

ОРОГЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА: СОСТАВ ПОРОД, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ РЕГИОНА

© 2020 г. С. В. Хромых^{1,2,*}, Д. В. Семенова¹, П. Д. Котлер^{1,2},
А. В. Гурова², Е. И. Михеев¹, А. А. Перфилова^{1,2}

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

²Новосибирский государственный университет,
ул. Пирогова, д. 1, 630060 Новосибирск, Россия

*e-mail: serkhrom@mail.ru

Поступила в редакцию 03.02.2020 г.

После доработки 18.03.2020 г.

Принята к публикации 24.03.2020 г.

В статье приведены результаты исследования вулканических пород в орогенных прогибах и мульдах Восточного Казахстана, сформированных на поздних стадиях эволюции Алтайской коллизионной системы герцинид. Вулканические ассоциации представлены широким спектром пород от базальтов и андезитов до дацитов и риолитов. Геохимические и изотопные данные свидетельствуют, что базальт-андезитовые вулканы сформированы при дифференциации базитовых магм, возникших в результате частичного плавления гранатовых перидотитов верхней мантии, подстилающей орогенное сооружение. С помощью U–Pb датирования цирконов установлено два этапа проявления вулканизма: более масштабный среднекарбонный (~311 млн лет) и менее масштабный раннепермский (297–290 млн лет). На среднекарбонном этапе были сформированы базальт-андезитовые серии нижних частей орогенных прогибов и самостоятельные дацит-риолитовые мульды. Появление родоничальных базальтовых магм в результате частичного плавления вещества верхней мантии могло быть вызвано возникновением областей локального растяжения при сдвиговых движениях вдоль крупных разломов. Формирование дацит-риолитовых ассоциаций могло быть связано с частичным плавлением коровых субстратов под воздействием базитовых магм. Связь орогенного вулканизма с крупными разломами отмечена также для соседних регионов Центрального Казахстана и Монголии. Возникновение сдвигово-раздвиговых движений в литосфере складчатых систем может являться свидетельством начала коллапса орогенных сооружений. На раннепермском этапе в Восточном Казахстане был проявлен небольшой объем базальт-андезитового вулканизма. Геохимические характеристики базальтов свидетельствуют о новом эпизоде плавления верхнемантийных субстратов. Синхронный и близкий по составу базальт-андезитовый вулканизм проявился в ранней перми на широкой территории от Тянь-Шаня и Центрального Казахстана до Центральной и Южной Монголии, что свидетельствует об общих растягивающих движениях в литосфере в ранней перми, на пост-орогенных стадиях развития складчатых систем. Масштабный раннепермский базит-гранитоидный интрузивный магматизм Центральной Азии в последнее время интерпретируется как Таримская крупная изверженная провинция, возникшая при взаимодействии Таримского мантийного плюма с литосферой. Растяжение литосферы в ранней перми и сопутствующий вулканизм могут являться индикатором начала процессов плюм-литосферного взаимодействия.

Ключевые слова: вулканизм, базальты и андезиты, частичное плавление мантии, U–Pb возраст, орогенез, складчатые пояса, Восточный Казахстан, Центральная Азия, Таримская крупная изверженная провинция

DOI: 10.31857/S0016853X20040049

ВВЕДЕНИЕ

Вулканические формации являются важным индикатором эндогенной активности, при этом формы, масштабы, длительность проявления и особенности состава вулканических пород зависят от геодинамических обстановок. Для понимания эволюции складчатых поясов большое значение

имеет орогенный вулканизм, отражающий разные стадии аккреционно-коллизионных процессов.

Одним из крупнейших внутриконтинентальных аккреционно-коллизионных поясов является Центрально-Азиатский складчатый пояс, сформированный в течение фанерозоя при закрытии Палеоазиатского океана. Эволюция структур

Центрально-Азиатского складчатого пояса завершилась в позднем палеозое с формированием нескольких герцинских складчатых систем, протягивающихся вдоль южной окраины Сибирского континента [4, 7, 14, 38]. Примером таких систем являются Обь–Зайсан–Гобийская и Джунгаро–Балхашская, где орогенные процессы происходили в течение карбона–перми. Здесь в составе герцинских структурно-вещественных комплексов широко распространены орогенные вулканы, часто имеющие континентальную природу [8, 10, 11, 13]. Было показано, что орогенные вулканы ассоциируют с молассовыми отложениями континентальной природы, и вместе заполняют межгорные прогибы и впадины в орогенном сооружении. Геологический анализ размещения и внутреннего строения вулканогенно-молассовых формаций в складчатых структурах Евразии [13] позволил выделить два главных типа:

- унаследованные впадины и прогибы, сформированные на раннеорогенном этапе (закрытия океанических пространств), характеризующиеся наиболее полными разрезами от мелководных морских до континентальных моласс с разнообразием вулканитов;

- наложенные впадины и прогибы, сформированные на позднеорогенном этапе (масштабного распространения орогении), характеризующиеся континентальной природой как терригенных осадков, так и вулканитов.

Территория Восточного Казахстана располагается на северо-западном фланге Обь–Зайсан–Гобийской складчатой системы. Геологическая структура была сформирована в интервале от позднего девона до ранней перми, в ходе аккреционно-коллизийного взаимодействия Сибирского континента, Казахстанского континента и Обь–Зайсанского палеоокеанического бассейна. Закрытие палеоокеанического бассейна произошло в конце раннего–начале среднего карбона (граница серпуховского и башкирского ярусов, ~320–315 млн лет назад), было сформировано орогенное сооружение, для которого было предложено название Алтайская коллизийная система герцинид [2]. В результате аккреционно-коллизийных событий на территории современного Восточного Казахстана оказались совмещены структурно-вещественные комплексы разной геодинамической природы (рис. 1). Широко проявлены вулканические формации [6, 7], которые представлены следующими основными типами:

- Палеоокеанические вулканы, имеющие среднепалеозойский (силур–девон) возраст, и представленные базальтами и андезибазальтами различных геохимических типов (N-MORB, E-MORB, OIB). Они ассоциированы с глубоко-водными кремнистыми осадками и сохранились

фрагментарно в тектонических блоках в меланже Чарского офиолитового пояса [3, 33];

- Палеоостроводужные вулканы, имеющие позднепалеозойский возраст (от позднего живета до раннего визе) и представленные андезитами, андезибазальтами и базальтами с геохимическими характеристиками субдукционных вулканитов. Они сохранились в Чарской зоне в форме тектонических покровов, и в Жарма-Саурской зоне, являвшейся в девоне–начале карбона активной окраиной Казахстанского континента. Геологическая позиция и особенности состава свидетельствуют, что эти вулканы являлись составной частью островных дуг, сформированных внутри океанического бассейна, либо на его Казахстанской окраине [7, 34].

- Орогенические вулканические формации, заполняющие немногочисленные прогибы и мульды в центральной части территории (см. рис. 1). Эти вулканы ассоциированы с средне- и позднекаменноугольными терригенными молассовыми отложениями континентальной природы. Геолого-структурная позиция и геодинамическая природа этих вулканитов была достаточно хорошо охарактеризована ранее [6, 13]. Вместе с тем, появление в последние десятилетия новых прецизионных геохимических, изотопных и геохронологических методов позволяет провести исследование состава и возраста вулканических пород на новом уровне.

В настоящей статье изложены результаты петрогеохимических, изотопных и геохронологических исследований преимущественно базальт-андезитовых вулканических пород орогенной природы. Целью статьи является определение позиции вулканических прогибов в эволюции Алтайской коллизийной системы герцинид и разработка геодинамической модели, объясняющей проявления континентального вулканизма.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Геодинамический режим сближения Сибирского и Казахстанского континентов и закрытия Обь-Зайсанского бассейна охарактеризован как коллизийно-сдвиговый, обусловленный относительным поворачиванием Сибирского и Казахстанского континентальных блоков [2]. Подобный характер взаимодействия описан для многих аккреционно-коллизийных систем Центральной Азии [1], его особенностью является возникновение протяженных региональных разломов сдвиговой природы на ранних стадиях формирования орогенных сооружений. В Алтайской коллизийной системе были заложены несколько крупных разломов – Жарминский, Боко-Байгузинский, Чарский, Западно-Калбинский, Иртышский и другие (см. рис. 1), разделяющие относительно

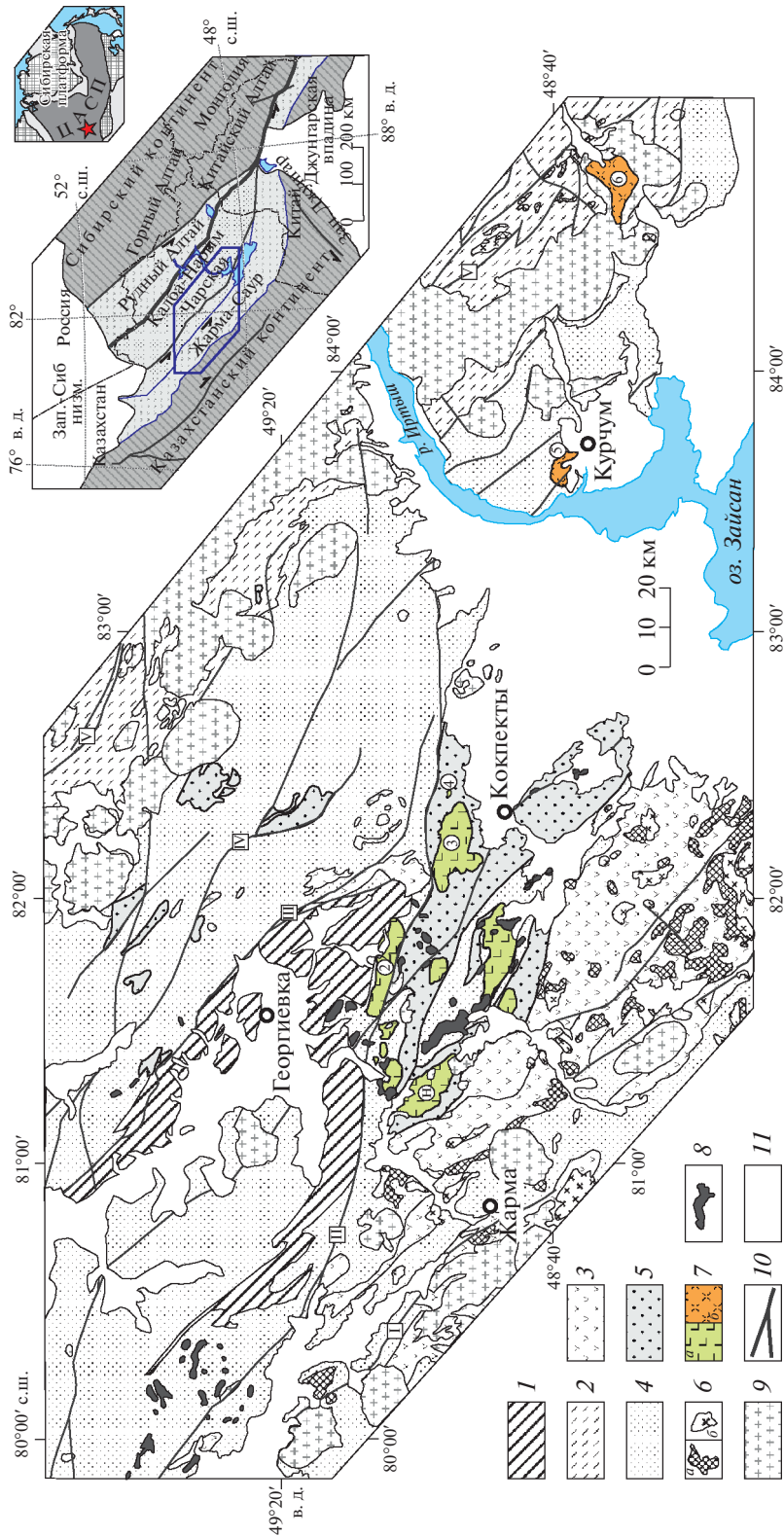


Рис. 1. Схема центральной части Алтайской коллизионной системы герцинид и размещения орогенных вулканитов. Показано (врезка): положение Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП); главные структурно-формационные зоны Алтайской коллизионной системы. Исследованные структуры (цифры в кружках): 1 – Тюрешокинская мульда, 2 – Сарыжалынский ареал, 3 – Даубайский ареал, 4 – купол г. Толагай, 5 – Актюбинская мульда, 6 – Калпугинская мульда.
 I – структурно-вещественные комплексы палеоокеанической природы (Pz₁₋₂): серпентинитовый меланж, осадочные кремнистые, кремнисто-глинистые, известковоистые отложения, базальты, гипербазиты; 2 – терригенные отложения такырской серии (D₃-C₁) в Калба-Нарымской зоне: песчаники, алевропесчаники, алевролиты, аргиллиты, черные сланцы; 3 – вулканические формации палеостроvolужной природы в пределах Жарма-Саурской зоны (D₂-C_{1y}) и Чарской зоны (C_{1y}); 4 – терригенные отложения (C_{1s}): песчаники, конгломераты, углисто-глинистые и глинистые алевролиты; 5 – молассовые отложения буконьской свиты (C₂): конгломераты, гравелиты, полимиктовые песчаники, осадочные брекчии; 6 – интрузивные образования раннеорогенного этапа (C_{1s}): а – габбро-диориты саурского комплекса, б – гранитоиды бугазского комплекса; 7 – вулканические формации прогибов и мульды состава: а – преимущественно базальт-андезитового, б – преимущественно дацит-риолитового; 8–9 – посторогенные интрузивные комплексы (P₁): 8 – габбро-аргилитовый комплекс, 9 – граниты и лейкограниты, в том числе в составе Калбинского и Жарминского батолитов (P₁); 10 – разломы: I – Жарминский, II – Боко-Байгузинский, III – Чарский, IV – Западно-Калбинский, V – Иртышский; 11 – четвертичные отложения

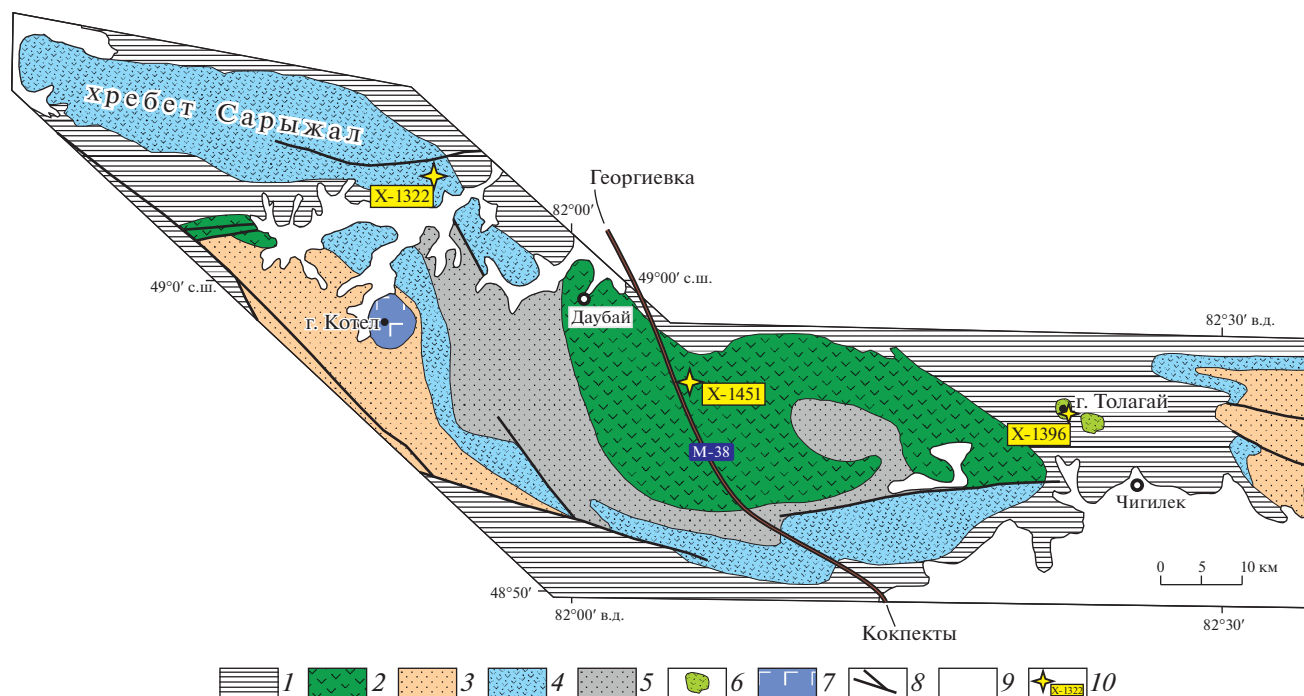


Рис. 2. Схема геологического строения Сарыжальско-Даубайского прогиба, по [13].

1 – вмещающие терригенные нижнекаменноугольные отложения; 2–5 – вулканогенно-молассовые образования: 2 – нижняя вулканогенная толща, преимущественно андезибазальты и андезиты, 3 – пестроцветная терригенная толща, 4 – верхняя вулканогенная толща (преимущественно андезиты), 5 – сероцветная терригенная толща; 6 – экструзивные андезиты Толагайского купола; 7 – интрузивные габбро аргимбайского комплекса (P_1); 8 – разломы; 9 – четвертичные отложения; 10 – точки отбора проб для U–Pb геохронологических исследований

крупные структурные блоки. На всех стадиях орогенеза эти разломы являлись одними из главных структурных элементов, контролировавших тектонические деформации и магматизм [6, 7].

Размещение вулканических прогибов Восточного Казахстана также определялось положением главных разломов. Сдвиговые движения, продолжавшиеся в процессе орогении, определяли возникновение областей сжатия и растяжения, что могло привести к формированию межгорных впадин. Пересечение крупных Боко-Байгузинского и Чарского и нескольких меньших разломов в центральной части территории Восточного Казахстана привело к возникновению крупной орогенной впадины, заполненной молассовыми отложениями (см. рис. 1). Эти отложения объединены в буконскую свиту (C_2b) среднего карбона и представлены полимиктовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, осадочными брекчиями, глинистыми и углисто-глинистыми алевролитами. Мощность свиты оценивается в 1500–2000 м [6]. Буконская свита налегает со структурным несогласием на раннекарбонные отложения, в основании свиты прослой конгломератов, – по набору пород она соответствует мелководно-морской молассе с переходом в континентальную молассу.

На отложениях буконской свиты сформировано несколько наложенных прогибов – Сары-

жальско-Даубайский прогиб, Тюрешокинская, Воронцовская, Майтубинская мульды, которые заполнены вулканогенно-молассовой формацией среднего-позднего карбона [6]. Наиболее крупной из этих структур является Сарыжальско-Даубайский прогиб (рис. 2). Вулканические и осадочные стратифицированные толщи Сарыжальско-Даубайского прогиба ранее были выделены в даубайскую и майтубинскую свиты среднего-позднего карбона [6]. Разрез отложений начинается с лавовой и туфолоавовой толщ, мощностью до 400 м, которая с несогласием залегает на песчаниках буконской свиты. Вулканические породы этой толщи формируют крупный Даубайский ареал. Главные разности пород представлены лавами андезибазальтов, лавами и туфами андезитов, встречаются прослой лав базальтового состава. Выше по разрезу залегает пестроцветная терригенная толща, мощностью до 1000 м, представленная полимиктовыми песчаниками и гравелитами с прослоями конгломератов. Эта толща перекрывается вулканогенной толщей мощностью до 700 м, сложенной лавами и туфами андезитового (преобладают) и дацитового состава. Наиболее полный разрез этой толщи проявлен в Сарыжальском ареале, на современном эрозионном срезе породы слагают хребет Сарыжал (см. рис. 2). Завершается разрез Сарыжальско-Даубайского прогиба толщей сероцветных песча-

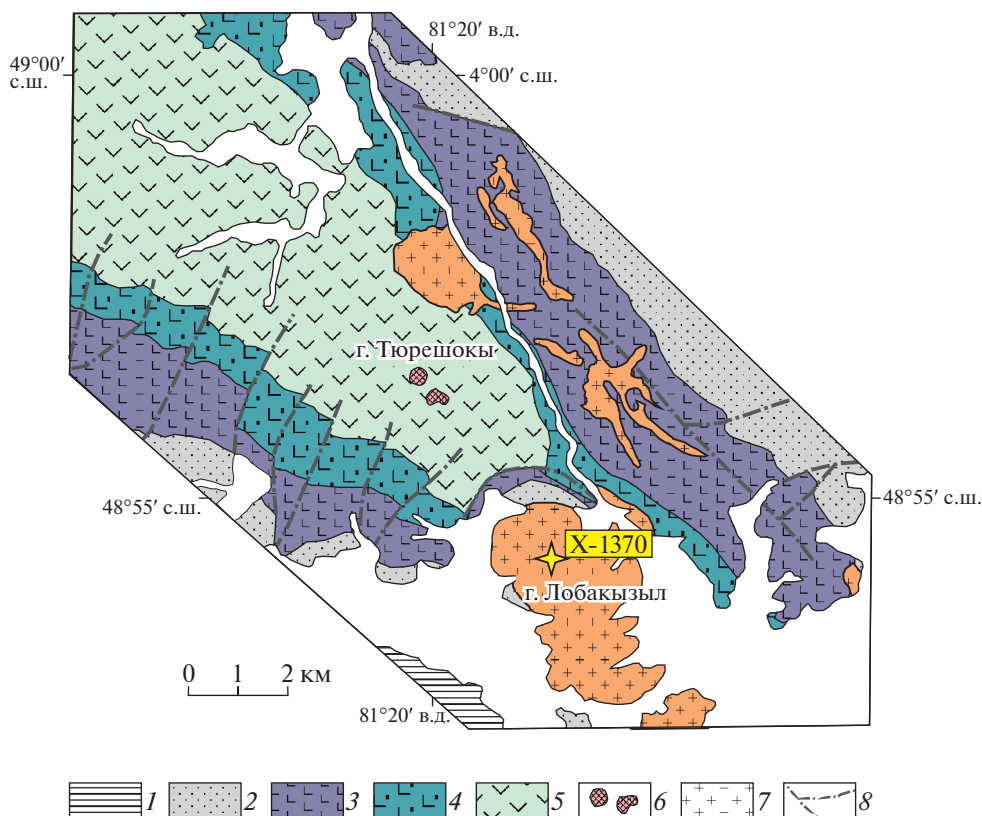


Рис. 3. Схема геологического строения Тюрешокинской мульды (по [6], с изменениями).

Показана точка отбора пробы риолит-порфиров для U–Pb геохронологических исследований.

1 – нижнекаменноугольные отложения; 2 – пестроцветная толща (С_{2–3}): конгломераты с прослоями тонколейстовых базальтов, пестроцветные полимиктовые песчаники и гравелиты, туфы и туффиты; 3 – нижняя пачка скуднопорфировых и афанитовых базальтов, иногда миндалекаменных; 4 – средняя пачка крупнолейстовых базальтов; 5 – верхняя пачка афанитовых и микропорфировых андезибазальтов с миндалекаменными лавами в верхней части; 6 – туфобрекчии и туфы кислого состава с прослоями риолитов; 7 – субвулканические риолит-порфиры; 8 – разломы

ников, мощностью до 800 м, распространенной в осевой части прогиба.

К востоку от Даубайского ареала (см. рис. 2) среди песчанников отложений буконьской свиты располагаются два экструзивных купола, хорошо выраженные в рельефе в виде двух гор, господствующих в долине р. Шигилек: Толагай (985 м) и Малый Толагай (837 м). Пространственная близость и одинаковый облик пород позволяет предположить существование единого экструзивного купола, который мы назвали Толагайским.

К западу от Сарыжальско-Даубайского прогиба располагаются Воронцовский прогиб и Тюрешокинская мульда. Последняя интересна тем, что представляет собой верхнюю часть разреза вулканогенно-молассовой формации – она залегает на сероцветных песчаниках, которые завершают разрез Сарыжальско-Даубайского прогиба. Предшествующими геологическими исследованиями [6] вулканическая толща Тюрешокинской мульды разделена на три пачки (рис. 3). Нижняя пачка несогласно залегает на сероцветных терригенных отложениях (С_{2–3}), имеет мощность 100–

350 м, и представлена базальтовыми и андезибазальтовыми лавами, которые чередуются с маломощными прослоями вулканических брекчий, туфобрекчий и туфов. Средняя пачка, мощностью 70–200 м, сложена однородными крупнолейстовыми плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами базальтового состава. Верхняя пачка, мощностью 200–210 м, представлена переслаиванием афанитовых или скуднопорфировых андезитов, в верхней части разреза сменяющимися миндалекаменными лавами. Верхняя часть разреза мульды обнажена на вершине горы Тюрешоки и представлена маломощной (до 50 м) пачкой кислых туфов с прослоями риолитов. Также кремнекислые образования образуют несколько субвулканических тел разнообразной формы, сложенных риолитами и риолит-порфиритами, среди которых самым крупным является массив горы Лобақызыл (см. рис. 2).

В пределах Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана, в ее юго-восточном фланге, расположены две крупные вулканические мульды – Актобинская и Калгутинская (см. рис. 1). Калгутинская мульда сложена дацит-порфиритами и

риодацит-порфирами, суммарная мощность отложений составляет около 3000 м, также отмечаются экструзивные тела гранодиорит-порфири и гранит-порфири [12]. Породы Калгутинской мульды прорваны раннепермскими гранитами Калбинского батолита. Актобинская мульда располагается среди песчано-сланцевых отложений, в ее составе преобладают дациты (слагают нижнюю часть разреза мощностью 150–200 м) и риолиты (слагают большую часть разреза мощностью более 1500 м), отмечены тела экструзивных дацит-порфири и риодацит-порфири. Проведенные ранее исследования петрографии, минералогии и вещественного состава дацитов и дацит-порфири Актобинской мульды [15] позволили установить, что дацитовые магмы формировались в условиях нижней коры при температурном воздействии базитовых магм. Поскольку коллекция образцов по Актобинской и Калгутинской мульдам немногочисленна, мы не предпринимали их детального изучения и не приводим характеристику вещественного состава пород. Тем не менее, из имеющихся проб дацит-порфири нам удалось выделить монофракцию цирконов и провести геохронологические исследования, результаты которых мы приводим в статье.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Аналитические исследования главным образом выполнялись с использованием оборудования Центра коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований (ЦКП МИИ) ИГМ СО РАН (г. Новосибирск, Россия). Определение содержания петрогенных компонентов проведено методом рентгенофлуоресцентного анализа на спектрометре ARL-9900 XL (Thermo Element, г. Уолтем, шт. Массачусетс, США) (аналитик Н.Г. Карманова). Определение концентраций редкоземельных и редких элементов проведено методом ICP-MS на масс-спектрометре Finnigan Element (Thermo Fisher Scientific, г. Бремен, Германия) (аналитик И.В. Николаева). Rb–Sr изотопные исследования проводились по валовым пробам пород в ЦКП МИИ ИГМ СО РАН (г. Новосибирск, Россия) (аналитик В.Ю. Киселева) на твердофазном мультиколлекторном масс-спектрометре MI-1201-AT (ОАО SELMI, г. Сумы, Украина) с использованием двухлучевых источников ионов. Правильность определения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ контролировалась параллельным измерением в каждой серии образцов стандартной горной породы ИСГ-1 с изотопным отношением стронция $0.71732 \pm 10(2\sigma)$ и содержаниями Rb 145 г/т и Sr 227 г/т. Первичные изотопные отношения стронция рассчитаны с использованием $\lambda(^{87}\text{Rb}) = 1.42 \times 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$.

Sm–Nd изотопные исследования выполнены по валовым пробам пород в Геологическом ин-

ституте КНЦ РАН (г. Апатиты, Россия) на семиканальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (Thermo Fisher Scientific, г. Бремен, Германия) (аналитик Т.Б. Баянова). Измерения изотопных отношений проводили в статическом режиме с использованием двухлучевых источников ионов. В период проведения исследований значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla составляло $0.511851 \pm 17 (2\sigma)$. Погрешность изотопного анализа неодима в пробах не превышала 0.003% (2σ). Погрешность определения отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ оценена по воспроизводимости результатов анализа стандартной горной породы BCR и составляет 0.3% (2σ). Изотопный состав неодима в процессе измерений нормализовали по отношению к $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, а затем приводили к значению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в стандарте La Jolla.

Геохронологические исследования U–Pb методом проводились в ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия (аналитик Д.В. Семенова) на масс-спектрометре высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой Thermo Scientific Element XR (Thermo Fisher Scientific, г. Бремен, Германия), соединенном с системой лазерной абляции UP 213 (New Wave Research, г. Фримонт, шт. Калифорния, США) согласно методике, описанной в [17]. Параметры измерения масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала ^{208}Pb при минимальной значении $^{248}\text{ThO}^+ / ^{232}\text{Th}^+$ (менее 2%), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполняли по массам ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb} + \text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{235}U , ^{238}U . Съемка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме ^{238}U и ^{232}Th (режим triple). Диаметр лазерного луча составлял 25–30 мкм, частота повторения импульсов 5 Hz и плотность энергии лазерного излучения $\sim 3 \text{ Дж/см}^2$. Данные масс-спектрометрических измерений обрабатывали с помощью программы Glitter [24]. U–Pb изотопные отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов TEMORA-2 [19], Plesovice [35]. Погрешности единичных анализов (отношений, возрастов) приведены на уровне 1σ , погрешности вычисленных конкордантных возрастов – на уровне 2σ . Диаграммы с конкордией построены с использованием программы Isoplot [29].

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Нами были проведены исследования вещественного состава вулканических пород Даубайского и Сарыжальского ареалов, Толагайского купола, Тюрешокинской мульды (табл. 1). В

Таблица 1. Представительные анализы вулканических пород.

№ обр.	X-922	X-1464	X-1453	X-1458	X-918	X-1460	X-1451	X-1456	X-1465	X-1466
компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	49.34	52.23	53.28	58.18	58.94	59.29	59.50	60.01	61.63	64.18
TiO ₂	1.43	0.78	0.63	0.73	0.78	0.73	0.83	0.91	0.60	0.58
Al ₂ O ₃	18.65	17.26	17.61	17.71	17.89	17.67	15.76	17.27	17.04	16.24
FeO*	9.16	6.84	5.31	6.05	5.04	5.50	5.98	5.10	5.35	4.92
MnO	0.16	0.09	0.12	0.09	0.07	0.08	0.08	0.06	0.06	0.07
MgO	5.30	4.99	2.37	2.74	2.83	2.67	1.81	2.62	1.10	1.05
CaO	7.17	8.73	6.37	5.75	6.96	6.41	3.50	2.08	3.53	2.35
Na ₂ O	3.22	2.41	4.55	3.47	3.17	3.16	3.98	3.88	6.29	5.72
K ₂ O	2.45	1.19	1.44	0.49	0.50	0.31	2.02	2.24	1.48	1.85
P ₂ O ₅	0.31	0.16	0.26	0.18	0.19	0.19	0.25	0.26	0.28	0.29
П.п.п.	2.10	3.71	7.44	3.07	3.23	3.18	5.06	4.31	1.49	1.38
Сумма	100.31	99.31	100.10	99.30	100.16	99.92	99.61	99.48	99.59	99.31
Rb	30	23	32	6.4	9.1	4.3	29	34	17.5	27
Cs	0.25	0.52	0.52	0.15	0.22	0.15	0.22	0.45	0.22	0.26
Sr	780	922	601	954	819	938	704	186	675	533
Ba	728	404	420	717	514	397	655	464	551	483
Y	21	12.8	11.3	10.0	9.9	10.5	16.2	16.8	15.7	14.8
Zr	134	93	129	81	83	85	219	161	250	244
Nb	9.5	4.0	10.7	4.0	4.2	4.3	13.3	9.6	13.4	12.8
La	18.9	11.2	15.9	9.5	10.5	10.4	40	24	41	35
Ce	39	24	30	19.6	22	22	75	46	73	63
Pr	5.2	3.0	4.0	2.6	2.8	2.8	8.2	5.4	7.6	6.9
Nd	20	12.3	15.5	11.0	11.0	11.9	29	22	27	24
Sm	4.2	2.6	2.9	2.3	2.3	2.5	4.8	3.9	3.9	3.6
Eu	1.25	0.85	0.88	0.71	0.68	0.65	1.42	1.06	1.06	1.06
Gd	4.3	2.7	2.5	2.1	2.6	2.3	3.9	3.6	3.4	3.1
Tb	0.67	0.39	0.36	0.30	0.37	0.33	0.49	0.52	0.44	0.41
Dy	3.7	2.1	1.92	1.75	1.69	1.77	2.9	2.8	2.4	2.4
Ho	0.79	0.45	0.39	0.36	0.36	0.36	0.54	0.60	0.53	0.49
Er	2.1	1.24	1.12	1.01	0.96	1.03	1.50	1.65	1.54	1.48
Tm	0.32	0.17	0.17	0.14	0.15	0.14	0.22	0.25	0.21	0.22
Yb	1.93	1.05	1.02	0.81	0.81	0.90	1.40	1.60	1.43	1.54
Lu	0.32	0.15	0.16	0.12	0.14	0.14	0.21	0.24	0.21	0.22
Hf	3.4	2.3	2.9	1.88	2.4	2.1	4.2	3.5	4.8	4.7
Ta	0.62	0.26	0.63	0.23	0.33	0.26	0.83	0.60	0.89	0.86
Th	3.1	1.91	2.7	1.72	1.94	1.84	6.6	4.0	6.1	6.1
U	0.89	0.84	1.28	0.79	0.78	0.90	1.62	1.36	1.89	1.54

Таблица 1. Продолжение.

№ обр.	X-1454	X-1399	X-1396	X-1400	X-1473	X-1469	X-1470	X-1371	X-1372	X-916
компонент	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	65.84	60.33	60.59	61.30	63.84	64.62	64.87	61.18	62.24	62.87
TiO ₂	0.50	0.45	0.46	0.43	0.30	0.31	0.30	0.52	0.55	0.67
Al ₂ O ₃	16.33	15.15	15.28	16.16	17.37	17.28	16.94	15.88	15.79	16.81
FeO*	1.94	4.17	4.30	4.12	3.07	2.77	3.09	3.67	3.76	4.36
MnO	0.04	0.07	0.08	0.08	0.06	0.07	0.05	0.07	0.07	0.05
MgO	1.52	4.12	3.96	3.79	0.42	1.01	0.88	2.63	2.97	2.03
CaO	3.30	5.42	5.48	4.55	2.09	3.04	4.35	4.44	3.84	3.07
Na ₂ O	6.46	4.34	4.40	5.03	7.45	5.69	4.42	5.22	4.60	5.18
K ₂ O	0.84	2.46	2.30	2.45	2.30	2.57	2.33	1.75	2.10	3.44
P ₂ O ₅	0.15	0.22	0.23	0.21	0.16	0.16	0.17	0.16	0.16	0.28
П.п.п.	2.16	2.27	2.39	1.28	1.82	1.52	1.60	3.17	2.62	0.70
Сумма	99.42	99.62	100.08	99.97	99.33	99.46	99.44	99.27	99.23	99.93
Rb	6.1	32	29	33	30	35	35	22	30	62
Cs	0.26	0.31	0.31	0.39	0.19	0.19	0.22	0.35	0.39	0.70
Sr	708	1289	1012	1325	809	1164	768	1025	774	849
Ba	560	457	387	431	460	486	423	707	547	1203
Y	10.5	9.5	9.6	9.3	8.6	8.9	8.8	12.9	10.2	12.5
Zr	132	130	129	137	175	179	181	118	112	175
Nb	9.1	2.4	2.4	2.4	3.5	3.3	3.3	3.9	4.9	11.9
La	21	20	20	19.6	24	25	25	16.1	12.9	27
Ce	35	44	43	44	53	55	55	32	24	53
Pr	3.6	5.6	5.7	5.7	6.7	6.9	6.8	4.1	3.0	6.2
Nd	12.8	24	24	24	26	28	27	17.0	11.8	21
Sm	2.2	4.4	4.1	3.9	3.8	4.5	4.2	3.3	2.4	3.0
Eu	0.70	1.15	1.17	1.09	1.16	1.12	1.14	0.93	0.65	0.82
Gd	2.2	3.0	3.1	3.1	2.8	3.0	3.1	2.6	2.1	3.3
Tb	0.30	0.42	0.39	0.42	0.33	0.36	0.30	0.39	0.34	0.40
Dy	1.69	1.76	1.85	1.91	1.55	1.63	1.58	2.3	1.88	2.2
Ho	0.33	0.33	0.33	0.33	0.27	0.30	0.30	0.45	0.35	0.44
Er	0.99	0.86	0.90	0.92	0.74	0.81	0.80	1.25	1.05	1.23
Tm	0.15	0.12	0.12	0.14	0.11	0.11	0.11	0.19	0.15	0.18
Yb	1.02	0.77	0.72	0.86	0.70	0.70	0.70	1.16	0.99	0.98
Lu	0.15	0.11	0.11	0.12	0.099	0.10	0.11	0.18	0.14	0.16
Hf	3.3	3.4	3.4	3.7	4.2	4.3	4.3	3.0	2.8	4.3
Ta	0.72	0.15	0.15	0.15	0.20	0.17	0.17	0.30	0.36	0.99
Th	5.4	2.7	2.7	3.0	4.0	3.8	3.9	3.0	2.6	7.6
U	2.2	1.19	1.22	1.25	1.68	1.60	1.60	1.25	1.26	2.3

Таблица 1. Продолжение.

№ обр.	X-915	X-1322	X-1366	X-814	X-1367	X-810	X-1362	X-816	X-802	AG-12
компонент	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	66.94	66.69	49.64	50.86	51.80	52.82	54.07	54.45	56.67	56.79
TiO ₂	0.36	0.34	1.33	1.585	1.19	1.341	1.28	0.967	0.979	0.96
Al ₂ O ₃	16.88	16.38	15.40	15.25	15.79	15.64	16.47	17.7	15.75	16.98
FeO*	2.79	3.00	7.61	7.86	7.10	8.37	7.54	6.03	6.76	5.88
MnO	0.09	0.10	0.12	0.143	0.10	0.134	0.15	0.151	0.101	0.13
MgO	0.80	0.77	5.06	2.6	4.18	3.8	3.07	1.14	2.65	2.06
CaO	2.35	2.18	7.13	5.19	7.19	6.87	6.25	4.69	5.95	4.02
Na ₂ O	5.33	5.33	3.88	6.42	3.64	4.44	4.00	7.22	4.7	5.31
K ₂ O	3.18	3.13	1.67	2.01	1.23	1.63	1.40	1.56	1.87	2.58
P ₂ O ₅	0.19	0.18	0.72	0.946	0.50	0.746	0.54	0.584	0.429	0.59
П.п.п.	0.78	1.10	6.10	6.7	5.74	3.25	4.09	4.71	3.86	2.87
Сумма	100.01	99.69	99.76	100.59	99.52	100.09	99.93	100.12	100.58	99.15
Rb	57	55	15.8	24	20	25	13.6	15.1	32	20
Cs	0.94	0.93	0.19	0.39	0.85	0.17	0.23	1.56	0.16	0.31
Sr	569	636	1453	1087	947	1346	960	1714	716	1569
Ba	905	816	1038	1261	631	1124	609	2510	903	1952
Y	15.3	14.8	23	38	19.6	28	21	37	19.9	29
Zr	214	225	253	276	209	267	216	214	250	286
Nb	26	25	18.4	17.9	14.6	27	15.1	17.3	20	14.2
La	40	37.3	52	66	35	51	36	85	39	73
Ce	73	68	102	129	69	100	69	165	76	151
Pr	7.9	7.1	12.8	18.1	8.4	13.7	8.4	24	8.4	19.0
Nd	25	22.3	50	69	33	52	34	84	29	73
Sm	4.0	3.3	8.6	12.0	5.9	8.7	6.5	12.6	5.5	11.0
Eu	0.77	0.79	2.3	3.2	1.59	2.4	1.79	3.4	1.51	2.8
Gd	3.4	2.9	6.6	9.2	5.2	7.0	5.4	8.9	4.9	7.9
Tb	0.40	0.45	0.95	1.22	0.72	1.00	0.81	1.16	0.71	1.14
Dy	2.5	2.3	4.4	6.4	3.7	5.1	4.0	5.8	3.7	5.4
Ho	0.52	0.47	0.81	1.24	0.69	0.90	0.72	1.11	0.68	0.99
Er	1.61	1.46	2.2	3.5	1.94	2.5	1.94	3.1	1.98	2.9
Tm	0.24	0.23	0.30	0.52	0.29	0.35	0.29	0.49	0.29	0.42
Yb	1.59	1.5	1.73	3.3	1.61	2.3	1.73	3.2	1.90	2.7
Lu	0.24	0.22	0.27	0.47	0.24	0.33	0.27	0.48	0.26	0.38
Hf	5.1	5.2	4.9	6.3	4.2	6.5	4.5	6.4	5.5	5.7
Ta	2.1	1.88	0.98	1.80	0.87	1.90	0.84	1.24	0.99	0.81
Th	11.3	9.5	2.5	2.8	2.4	2.9	2.2	3.5	3.7	3.1
U	3.9	3.50	0.84	0.85	0.84	1.02	0.84	0.50	1.18	1.14

Таблица 1. Окончание.

№ обр.	X-1361	X-813	X-815	X-804	X-809	X-807	AG-11	X-806	X-1370	X-1368
компонент	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
SiO ₂	57.60	58	58.95	60.97	64.41	74.66	74.86	78.93	74.87	80.70
TiO ₂	0.99	1.301	1.357	1.165	0.7	0.192	0.20	0.092	0.14	0.14
Al ₂ O ₃	17.42	15.24	15.75	14.28	14.75	12.66	12.94	11.43	12.89	10.56
FeO*	5.96	6.39	7.00	7.04	4.20	1.57	1.45	1.91	1.22	0.91
MnO	0.16	0.124	0.107	0.052	0.106	0.041	0.03	0.034	0.05	0.01
MgO	1.98	2.81	1.78	1.52	1.26	0.52	0.29	0.35	0.18	0.10
CaO	4.35	4.87	3.62	3.08	3.35	0.44	0.57	0.27	0.29	0.18
Na ₂ O	5.71	5.5	5.13	6.87	6.72	2.65	4.65	5.61	4.08	5.62
K ₂ O	2.63	1.17	1.72	2.39	1.24	4.92	3.36	0.36	4.50	0.27
P ₂ O ₅	0.63	0.56	0.697	0.58	0.253	0.047	0.06	0.03	0.03	0.03
П.п.п.	1.60	2.76	2.21	1.98	2.79	2.24	0.73	0.4	0.73	0.52
Сумма	99.99	99.5	99.22	100.81	100.35	100.28	99.43	99.6	99.23	99.17
Rb	23	13.4	19.8	28	15.3	81	44	9.6	80	3.9
Cs	0.27	0.29	0.24	0.073	0.48	2.3	0.66	0.37	0.62	0.27
Sr	1645	555	422	662	330	212	190	135	44	77
Ba	2009	558	1192	1007	755	1655	790	148	658	141
Y	31	27	34	22	31	21	18.7	15.1	18.4	12.1
Zr	292	201	315	286	374	103	98	75	72	90
Nb	14.9	20	23	24	23	22	19.5	23	20	16.6
La	79	45	59	38	82	24	25	15.3	18.2	24
Ce	161	93	122	79	154	49	51	31	37	44
Pr	19.9	13.1	16.6	9.9	19.5	6.0	5.5	4.0	4.4	4.8
Nd	77	50	60	37	62	19.9	19.9	12.9	15.3	15.6
Sm	12.2	8.7	10.8	6.4	8.3	3.8	3.5	2.9	3.3	2.3
Eu	3.0	2.1	2.7	1.70	1.66	0.65	0.49	0.40	0.38	0.31
Gd	8.7	6.2	7.9	5.5	6.1	3.0	3.2	2.3	2.8	1.78
Tb	1.19	0.83	1.14	0.74	0.81	0.44	0.51	0.39	0.48	0.29
Dy	5.8	4.7	5.9	3.9	4.5	3.0	2.9	2.3	2.8	1.70
Ho	1.04	0.86	1.09	0.71	0.78	0.61	0.57	0.44	0.57	0.39
Er	3.0	2.4	3.2	1.84	2.3	1.89	1.74	1.44	1.64	1.14
Tm	0.45	0.35	0.50	0.27	0.40	0.33	0.27	0.24	0.27	0.20
Yb	2.9	2.3	3.2	1.76	2.6	2.6	1.80	1.67	1.73	1.37
Lu	0.42	0.33	0.47	0.24	0.38	0.38	0.27	0.23	0.24	0.21
Hf	6.3	5.0	7.3	5.7	8.4	3.3	3.2	2.9	2.6	2.8
Ta	0.84	1.89	1.75	5.0	1.93	3.5	1.62	5.1	1.64	1.34
Th	3.4	2.4	3.3	2.8	5.1	7.0	7.7	5.8	7.4	6.8
U	1.04	0.59	0.58	0.76	1.15	1.36	1.23	1.20	0.69	4.3

Примечание. Содержание петрогенных компонентов приведено в мас. %, содержание редких элементов приведено в г/т. Даубайский прогиб: 1–3 – базальты, 4–5 – андезибазальты, 6–10 – андезиты, 11 – дацит; Толагайский купол: 12–17 – андезиты; Сарыжальский прогиб: 18–20 – андезиты, 21–22 – дациты; Тюрешокинская мульда: 23–27 – базальты, 28–31 – андезибазальты, 32–35 – андезиты, 36–38 – стратифицированные риолиты, 39–40 – экстрозивные риолит-порфиры.

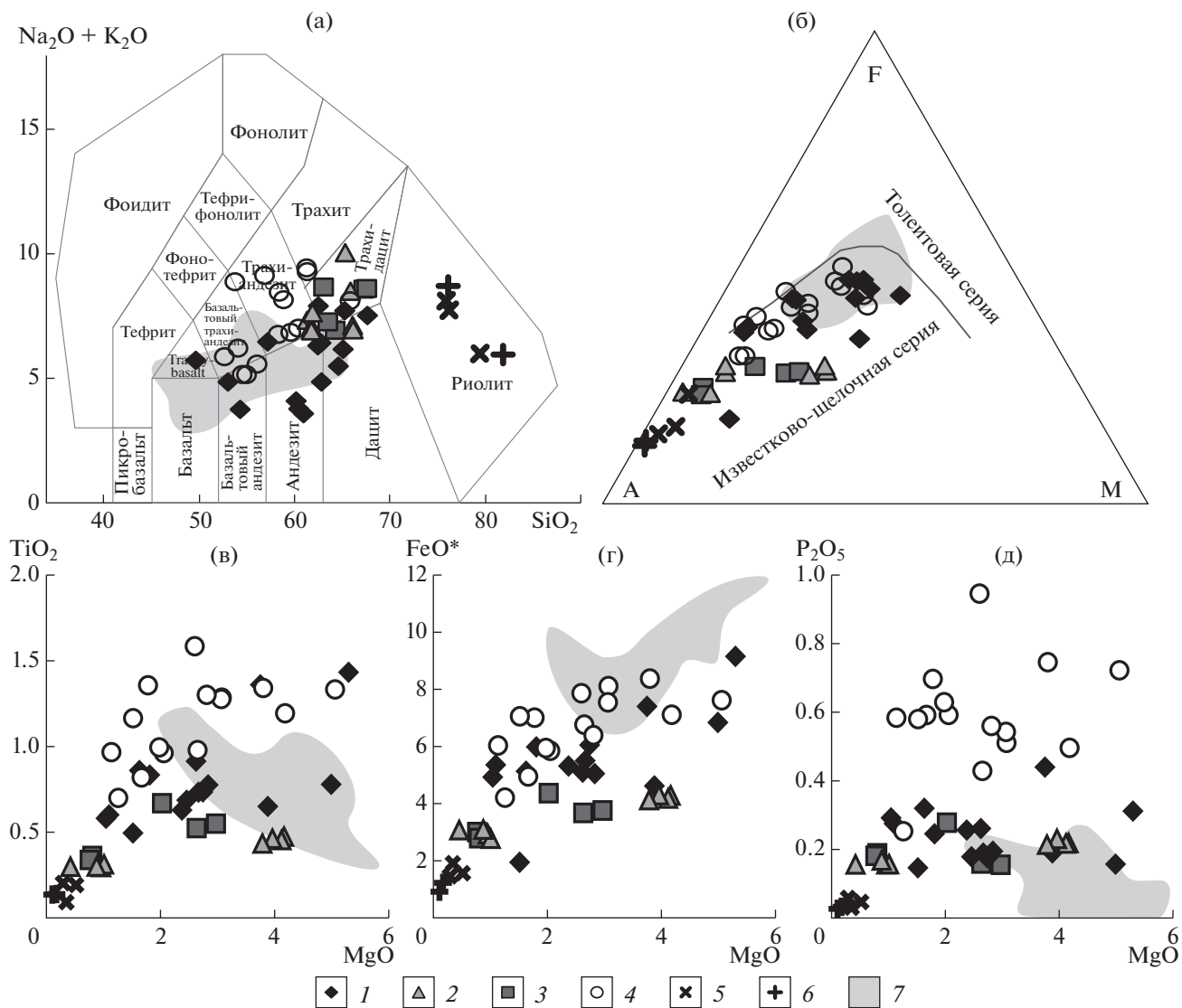


Рис. 4. Составы вулканических пород на петрохимических диаграммах: (а) – SiO₂ – сумма щелочей, по [30]; (б) – AFM, по [25]; (в) – MgO–TiO₂; (г) – MgO–FeO*; (д) – MgO–P₂O₅. 1 – Даубайский ареал; 2 – Толагайский купол; 3 – Сарыжальский ареал; 4 – Тюрешокинская мульда: базальты и андезиты; 5 – Тюрешокинская мульда: риолиты; 6 – Тюрешокинская мульда: экструзивные риолит-порфиры; 7 – базальты и андезиты позднего девона–раннего карбона Чарской зоны, по [33, 34]

Даубайском ареале преобладают плагиоклаз-порфировые андезибазальты и андезиты, менее распространены плагиоклаз-порфировые и клинопироксен-порфировые базальты. Породы Толагайского купола представлены амфибол-порфировыми андезитами и дацитами. В Сарыжальском прогибе распространены амфибол-порфировые и плагиоклаз-порфировые андезиты и плагиоклаз-порфировые дациты. В Тюрешокинской мульде встречены афировые и плагиоклаз-порфировые базальты и андезибазальты, афировые андезиты, риолиты.

По соотношению кремнезема и щелочей вулканические породы Даубайского ареала отвечают

нормальному ряду щелочности, породы Сарыжальского ареала и Толагайского купола занимают промежуточное положение между рядами нормальных и субщелочных пород (рис. 4, а). Породы Тюрешокинской мульды наиболее обогащены щелочами соответствуют ряду субщелочные базальты – субщелочные андезиты – субщелочные дациты. По соотношению щелочей, железа и магния все породы соответствуют известково-щелочной серии (см. рис. 4, б). Вариации по MgO характерны для пород всех ареалов, подчеркивая дифференциацию от базальтовых до андезитовых магм. При этом породы Сарыжальского ареала и Тюрешокинской мульды характеризуются отно-

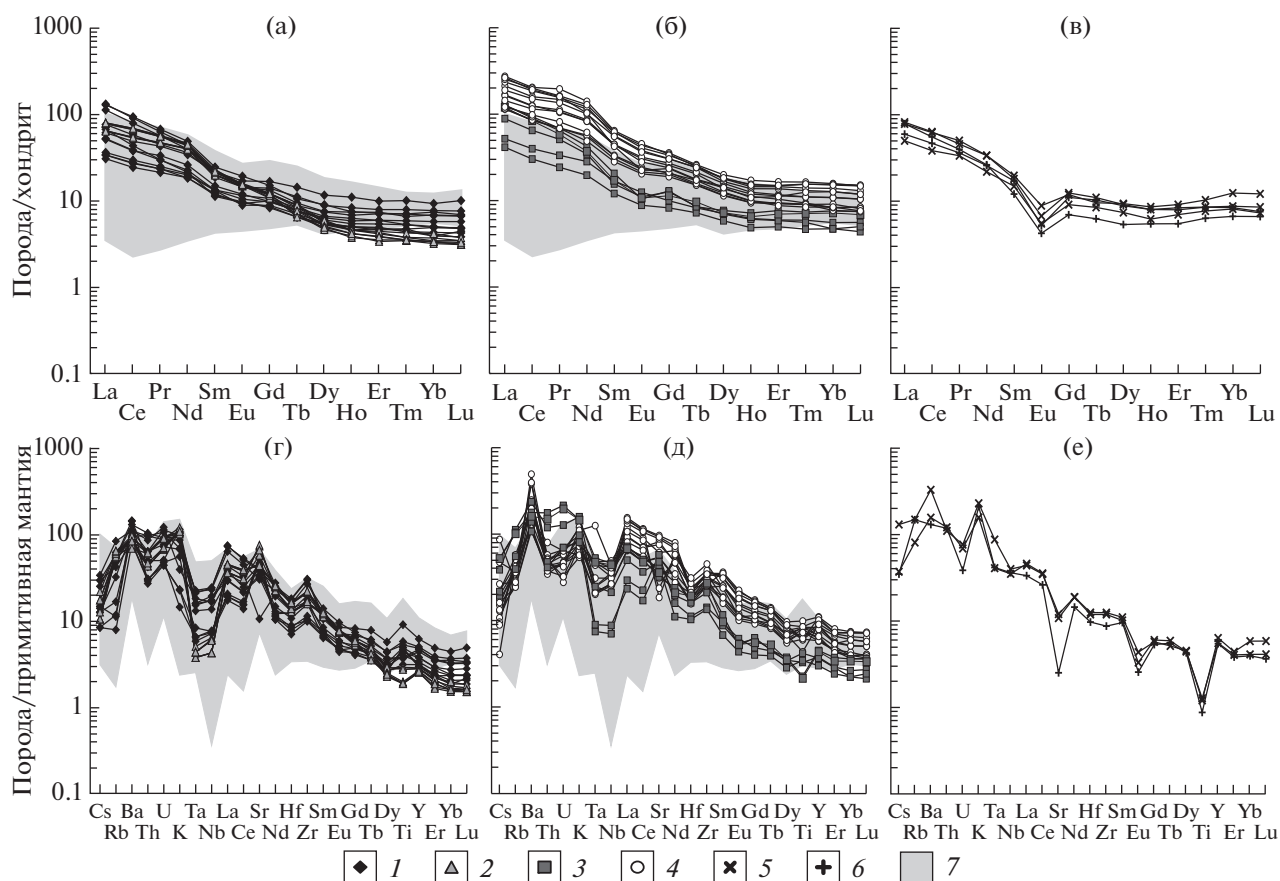


Рис. 5. Геохимические характеристики вулканических пород на спектрах распределения редкоземельных элементов, нормированных по хондриту (а), (б), (в), по [20], и редких элементов, нормированных по примитивной мантии (г), (д), (е), по [36].

1 – Даубайский ареал; 2 – Толагайский купол; 3 – Сарыжальский ареал; 4 – Тюрешокинская мульда: базальты и андезиты; 5 – Тюрешокинская мульда: риолиты; 6 – Тюрешокинская мульда: экструзивные риолит-порфиры; 7 – базальты и андезиты позднего девона–раннего карбона Чарской зоны, по [33, 34]

сительно повышенными содержаниями щелочей, породы Тюрешокинской мульды также выделяются повышенными содержаниями TiO_2 , FeO^* , P_2O_5 (см. рис. 4, в–д). Обе разновидности риолитов Тюрешокинской мульды (покровные и экструзивные) имеют сходный состав, характеризуются высокой кремнекислотностью и повышенными содержаниями щелочей. В двух пробах риолитов низкие содержания калия (см. табл. 1, ан. № 38, 40), что обусловлено натровым метасоматозом при постмагматических изменениях пород, в более свежих разностях количество K_2O варьирует от 3.4 до 4.9 мас. %.

В спектрах РЗЭ всех пород легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми, Eu-минимум отсутствует. В породах разных прогибов неодинаково содержание редкоземельных элементов (рис. 5). Наименьшее количество РЗЭ (от 52 до 169 г/т, среднее по 11 ан. 98 г/т) содержится в породах Даубайского ареала. Относительно повышены концентрации РЗЭ в породах Толагайского купо-

ла (от 105 до 127 г/т, среднее по 7 ан. 116 г/т). Среди пород Сарыжальского ареала выявлено два уровня содержания РЗЭ (два анализа с 62–82 г/т, три анализа с 120–161 г/т). Наибольшее количество РЗЭ содержится в базальтах и андезитах Тюрешокинской мульды (от 168 до 399 г/т, среднее по 13 ан. 270 г/т).

В мультиэлементных спектрах вулканических пород наблюдаются минимумы в содержаниях Ta и Nb (см. рис. 5). Для пород Даубайского и Сарыжальского ареалов, Толагайского купола характерны максимумы по Sr и Zr. Породы Сарыжальского прогиба и Тюрешокинской мульды имеют максимум в концентрации Ba. Для пород Тюрешокинской мульды характерны более высокие концентрации всех редких элементов, поэтому максимумы по Sr и Zr в их спектрах не выделяются. Риолиты Тюрешокинской мульды (см. рис. 5, в, е) имеют ассиметричные спектры распределения РЗЭ, с отрицательным наклоном от La к Eu, и плоские в части тяжелых лантаноидов, Eu мини-

мум выражен слабо. В мультиэлементных спектрах риолитов выделяются максимумы по Ba и K, минимумы по Sr, Eu, Ti.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА

По геологическим соотношениям и фаунистическим определениям возраст базальт-андезитовых вулканических пород в орогенных прогибах ранее оценивался как средний–поздний карбон, а возраст дацит-риодацит-риолитовых мульд оценивался как поздний карбон–ранняя пермь [6, 12]. Для уточнения возраста мы провели геохронологические исследования с помощью U–Pb изотопного метода по единичным зернам цирконов. Показаны места отбора проб (см. рис. 2, см. рис. 3). В Даубайском ареале из пробы андезитов (X–1451) выделена представительная монофракция цирконов. Зерна цирконов вытянуты, имеют призматический габитус, на катодолюминесцентных изображениях заметна концентрическая зональность. При интерпретации измеренных U–Pb изотопных отношений по 33 экспериментальным точкам установлено значение возраста в 311 ± 2 млн лет (рис. 6, а).

На горе Толагай была отобрана проба андезитов (X–1396), из которой выделено небольшое количество зерен цирконов. Для анализа удалось отобрать несколько зерен, имеющих коротко призматический-бипирамидальный габитус и концентрически-зональное внутреннее строение. При интерпретации измеренных U–Pb изотопных отношений по 6 экспериментальным точкам установлено значение возраста в 311 ± 5 млн лет (см. рис. 6, б). Погрешность (\pm) определения возраста очевидно вызвана малым количеством экспериментальных точек. Принимая во внимание пространственную близость Толагайского купола и Даубайского ареала, а также их идентичные геохимические характеристики, можно оценить возраст формирования Толагайского купола синхронному возрасту Даубайского ареала в ~ 311 млн лет.

В Сарыжальском ареале была отобрана проба дацит-порфиоров (X–1322), из которой выделена представительная монофракция цирконов. Зерна имеют длиннопризматический габитус и концентрически-зональное внутреннее строение. При интерпретации измеренных U–Pb изотопных отношений по 40 экспериментальным точкам установлено значение возраста в 297 ± 1 млн лет (см. рис. 6, в).

В Тюрешокинской мульде были отобраны пробы из верхней части разреза – андезитов, и стратифицированных риолитов горы Тюрешоки, а также из крупного тела риолит-порфиоров горы Лобақызыл. Все пробы оказались малопродуктивными, небольшая по объему монофракция

цирконов (около 10 зерен) была выделена из субвулканического тела риолит-порфиоров (X–1370). Зерна слабо вытянуты, имеют бипирамидальное строение и концентрически-зональное внутреннее строение. При интерпретации измеренных U–Pb изотопных отношений по 7 экспериментальным точкам установлено значение возраста в 290 ± 4 млн лет (см. рис. 6, г).

Прямого определения возраста базальт-андезитового вулканизма Тюрешокинской мульды выполнить не удалось, однако возраст может быть оценен в интервале от 297 до 290 млн лет:

– породы Тюрешокинской мульды налегают с несогласием на сероцветную терригенную толщу, которая перекрывает андезит-дацитовую толщу Сарыжальского прогиба с установленным возрастом 297 ± 1 млн лет;

– базальты и андезиты Тюрешокинской мульды прорваны субвулканическими риолит-порфирами с возрастом 290 ± 4 млн лет.

Кроме того, было отмечено, что базальты и андезиты Тюрешокинской мульды по составу близки к распространенным в этом же ареале субщелочным габбро аргимбайского комплекса (см. рис. 1), и могут являться комагматами единой субщелочной базальтовой магмы [6]. Возраст габбро аргимбайского комплекса был определен U–Pb датированием (SHRIMP-II) цирконов и составил 293 ± 2 млн лет [16]. На этом основании можно оценить возраст базальт-андезитового вулканизма Тюрешокинской мульды в ~ 293 млн лет.

В Калгутинской мульде для геохронологических исследований была выбрана проба среднекрупнозернистых дацит-порфиоров (X–1162), из которой была выделена представительная монофракция цирконов. Зерна имеют длиннопризматический габитус и концентрически-зональное внутреннее строение. При интерпретации измеренных U–Pb изотопных отношений по 13 экспериментальным точкам установлено значение возраста в 311 ± 3 млн лет (см. рис. 6, д).

В Актюбинской мульде для геохронологических исследований была выбрана проба мелко-среднезернистых дацит-порфиоров (X–1476), из которой была выделена представительная монофракция цирконов. Зерна крупные, имеют призматически-бипирамидальный габитус, концентрически-зональное и секториальное внутреннее строение. При интерпретации измеренных U–Pb изотопных отношений по 37 экспериментальным точкам установлено значение возраста в 311 ± 2 млн лет (см. рис. 6, е).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геохронологические данные подтверждают ранее сделанные оценки возраста и то, что вулканогенно-молассовые формации прогибов и мульд

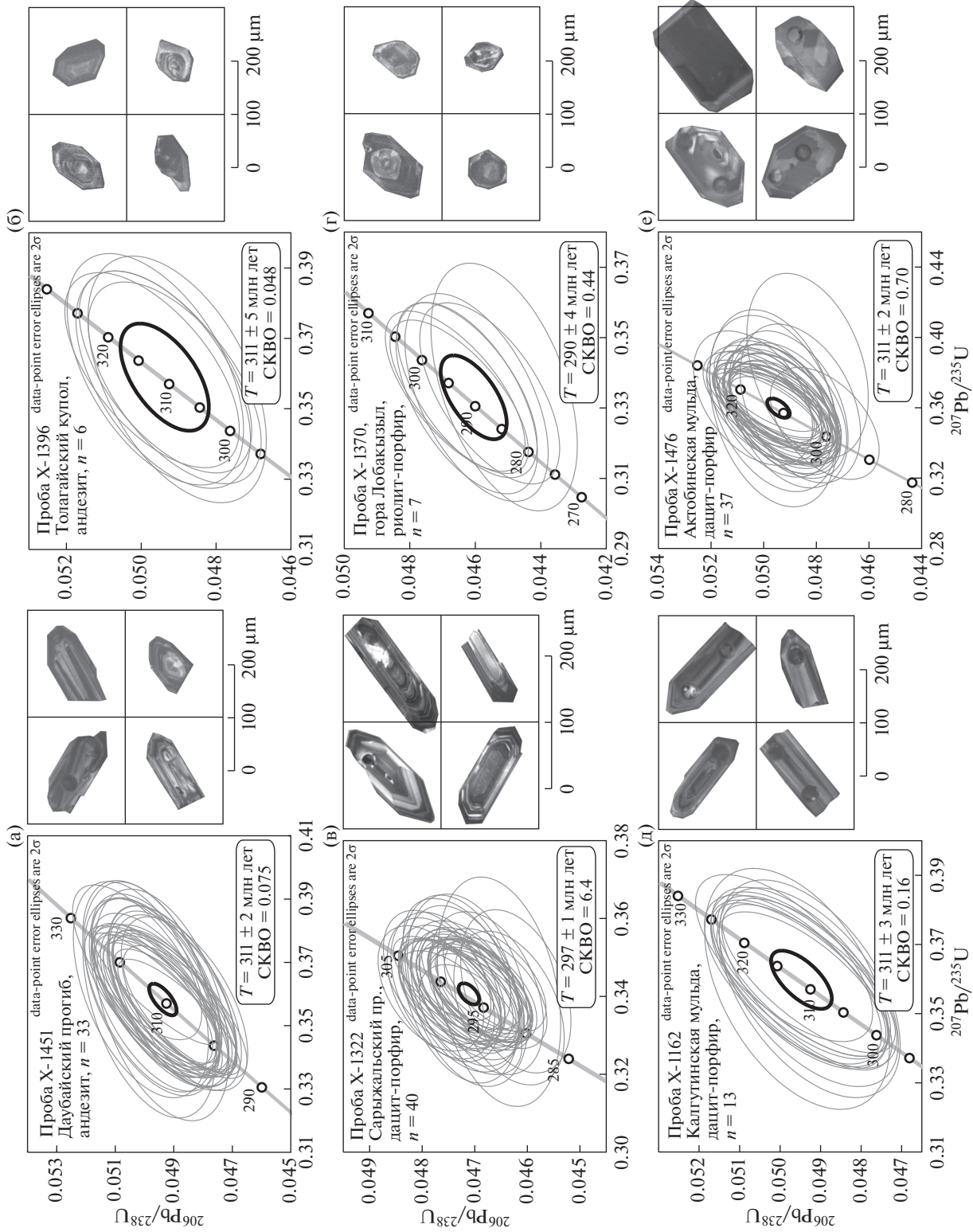


Рис. 6. Результаты U—Pb изотопного датирования цирконов из вулканических пород. *n* = число экспериментальных точек. Приведены (справа) катодолуминесцентные изображения изображения некоторых зерен цирконов.

Таблица 2. Изотопный состав Nd и Sr в породах вулканических прогибов.

№ п/п	Проба	Возраст, млн лет	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon \text{Nd}(T)$
1	X-918	311	2.46	12.00	0.123921	0.512903 ± 7	+8.07
2	X-916	297	3.49	20.79	0.101434	0.512814 ± 12	+7.05
2	X-915	297	3.88	26.09	0.089897	0.512799 ± 11	+7.20
4	X-814	293	11.99	71.02	0.102023	0.512729 ± 17	+5.32
5	X-802	293	6.01	33.95	0.106981	0.512730 ± 12	+5.15
№ п/п	Проба	Возраст, млн лет	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T)$
1	X-918	311	9.53	873	0.03158	0.70394 ± 11	0.70380
2	X-916	297	61.5	903	0.19696	0.70464 ± 11	0.70381
2	X-915	297	45.2	575	0.22748	0.70489 ± 8	0.70393
4	X-814	293	21.1	1093	0.05592	0.70415 ± 3	0.70392
5	X-802	293	33.0	794	0.12009	0.70456 ± 4	0.70406

Примечание. 1 – Даубайский ареал, андезибазальт; 2–3 – Сарыжальский ареал: 2 – андезит, 3 – дацит; 4–5 – Тюрешокинская мульда: 4 – базальт, 5 – андезит.

были сформированы на поздне-орогенной стадии развития Алтайской коллизионной системы. При этом орогенный вулканизм Восточного Казахстана имел преимущественно базальт-андезитовый состав, что позволяет поставить вопрос о составе мантийных источников и механизмах их плавления в ходе орогенических процессов.

Состав базальт-андезитовых пород орогенных вулканических прогибов был сопоставлен с составом предшествующих девонских и раннекаменноугольных вулканитов Чарской зоны (данные из [33, 34]). Орогенные вулканиты в целом имеют повышенные содержания щелочей, фосфора, легких лантаноидов. Для установления природы мантийных источников проведены исследования Sm–Nd и Rb–Sr изотопных систем пород Даубайского, Сарыжальского ареалов и Тюрешокинской мульды (табл. 2). Вычисленные значения $\epsilon \text{Nd}(T)$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T)$ для всех изученных пород укладываются в главную мантийную последовательность и в общем соответствуют характеристикам деплетированной мантии (рис. 7). Наиболее деплетированный состав имеет базальт Даубайского ареала, а базальты и андезиты Тюрешокинской мульды обогащены радиогенным Sr и обеднены радиогенным Nd. Гетерогенность изотопного состава мантийных источников была выявлена для девонских и раннекаменноугольных базальтов и андезитов Чарской зоны (см. рис. 7).

Сходные спектры распределения РЗЭ и РЭ для разных пород в одних и тех же ареалах (см. рис. 5) подтверждают, что многообразие составов пород (от базальтов до андезитов и дацитов) определялось фракционированием родоначальных базальтовых магм. По уровню обогащения редкоземель-

ными и редкими элементами можно предполагать три различные по геохимическому составу родоначальные базальтовые магмы:

- базальтовые магмы, продукты дифференциации которых сформировали Даубайский ареал и

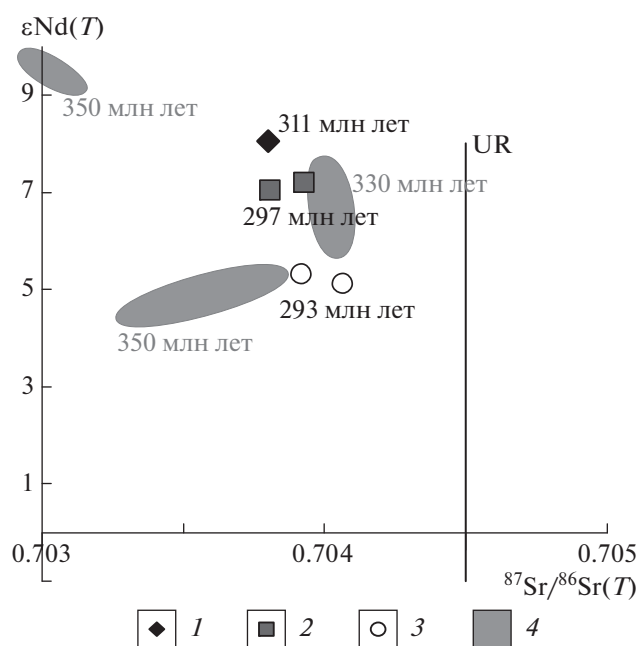


Рис. 7. Изотопный состав вулканических пород на диаграмме $\epsilon \text{Nd}(T) - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T)$. Показан (арабские цифры) возраст пород.

1 – Даубайский ареал: андезибазальт; 2 – Сарыжальский ареал: андезит, дацит; 3 – Тюрешокинская мульда: базальт, андезит; 4 – базальты и андезиты позднего девона – раннего карбона Чарской зоны, по [33, 34]

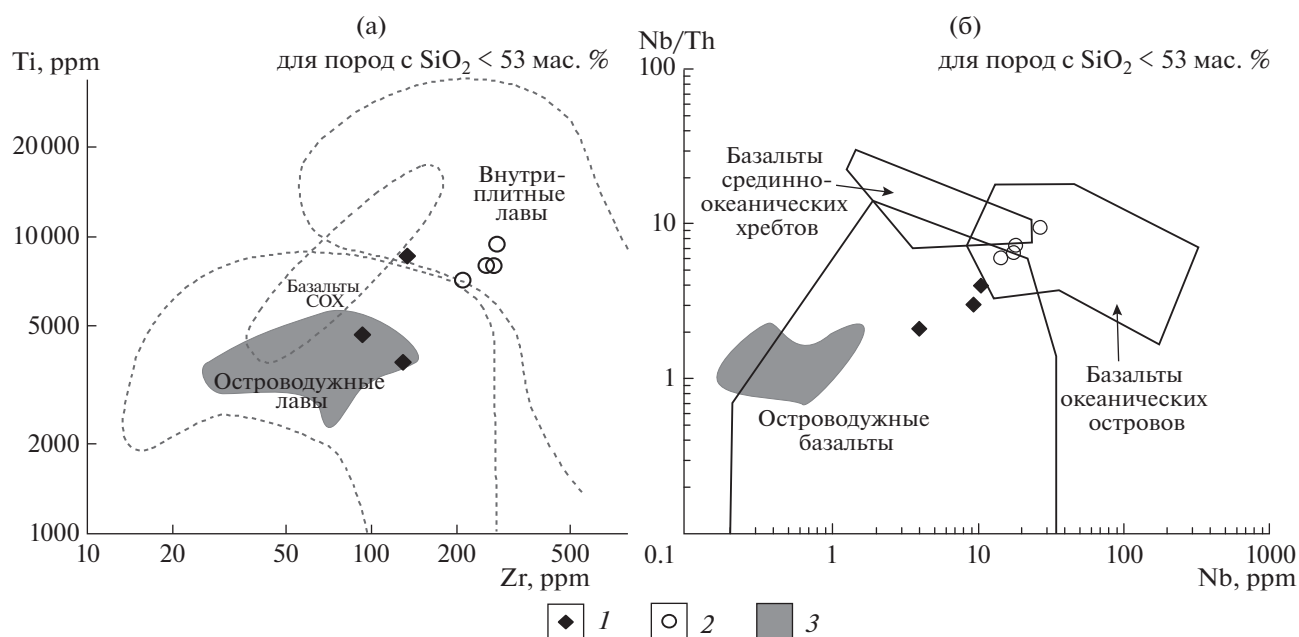


Рис. 8. Составы базальтов на диагностических диаграммах Zr–Ti (а, по [31]) и Nb– Nb/Th (б, по [40]).

1 – Даубайский ареал; 2 – Тюрешокинская мульда; 3 – базальты позднего девона–раннего карбона Чарской зоны, по [33, 34]

Толагайский купол, – соответствующие нормально-щелочному ряду, умеренно обогащенные легкими РЗЭ, Sr и Zr, и относительно обедненные тяжелыми РЗЭ, Ta и Nb (см. рис. 5, а, г);

- базальтовые магмы, продукты дифференциации которых сформировали Сарыжальский ареал, – умеренно обогащенные легкими РЗЭ, Sr и Zr, сильно обогащенные Ba и относительно обедненные тяжелыми РЗЭ, Ta, Nb и Ti (см. рис. 5, б, д);

- базальтовые магмы, сформировавшие вместе с дочерними магмами Тюрешокинскую мульду, – соответствующие субщелочному ряду, сильно обогащенные легкими РЗЭ, Ba, Sr, Zr, и не демонстрирующие минимумов в концентрациях Ta и Nb (см. рис. 5, б, д).

Первые два предполагаемых состава (магмы, дифференциация которых могла образовать Даубайский ареал, Толагайский купол, Сарыжальский ареал) близки между собой, отличаясь лишь в концентрациях бария, что могло быть вызвано процессами дифференциации, а не различиями составов первичных магм. Их главные геохимические характеристики – нормальная щелочность и умеренно обогащение легкими РЗЭ, Sr и Zr, обеднение Ta и Nb. Иной состав имеют вероятные родоначальные магмы Тюрешокинской мульды: это субщелочные базальты, значительно обогащенные P_2O_5 , легкими РЗЭ, Sr и Zr (см. рис. 4, см. рис. 5).

Для дополнительной характеристики родоначальных магм, их источников и условий плавления

мы использовали данные по базальтам (породы с содержанием $SiO_2 < 53$ мас. %) Даубайского ареала и Тюрешокинской мульды. Имеющиеся геохимические данные позволили использовать соотношения индикаторных для базальтов элементов: Zr, Ti, Nb, Th, Yb. На диагностических диаграммах Zr–Ti, Nb–Nb/Th (рис. 8) составы девонских и раннекаменноугольных вулканитов занимают поля островодужных базальтов. В результате проведенного анализа, породы Даубайского ареала попадают в поля островодужных базальтов, а один анализ – на границу полей островодужных базальтов и базальтов океанических островов. Породы Тюрешокинской мульды по концентрациям индикаторных элементов соответствуют базальтам океанических островов или внутриплитным базальтам.

Для оценки состава возможного мантийного источника этих магм мы использовали сопоставление составов пород с результатами геохимического моделирования плавления различных мантийных субстратов в Nb–Yb системе [40]. Нанесение составов на диаграмму Nb–Nb/Yb (рис. 9) показало, что родоначальные базальтовые магмы орогенных прогибов могли быть выплавлены из гранатовых (содержание граната от 1 до 5%) перидотитов верхней мантии. Очевидны отличия орогенных вулканитов от предшествующих девонских и раннекаменноугольных, геохимический состав которых указывает на их происхождение из деплетированного островодужного гарцбургита. Из диаграммы также очевидно, что разные

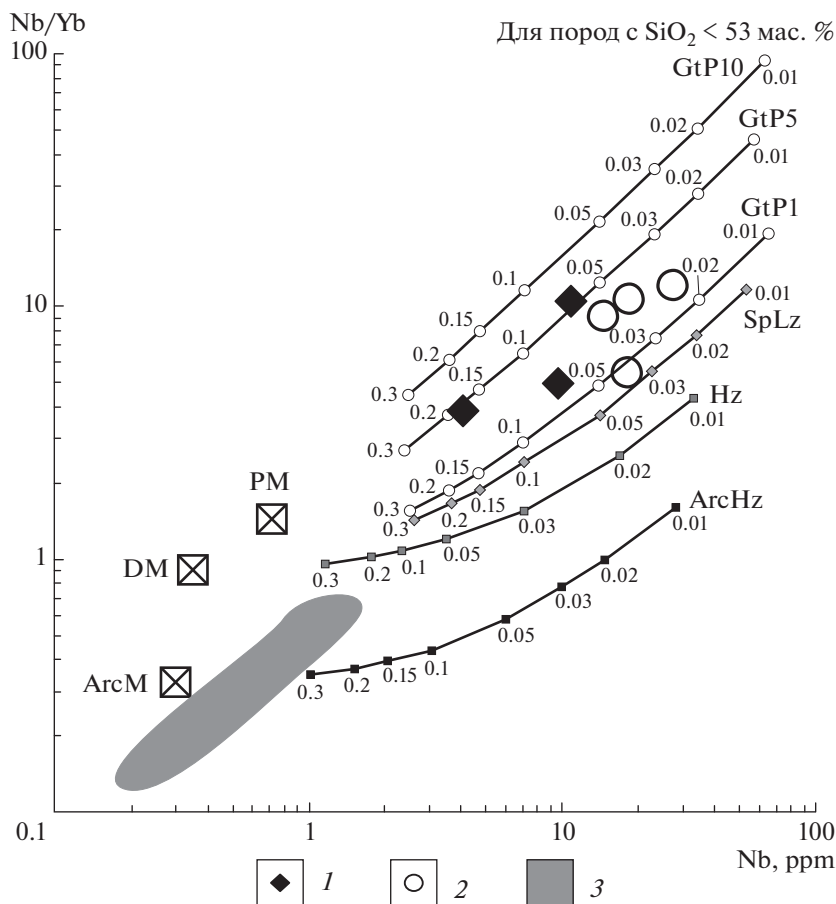


Рис. 9. Составы базальтов в сопоставлении с результатами численного моделирования частичного плавления в системе Nb–Nb/Yb, по [40].

Даны (кривые) вычисленные соотношения при плавлении гранатового перидотита с содержанием граната 1%, 5%, 10% (GtP1, GtP5, GtP10), шпинелевого лерцолита (SpLz), умеренно деплетированного гарцбургита (Hz) и деплетированного островодужного гарцбургита (ArcHz).

Обозначена (цифры) степень плавления.

1 – Даубайский ареал; 2 – Тюрешокинская мульда; 3 – базальты позднего девона–раннего карбона Чарской зоны, по [33, 34]

концентрации Nb и Nb/Yb отношения в составах базальтов Даубайского ареала и Тюрешокинской мульды вызваны разной степенью плавления гранатовых перидотитов – для базальтов Даубайского ареала она могла составлять от 5 до 15%, а для базальтов Тюрешокинской мульды она составляла от 2 до 4% (см. рис. 9). Эти предположения могут быть подтверждены геохимическими характеристиками базальтов Тюрешокинской мульды, которые более обогащены несовместимыми элементами и которые предпочтительнее переходят в расплавную фазу при частичном плавлении.

Отличия геохимических характеристик орогенных вулканитов от предшествующих островодужных вулканитов свидетельствуют, что родональные базальтовые магмы возникли при частичном плавлении другого, более обогащенного и, вероятно, более глубинного мантийного источника, располагавшегося под орогенным сооружением.

Этапы эволюции коллизионных систем региона

Геохронологические данные указывают на два этапа проявления наземного вулканизма, каждый из которых отражает два самостоятельных этапа плавления мантийных источников и мантийно-корового взаимодействия.

Среднекаменноугольный этап

В это время (~311 млн лет) образовался инициальный Даубайский базальт-андезитовый ареал в Сарыжальско-Даубайском прогибе, был сформирован Толагайский купол, а в Калба-Нарымской зоне были проявлены дацит-риодацит-риолитовые ассоциации Калгутинской и Актобинской мульды.

Учитывая данные о сходном составе и геологической позиции, к этому же этапу могут быть отнесены аналогичные вулканиты континентальных прогибов и мульд в Жарма-Саурской зоне

(Сиректасская, Коконьская), Рудно-Алтайской зоне (Сержихинская) [6, 7, 12]. Кроме того, значительное число аналогичных средне- и позднекаменноугольных орогенных прогибов с континентальными молассами и наземным вулканизмом, располагается в Центральном Казахстане, в герцинских структурах Джунгаро-Балхашской складчатой системы и в обрамляющих ее каледонских структурах [10, 13].

Обширные проявления вулканизма этого типа подчеркивают масштабные орогенические процессы, происходившие в среднем-позднем карбоне в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса при сближении континентальных блоков и сокращении бассейнов Палеоазиатского океана [13, 14, 38]. Как уже отмечалось, аккреционно-коллизийные процессы происходили при активной сдвиговой составляющей — многочисленные террейны и тектонические блоки скорее не сталкивались, а скользили вдоль крупных сдвиговых швов [1]. Определяющее влияние крупных разломов на размещение и масштабы наземного вулканизма было отмечено для позднепалеозойских структур Центрального Казахстана [10] и Восточного Казахстана [6]. Недавно получены геологические, геохимические и геохронологические данные по перидотит-габбровым массивам в Иртышской сдвиговой зоне Восточного Казахстана [27]. Эти массивы также имеют среднекаменноугольный возраст (317–313 млн лет), а их выплавление и становление контролировалось сдвиговыми движениями в Иртышской зоне.

Появление областей плавления в верхней мантии под коллизийными орогенами в связи с крупными сдвиговыми перемещениями может быть объяснено с помощью геодинамических моделей синсдвиговой даламинации или трансенсии в нижних частях литосферы. Такие модели предложены для объяснения пост-орогенного гранитоидного магматизма в западном Тянь-Шане [28], габброидного магматизма в восточном Тянь-Шане [21], габброидного и гранитоидного магматизма в Китайском Алтае и Синцзяне [37]. Главная роль в этих моделях отводится растягивающим движениям, совмещенным с крупноплитудными сдвиговыми перемещениями. При сдвиговых движениях в орогенном сооружении вследствие неоднородностей границ между разными блоками возможно чередование участков, испытывающих сжатие, и участков, испытывающих растяжение. В участках сжатия могут быть образованы метаморфические породы, а в участках растяжения могут быть созданы условия для подъема подстилающего астеносферного вещества, которое может вызвать плавление литосферной мантии.

В дальнейшем крупные разломы могут действовать как проводники для базитовых распла-

вов. Проникновение базитовых магм в кору контролируется ее структурой и соотношением условий сжатия—растяжения в конкретных участках. Так, базитовые магмы Даубайского ареала в условиях преобладающего растяжения смогли достичь дневной поверхности. Базитовые магмы в пределах Калба-Нарымской зоны, по-видимому, остановились на уровне нижней коры и вызвали процессы частичного плавления в метаморфизованных субстратах. Появление дацитовых магм при этом может свидетельствовать о процессах гибридизации между базитовыми магмами и анатектическими выплавками.

Таким образом, среднекаменноугольный этап эволюции Алтайской коллизийной системы, характеризуется сдвиговыми движениями по глубинным разломам, которые приводили к возникновению локальных структур растяжения, появлению локального базитового магматизма и сопутствующему кремнекислому магматизму. Такой мантийно-коровый вулканизм, проявляющийся на поздне-орогенной стадии, может являться индикатором начала коллапса орогенного сооружения.

Раннепермский этап

В это время была сформирована верхняя вулканическая толща Сарыжальско-Даубайского прогиба (Сарыжальский ареал, ~297 млн лет), а вслед за ней образована Тюрешокинская базальт-андезитовая мульда (~293 млн лет). Общий масштаб проявления раннепермского вулканизма на территории Восточного Казахстана существенно меньше среднекарбонного. Значительный временной отрыв от среднекарбонного вулканизма (около 15 млн лет), а также иные геохимические характеристики раннепермских базальтов позволяют выделять новый эпизод плавления мантийных субстратов. Базальты Тюрешокинской мульды более обогащены несовместимыми элементами, их родоначальные магмы предположительно сформировались при меньших степенях плавления, и, возможно, на более глубинных уровнях мантии. Родоначальные магмы для пород Сарыжальского ареала могли сформироваться при больших степенях плавления тех же мантийных субстратов. Антидромная последовательность излияния раннепермских вулкаников (андезиты и дациты Сарыжальско-Даубайского прогиба сменились базальтами Тюрешокинской мульды) может указывать на существование глубинных камер в основании коры, где происходила дифференциация базитовых магм.

Синхронные раннепермские вулканики континентальной природы имеют широкое распространение в орогенных впадинах и грабенах, наложенных на разные геологические структуры в пределах Центрального и Южного Казахстана,

Тянь-Шаня, Центральной и Южной Монголии [8, 9, 11, 13]. Раннепермские вулканические ассоциации имеют бимодальное распределение составов и повышенную щелочность, что позволило предполагать их рифтогенную природу, вызванную доминированием процессов растяжения на пост-орогенных этапах развития складчатых систем. Это позволяет интерпретировать раннепермский вулканизм как результат растяжения при новой тектонической активизации глубинных разломов.

Начало ранней перми (297–290 млн лет) на территории Восточного Казахстана ознаменовалось появлением большого числа интрузивных магматических комплексов: комагматичных базальтам Тюрешокинской мульды субщелочных габбро аргимбайского комплекса (293 ± 2 млн лет, [16]), массивов гранитоидов ранних фаз Калбинского и Жарминского батолитов (296–290 млн лет), габбро-монзонит-гранитоидных многофазных интрузий (292–290 млн лет) [26]. Большое количество данных, полученных в последние годы, свидетельствует о масштабном раннепермском гранитоидном и базитовом магматизме, проявленном на обширной территории в Центральной Азии, – в Центральном и Южном Казахстане, Кыргызстане, Узбекистане, Синцзянь-Уйгурском регионе Китая и Южной Монголии [18, 22, 23, 32]. Сопоставление данных по раннепермскому вулканизму и сопряженному магматизму позволило выделить крупную Центрально-Азиатскую рифтовую систему, возникшую в складчатых системах южного обрамления Сибирского континента и протягивающуюся от Тянь-Шаня до Монголии и Забайкалья [18].

Главной причиной возникновения системы гигантских рифтов и масштабного базитового и кремнекислого вулканизма и интрузивного магматизма признается активность раннепермского Таримского мантийного плюма, сформировавшегося в интервале 300–275 млн лет назад одноименную крупную магматическую провинцию [5, 18, 39].

Взаимодействие мантийных плюмов с литосферой, согласно существующим моделям [5, 39], подразумевает повышение температурного градиента на обширной площади в под-литосферной мантии, а также общее воздымание и сопутствующие деформации литосферы. Исходя из этих моделей, реактивация тектонических движений в зонах глубинных разломов и сопутствующий вулканизм может быть индикатором начала процессов плюм-литосферного взаимодействия.

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. На территории Восточного Казахстана проявлены орогенные вулканические ассоциации континентальной природы, сформированные на поздних стадиях эволюции Алтайской коллизионной системы герцинид.

2. Среднекаменноугольный вулканизм Восточного Казахстана представлен базальт-андезитовыми и дацит-риолитовыми ассоциациями, сформированными ~311 млн лет назад. Частичное плавление верхней мантии происходило в областях растяжения в зонах крупных сдвиговых разломов. Проявление сдвигово-раздвиговых движений может являться индикатором начала коллапса орогенного сооружения.

3. Раннепермский вулканизм Восточного Казахстана проявлен в меньших масштабах и представлен субщелочными базальт-андезитовыми ассоциациями, сформированными 297–290 млн лет назад в результате нового эпизода частичного плавления верхнемантийных субстратов. Эти процессы происходили на пост-орогенном этапе во внутриконтинентальной обстановке и могут отражать реактивацию движения по крупным сдвиговым разломам как отражение нового геодинамического режима – взаимодействия Таримского мантийного плюма с литосферой.

Благодарности. Авторы выражают благодарность д. г.-м. н. Е.М. Сапаргалиеву (Алтайский геолого-экологический институт, г. Усть-Каменогорск, Казахстан) за содействие в экспедиционных исследованиях, к. г.-м. н. Н.Г. Кармановой (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, Россия) и к. х. н. И.В. Николаевой (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, Россия) за аналитические исследования состава пород, д. г.-м. н. Т.Б. Баяновой (ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия) за выполнение Sm–Nd изотопных исследований, к. г.-м. н. В.Ю. Киселевой (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, Россия) за выполнение Rb–Sr изотопных исследований.

Авторы также благодарны рецензентам ак. В.В. Ярмолуку и д. г.-м. н. Т.Н. Херасковой, чьи комментарии помогли существенно улучшить рукопись.

Финансирование. Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (г. Новосибирск, Россия), при поддержке РФФИ (проекты № 17-05-00825, № 20-05-00346 и № 20-35-70076).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 66–90.
2. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1321–1338.

3. Волкова Н.И., Хлестов В.В., Сухоруков В.П., Хлестов М.В. Геохимия метаморфизованных пиллоу-базальтов Чарской зоны, Северо-Восточный Казахстан // ДАН. 2016. Т. 467. № 4. С. 440–444.
4. 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.
5. Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010, Т. 51. № 9. С. 1159–1187.
6. Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Полянский Н.В., Кузбный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск: Наука, 1983. 191 с.
7. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 327 с.
8. Коваленко В.И., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. Комендитсодержащие субдукционные вулканические ассоциации Хан-Богдинского района, Южная Монголия: результаты геохимических исследований // Петрология. 2010. Т. 18. № 6. С. 595–620.
9. Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Травин А.В., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Саватенков В.М., Федосеев А.М., Яковлева С.З. Этапы и закономерности проявления позднепалеозойского анорогенного магматизма в герцинидах Южной Монголии // ДАН. 2012. Т. 445. № 3. С. 308–314.
10. Курчавов А.М. Анализ магматизма Центральноказахстанской системы разломов // Геотектоника. 1983. № 1. С. 87–95.
11. Курчавов А.М., Ярмолюк В.В. Размещение континентальных пермских вулканитов Центральной Азии и его тектоническое истолкование // Геотектоника. 1984. № 4. С. 75–89.
12. Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов П.В., Пономарева А.П., Степанов А.С. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. М.: Наука, 1982. 248 с.
13. Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии. М.: Наука, 1975. 321 с.
14. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центральное-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
15. Хромых С.В., Куйбида М.Л., Крук Н.Н. Петрогенезис высокотемпературных кремнекислых расплавов в вулканических структурах Алтайской коллизийной системы герцинид, Восточный Казахстан // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 4. С. 529–540.
16. Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Травин А.В., Прокопьев И.Р., Азимбаев Е., Лобанов С.С. Петрология и геохимия габброидов и пикритоидов Алтайской коллизийной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1648–1667.
17. Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U–Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.
18. Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский–раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты–гиганты и геодинамика их формирования // Петрология. 2013. Т. 21. № 2. С. 115–142.
19. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. Improved Pb-206/U-218 microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chem. Geol. 2004. Vol. 205. P. 115–140.
20. Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry / P. Henderson (ed.), (Amsterdam, Elsevier, 1984), P. 63–114.
21. Branquet Y., Gumiaux C., Sizaret S., Barbanson L., Wang B., Cluzel D., Li G.R., Delaunay A. Synkinematic mafic/ultramafic sheeted intrusions: emplacement mechanism and strain restoration of the Permian Huangshan Ni–Cu ore belt (Eastern Tianshan, NW China) // J. Asian Earth Sci. 2012. Vol. 56. P. 240–257.
22. Chen J.F., Han B.F., Ji J.Q., Zhang L., Xu Zh., He G.Q., Wang T. Zircon U–Pb ages and tectonic implications of Paleozoic plutons in northern West Junggar, North Xinjiang, China // Lithos. 2010. Vol. 115. P. 137–152.
23. Gao R., Xiao L., Pirajno F., Wang G.-C., He X.-X., Yang G., Yan Sh.-W. Carboniferous–Permian extensive magmatism in the West Junggar, Xinjiang, northwestern China: its geochemistry, geochronology, and petrogenesis // Lithos. 2014. Vol. 204. P. 125–143.
24. Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS / In Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues, P. Sylvester (ed.). Mineralog. Assoc. Canada. Short Course Ser. 2008. Vol. 40. P. 307–311.
25. Irvine T.M., Baragar W.R. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks // Canad. J. Earth Sci. 1971. Vol. 8. № 5. P. 523–548.
26. Khromykh S.V., Kotler P.D., Izokh A.E., Kruk N.N. A review of Early Permian (300–270 Ma) magmatism in Eastern Kazakhstan and implications for plate tectonics and plume interplay // Geodynam. Tectonophys. 2019. Vol. 10. № 1. P. 79–99.
27. Khromykh S.V., Izokh A.E., Gurova A.V., Cherdantseva M.V., Savinsky I.A., Vishnevsky A.V. Syncollisional Gabbro in the Irtysh Shear Zone, Eastern Kazakhstan: Compositions, Geochronology, and Geodynamic Implications // Lithos. 2019. Vol. 346. UNSP 105144.
28. Konopelko D., Wilde S.A., Seltmann R., Romer R.L., Biske Yu.S. Early Permian intrusions of the Alai range: Understanding tectonic settings of Hercynian post-col-

- lisional magmatism in the South Tien Shan, Kyrgyzstan // *Lithos*. 2018. Vol. 302–303. P. 405–420.
29. Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. 2003. Vol. 4. Berkeley Geochronology Center. Berkeley. CA. P. 1–70.
 30. Middlemost E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system // *Earth Sci. Rev.* 1994. Vol. 37. № 3–4. P. 215–224.
 31. Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries / In: *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*, R.S. Thorpe (ed.), (John Wiley & Sons, Chichester, 1982). P. 525–548.
 32. Pirajno F., Ernst R.E., Borisenko A.S., Fedoseev G.S., Naumov E.A. Intraplate magmatism in Central Asia and China and associated metallogeny // *Ore Geol. Rev.* 2009. Vol. 35. № 2. P. 114–136.
 33. Safonova I.Yu., Simonov V.A., Kurganskaya E.V., Obut O.T., Romer R.L., Seltmann R. Late Paleozoic oceanic basalts hosted by the Char suture-shear zone, East Kazakhstan: geological position, geochemistry, petrogenesis and tectonic setting // *J. Asian Earth Sci.* 2012. Vol. 49. P. 20–39.
 34. Safonova I., Komiya T., Romer R.L., Simonov V., Seltmann R., Rudnev S., Yamamoto S., Sun M. Supra-subduction igneous formations of the Char ophiolite belt, East Kazakhstan // *Gondwana Research*. 2018. Vol. 59. P. 159–179.
 35. 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. Vol. 249. № 1–2. P. 1–35.
 36. Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust; Its composition and Evolution; an Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks, (Blackwell, Oxford, 1985). 312 p.
 37. Wang B., Cluzel D., Shu L., Faure M., Charvet J., Chen Y., Meffre S., de Jong K. Evolution of calc-alkaline to alkaline magmatism through Carboniferous convergence to Permian transcurrent tectonics, western Chinese Tianshan // *Int. J. Earth Sci.* 2009. Vol. 98. P. 1275–1298.
 38. Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. // *J. Geol. Soc.* 2007. Vol. 164. P. 31–47.
 39. Xu Y-G., Wei X., Luo Z-Y., Liu H-Q., Cao J. The Early Permian Tarim Large Igneous Province: Main characteristics and a plume incubation model // *Lithos*. 2014. Vol. 204. P. 20–35.
 40. Yang G., Li Y., Safonova I., Yi S., Tong L., Seltmann R. Early Carboniferous volcanic rocks of West Junggar in the western Central Asian Orogenic Belt: implications for a supra-subduction system. // *Int. Geol. Rev.* 2014. Vol. 56. P. 823–844.

Рецензенты: Т.Н. Хераскова, В.В. Ярмолюк

Orogenic Volcanism in Eastern Kazakhstan: Composition, Age and Geodynamic Position

S. V. Khromykh^{a, b, *}, D. V. Semenova^a, P. D. Kotler^{a, b}, A. V. Gurova^b, E. I. Mikheev^a, A. A. Perfilova^b

^aV.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Koptyug ave., 3, 630090 Novosibirsk, Russia

^bNovosibirsk State University, Pirogova st., 1, 630090 Novosibirsk, Russia

*e-mail: serkhrom@mail.ru

Studies of volcanic rocks in orogenic troughs of Eastern Kazakhstan were carried out. The troughs were formed at late-orogenic stages of evolution of Hercynian Altay collision system. Volcanic rocks are represented by basalts, andesites, dacites and rhyolites. Based on geochemical and isotopic data the basalts and andesites descended from mafic magmas that formed as a result of partial melting of garnet peridotites in upper mantle under orogen. U–Pb zircon data prove two volcanic stages: more-scaled Middle Carboniferous (~311 Ma) and less-scaled Early Permian (297–290 Ma). Basalts and andesites in lower parts of the orogenic troughs and independent dacite-rhyolite structures were formed at Middle Carboniferous stage. Parental mafic magmas were formed as a result of partial melting of mantle substrates in local transtensional zones along large shear faults. Forming of dacites and rhyolites could be caused by partial melting of crustal substrates under effect of mafic magmas. Transtensional movements in lithosphere of orogenic belts may indicate the beginning of collapse of orogens. Less volume of basalts and andesites formed at Early Permian stage. Geochemical data prove the independent episode of partial melting in upper mantle. Synchronous basalts and andesites also appeared at wide territory in Tian Shan, Central Kazakhstan, Central and Southern Mongolia. The Early Permian volcanism indicates the general extension of the lithosphere at the post-orogenic stages. Large scaled Early Permian mafic and granitoid magmatism in Central Asia has recently been interpreted as Tarim Large Igneous Province caused by activity of Tarim mantle plume. The extension of the lithosphere and associated volcanism in Earle Permian can be an indicator of the onset of the plume-lithosphere interaction process.

Keywords: volcanism, basalts and andesites, partial melting in mantle, U–Pb age, orogenic belts, Eastern Kazakhstan, Central Asia, Tarim large igneous province