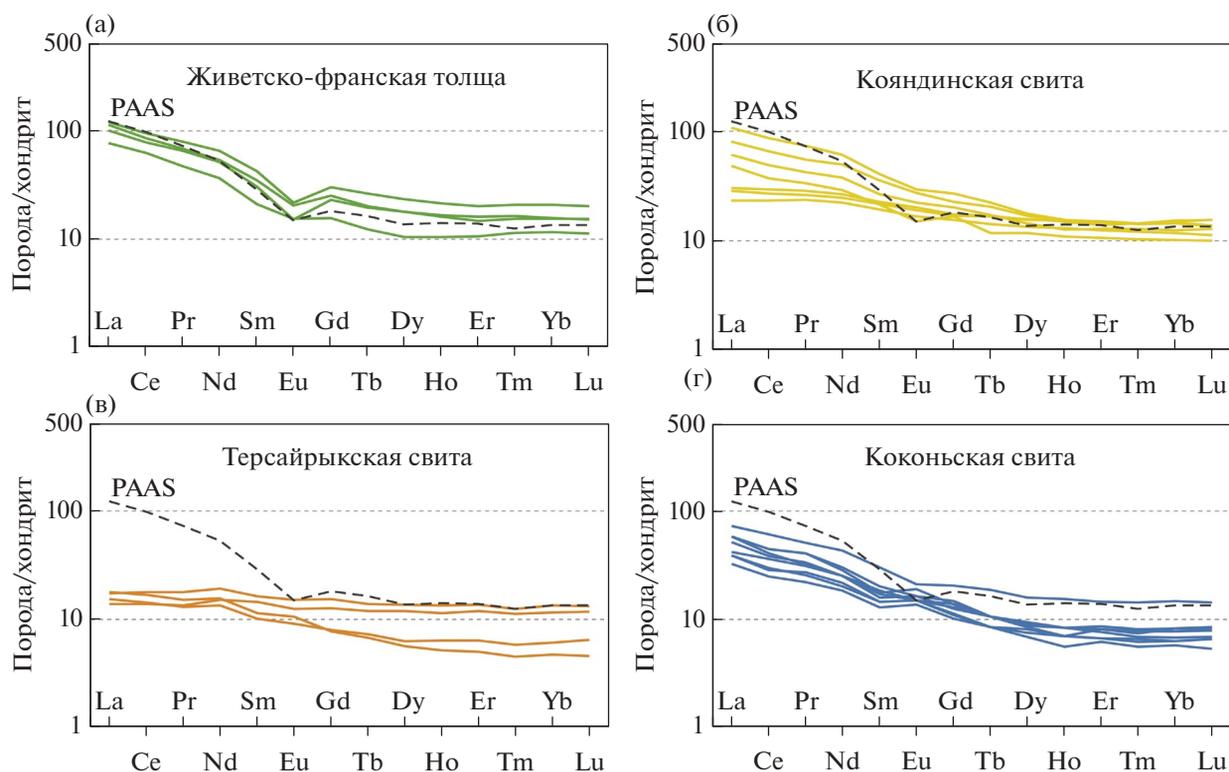


Рис. 10. Нормированные по хондриту кривые распределения РЗЭ.

(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	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{Nd}}(\text{DM})$, 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 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 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 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ использовался состав однородного хондритового резервуара (CHUR): $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$.

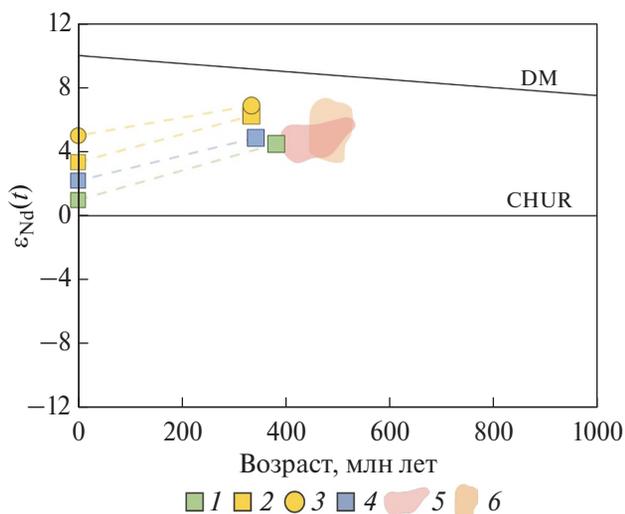


Рис. 11. Диаграмма $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ – возраст для пород живетско-франской толщи, кояндинской и коконьской свит.

1 – песчаник живетско-франской толщи ($D_{2gv}-D_{3f}$); 2 – туфопесчаник кояндинской свиты (C_{1kn}); 3 – базальт кояндинской 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 ($(La/Yb)_n = 5.95-7.32$, кояндинской ($(La/Yb)_n = 2.01-7.44$ 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 $\Sigma\text{РЗЭ} = 122-203$ г/т характерно для песчаников живетско-франской толщи и PAAS.

Для пород кояндинской ($\Sigma\text{РЗЭ} = 58-171$ г/т, $Eu/Eu^* = 0.79-1.02$), терсайрыкской ($\Sigma\text{РЗЭ} = 36-54$ г/т, $Eu/Eu^* = 0.92-1.12$) и коконьской ($\Sigma\text{РЗЭ} = 56-131$ 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 кояндинской свиты (табл. 2, рис. 11).

Величина $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 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 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от +4.48 для песчаника живетско-франской толщи;
- до +6.25 – для туфового песчаника кояндинской свиты;
- песчаник коконьской свиты занимает промежуточное положение со значением +4.84.

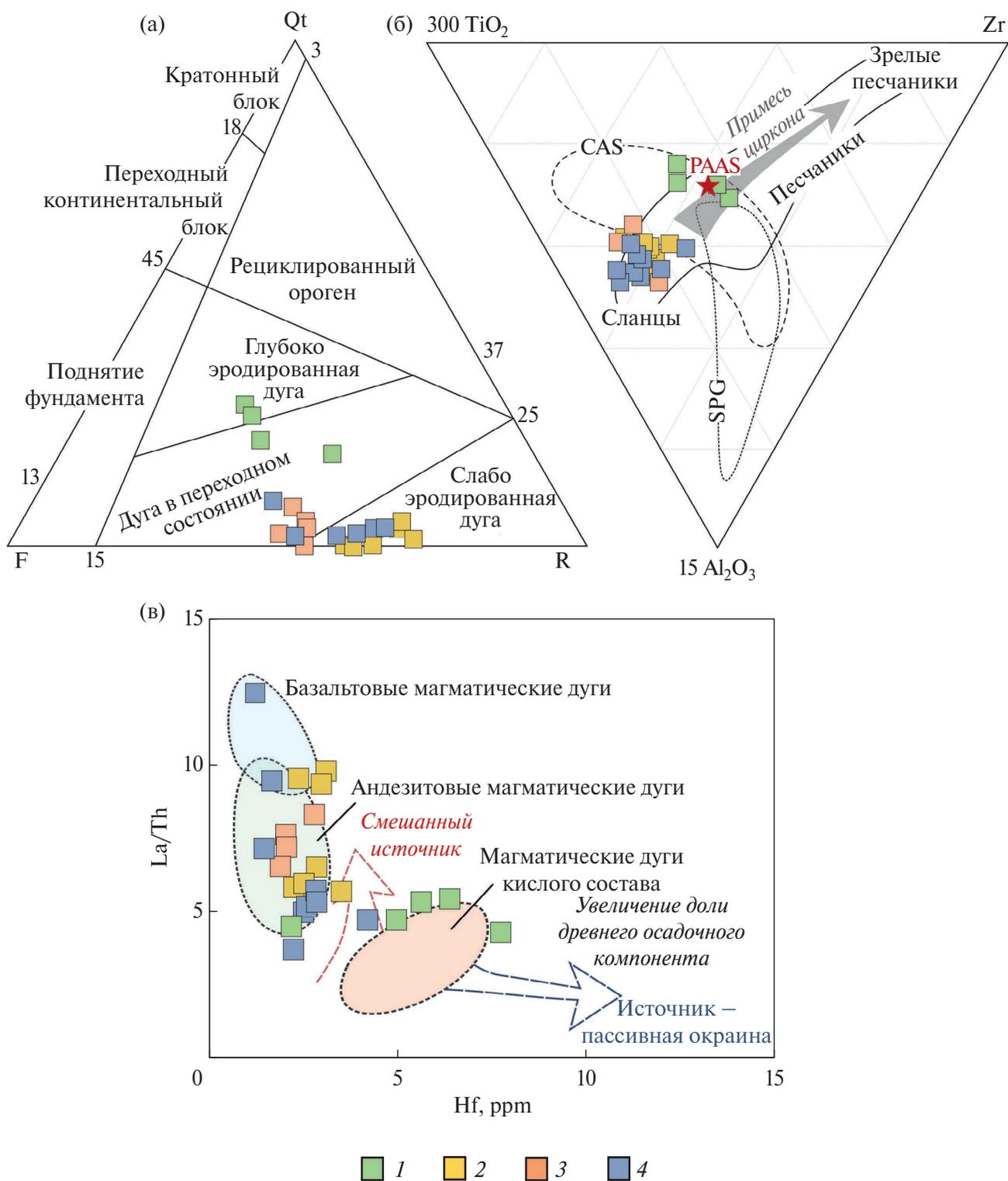


Рис. 12. (а) – Qt-F-R диаграмма для реконструкции палеотектонических обстановок (по [39]); (б) – диаграмма 15Al₂O₃–300TiO₂–Zr для определения степени зрелости обломочного материала (поля диаграммы, по [45]); (в) – дискриминантная диаграмма La/Th к Hf (по [42]).

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 живецко-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 кояндиной и терсайрыкской 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 кояндиной и терсайрыкской 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 отмечается смешанный источник.

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 кояндиной, терсайрыкской 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.

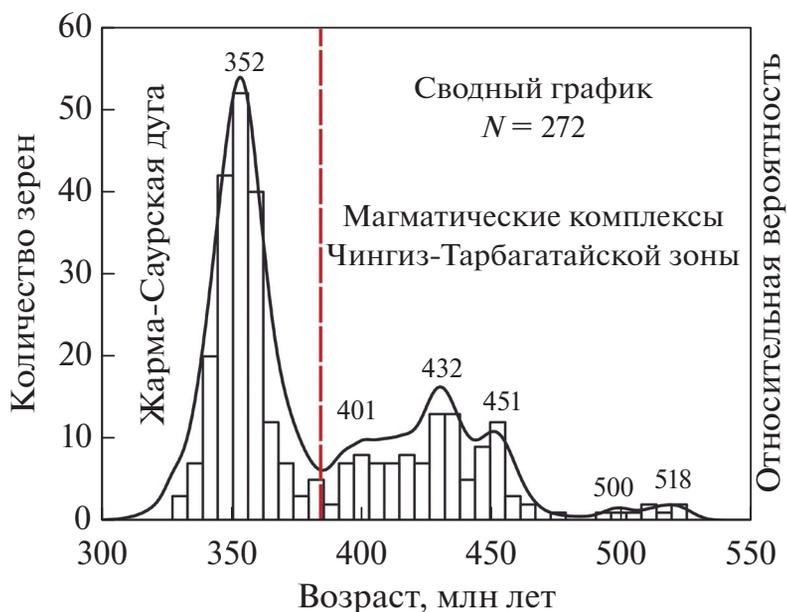


Рис. 13. Сводный график с гистограммой и кривой относительной вероятности $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов детритовых цирконов из песчаников и туфопесчаников Жарма-Саурской островодужной зоны.

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

U-Pb датирование туфопесчаников кояндинской и терсайрыкской 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 кояндинской и терсайрыкской 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

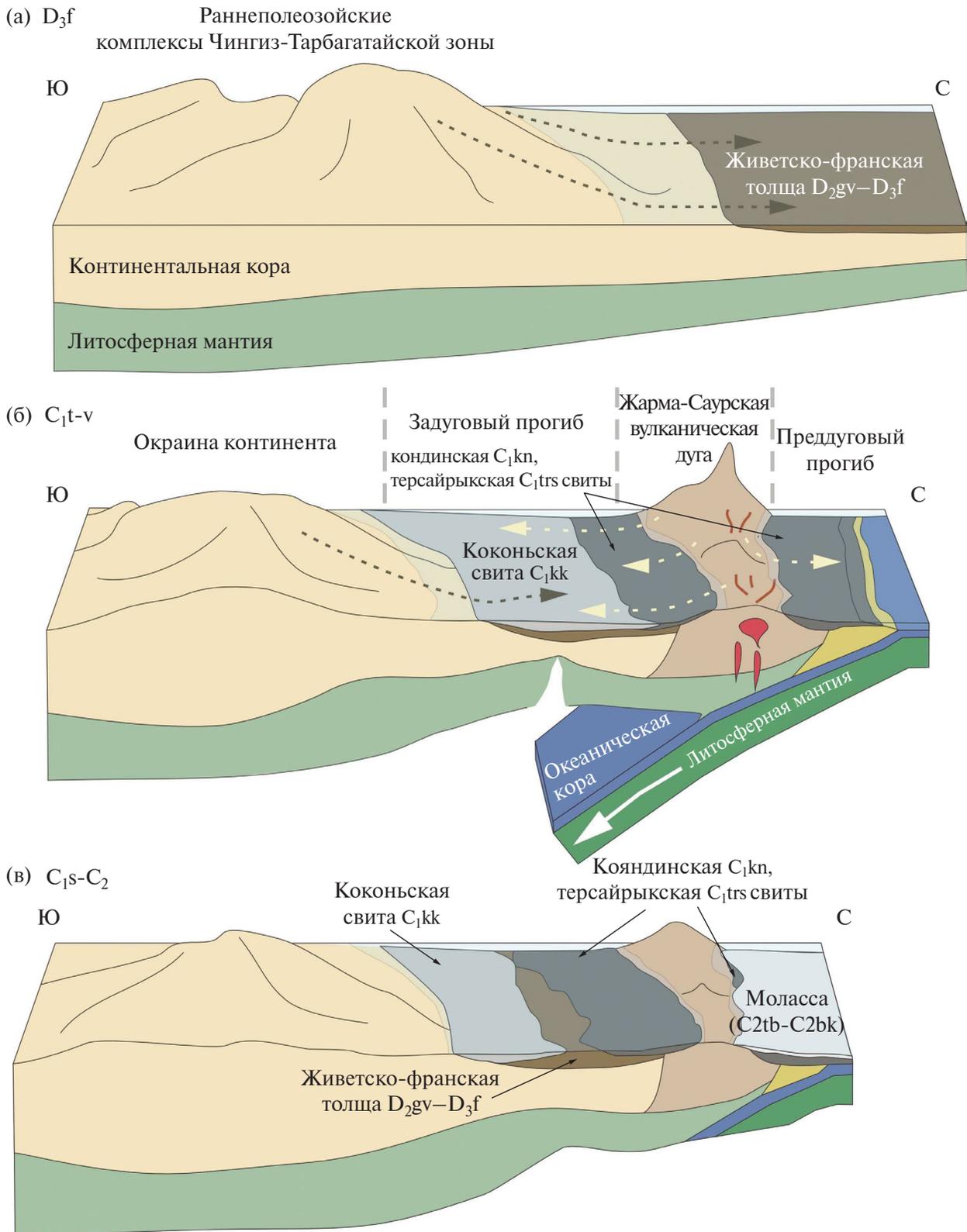


Рис. 14. Схематические геодинамические профили для позднедевонского-каменноугольного этапа эволюции Чингиз-Тарбагатайской зоны в современных координатах.

(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 терсайрыкской 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 редактуру 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 1:500000. – Восточно-Казахстанская серия. – Объяснительная записка. – Алма-Ата: Мингео СССР, 1979. 184 с.
5. Геологическая карта восточного Казахстана. Масштаб 1:200000. 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., Тянь 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., Сеймуратова Э.Ю., Пирогова Т.Е., Иванова Н.И., Фазылов Е.М., Мусина Э.С., Нигматова С.А., Байшашов 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. Центральное-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 палеозойского Казахстана // Литосфера. 2019. Т. 19. № 3. С. 347–371.
20. Севрюгин Н.А. Геологическое строение Присемипалатинского района // Советская геология. 1959. № 7. С. 5–20.
21. Сергеева Л.В. Девонские отложения Северного Предчирчикгизья // 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. Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полезные ископаемые. 1967. № 5. С. 86–103.
26. Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И., Нахмигаль 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. Abrajevich 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 Zharma-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 Altai // *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, 8420111 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 (Irtys-Zaisan) paleocean, Zharma-Saur zone, Chingiz-Tarbagatai zone, Late Paleozoic