

ГЕОХИМИЯ

УДК 552.11:552.3:550.4(571.151)

ГЕОХИМИЯ, ИЗОТОПНЫЙ (Sr, Nd, O) СОСТАВ И ПЕТРОГЕНЕЗИС
РАННЕДЕВОНСКИХ ВУЛКАНИТОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ
(аксайский комплекс)

В.И. Крупчатников¹, В.В. Врублевский², Н.Н. Крук^{3,4}

¹АО «Горно-Алтайская экспедиция», 659370, Алтайский край, с. Малоенисейское, ул. Советская, 15, Россия

²Национальный исследовательский Томский государственный университет, 634050, Томск, просп. Ленина, 36, Россия

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

⁴Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Приведены и обсуждаются геологические, геохимические и изотопные (Sr, Nd, O) особенности раннедевонских (405 млн лет) вулканитов в юго-восточной части Горного Алтая (Аксайская и Калгутинская вулканотектонические структуры). Изученная магматическая ассоциация представлена магниезильными андезитоидами, Nb-обогащенными андезибазальтами, пералюминиевыми кремнекислыми породами А-типа (дацитами, риолитами, гранитами, лейкогранитами). Магниезильным андезитоидам ($mg\# > 50$) свойственны преобладание натрия в балансе щелочей ($K_2O/Na_2O \sim 0.1-0.7$), умеренные титанистость ($TiO_2 \approx 0.8-1.3$ мас. %) и глиноземистость ($Al_2O_3 \approx 12-15$ мас. %), обогащенность хромом (до 216 г/т), низкие величины отношения Sr/Y (4—15). Для ниобийобогащенных ($Nb = 10-17$ г/т) андезибазальтов характерны высокие концентрации титана ($TiO_2 = 1.7-2.7$ мас. %) и фосфора ($P_2O_5 = 0.4-1.4$ мас. %). Гранитоиды А-типа выделяются высокой калиевокостью (K_2O/Na_2O до 60), перглиноземистостью (ASI до 2.9) и деплетированностью Ba, Sr, P, Ti. Показано, что магниезильные андезитоиды и Nb-обогащенные андезибазальты являются производными расплавами, возникшими в метасоматизированной литосферной мантии; кремнекислые магмы образованы за счет плавления кембро-ордовикских метатурбидитов горно-алтайской серии и, частично, раннесреднекембрийских островодужных метабазитов. Предполагается, что образование комплекса является следствием развития Алтае-Саянской рифтовой системы в результате воздействия плюма на литосферные субстраты континентальной палеоокарины.

Раннедевонский магматизм, магниезильные андезитоиды, Nb-обогащенные андезибазальты, гранитоиды А-типа, геохимия, Горный Алтай, Центрально-Азиатский складчатый пояс

EARLY DEVONIAN VOLCANICS OF SOUTHEASTERN GORNY ALTAI:
GEOCHEMISTRY, ISOTOPE (Sr, Nd, AND O) COMPOSITION, AND PETROGENESIS (Aksai complex)

V.I. Krupchatnikov, V.V. Vrublevskii, and N.N. Kruk

Geological, geochemical, and isotope (Sr, Nd, and O) parameters of Early Devonian (405 Ma) volcanics of southeastern Gorny Altai (Aksai and Kalguty volcanotectonic structures) are discussed. The studied igneous rock association comprises magnesian andesitoids, Nb-enriched basaltic andesites, and A-type peraluminous silicic rocks (dacites, rhyolites, granites, and leucogranites). Magnesian andesitoids ($mg\# > 50$) are characterized by a predominance of Na among alkalis ($K_2O/Na_2O \approx 0.1-0.7$), medium contents of TiO_2 (~0.8–1.3 wt.%) and Al_2O_3 (~12–15 wt.%), enrichment in Cr (up to 216 ppm), and low Sr/Y ratios (4–15). The Nb-enriched ($Nb = 10-17$ ppm) basaltic andesites have high contents of TiO_2 (1.7–2.7 wt.%) and P_2O_5 (0.4–1.4 wt.). The A-type granitoids are characterized by high contents of K ($K_2O/Na_2O \leq 60$) and alumina (ASI ≤ 2.9) and depletion in Ba, Sr, P, and Ti. The magnesian andesitoids and Nb-enriched basaltic andesites are products of melts generated in the metasomatized lithospheric mantle; silicic magmas formed through the melting of Cambrian–Ordovician metaturbidites of the Gorny Altai Group and, partly, Early–Middle Cambrian island-arc metabasites. The above rock association might have resulted from a plume impact on the lithospheric substrates of the continental paleo-margin during the evolution of the Altai–Sayan rift system.

Early Devonian magmatism, magnesian andesitoids, Nb-enriched basaltic andesites, A-type granitoids, geochemistry, Gorny Altai, Central Asian Orogenic Belt

ВВЕДЕНИЕ

Девонский этап геологической истории Алтае-Саянской складчатой области (АССО) характеризовался наличием двух контрастных геодинамических режимов: рифтогенного, вызванного активностью мантийного плюма, и окраинно-континентального, обусловленного погружением океанической литосферы Обь-Зайсанского бассейна под край Сибирского континента [Берзин и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996; Корреляция..., 2000; Ярмолюк, Коваленко, 2003; Воронцов и др., 2010]. Рифтогенные процессы привели к формированию крупных наложенных прогибов (Минусинский, Агульский, Тувинский, Рыбинский и др.), выполненных бимодальными вулканическими сериями, преимущественно повышенной натриевой щелочности [Бабин и др., 2004; Воронцов и др., 2013], а также к развитию интрузивного щелочно-базитового магматизма [Врублевский и др., 2014, 2016]. Учитывая большие размеры магматического ареала, его «секущее» положение по отношению к более ранним геологическим структурам, значительные объемы и специфический состав вулканитов, В.В. Ярмолюком и М.И. Кузьминым был поставлен вопрос о выделении Алтае-Саянской рифтовой области, сходной с крупными изверженными провинциями плюмовой природы [Ярмолюк и др., 2000; Ярмолюк, Коваленко, 2003; Kuzmin et al., 2010].

Окраинно-континентальные вулканические образования образуют систему линейных поясов вдоль границы Сибирского палеоконтинента [Ротараш и др., 1982; Берзин, Кунгурцев, 1996; Корреляция..., 2000]. Синхронные им осадочные терригенно-вулканогенно-карбонатные толщи, соответствующие по особенностям строения образованиям аккреционных клиньев, известны в северной (орловская свита) и южной (кыстав-курчумская свита) частях Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана [Дьячков и др., 1994; Навозов и др., 2010; Государственная..., 2012].

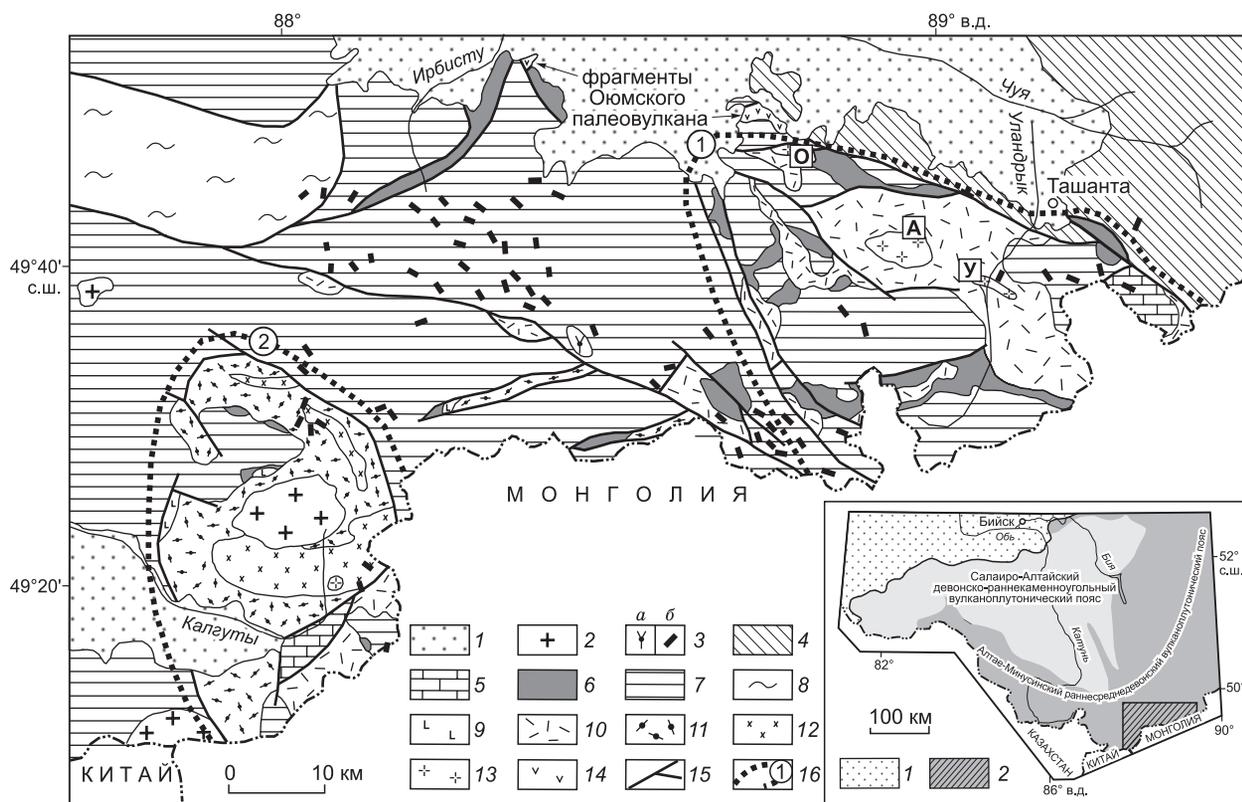


Рис. 1. Схема геологического строения района развития аксайского вулканического комплекса, по [Корреляция..., 2000; Государственная..., 2010; Крупчатников и др., 2015] с изменениями.

1 — кайнозойские рыхлые отложения; 2 — триас-юрские гранитоиды; 3 — раннесреднетриасовые: монцитониты (а), дайки лампрофиров и лампроитов (б); 4—7 — карбонатные и терригенные отложения: 4 — среднепозднедевонские, 5 — раннедевонские, 6 — силурийско-раннедевонские, 7 — среднекембрийско-раннеордовикские (горно-алтайская серия); 8 — метаморфические образования; 9—14 — раннедевонский аксайский вулканический комплекс: 9 — андезобазальты, 10, 11 — дациты и риолиты эффузивные (10) и субвулканические (11), 12 — гранодиориты, 13 — лейкограниты, 14 — базальты и андезиты Оюмского палеовулкана; 15 — разломы; 16 — контуры вулканотектонических структур: 1 — Аксайской, 2 — Калгутинской. Интрузивные массивы в Аксайской ВТС: А — Аксайский, У — Уландрыкский, О — Оюмский. На врезке — схема размещения среднепозднепалеозойских вулканоплутонических поясов в западной части Алтае-Саянской складчатой области: 1 — кайнозойские отложения Бийско-Катунской впадины; 2 — район развития аксайского вулканического комплекса.

Вопрос об объемах вулканизма, обусловленного плюм- и плейт-тектоническими событиями, соотношении источников их расплавов, а также отнесении отдельных проявлений эндогенной активности к тому или иному режиму является предметом многолетней дискуссии. Особенно остро эта проблема стоит для Горного Алтая – территории, одновременно попадающей в зону влияния Алтае-Саянской рифтовой системы и Алтайской континентальной окраины. По результатам геолого-съемочных работ, среднепалеозойские магматические образования региона объединены в два вулканоплутонических пояса: Алтае-Минусинский (D_{1-2}) и Салаиро-Алтайский ($D-C_1$) [Корреляция..., 2000] (рис. 1, врезка). Если формирование второго пояса, вне всяких сомнений, связано с развитием активной континентальной окраины, то позиция первого до сих пор остается неясной. Согласно ранее проведенным исследованиям [Руднев и др., 2001; Крук, 2015], формирование этого пояса маркировало трансформацию Алтайской окраины азиатского континента из пассивной в активную под действием внутриплитного источника, т. е. предшествовало началу субдукции. Альтернативная точка зрения, высказанная в работах [Воронцов и др., 2010, 2013], связывает формирование этого пояса с интерференцией плейт- и плюм-тектонических режимов (воздействие мантийного плюма на уже существующую активную континентальную окраину).

В связи с этой проблемой авторами было предпринято геолого-геохимическое исследование вулканических пород аксайского андезит-дацит-риолитового комплекса в юго-восточной части Горного Алтая. Производные этого комплекса выполняют пространственно сближенные Аксайскую и Калгутинскую вулканотектонические структуры (ВТС) и ряд мелких грабенообразных структур между ними и в их окружении (см. рис. 1). Отличительным признаком комплекса является повышенная калиево-катионность большей части слагающих его пород [Родыгин, 1959, 1960; Амшинский, 1973; Мариич, 1975; Фромберг, 1993; Гусев и др., 2008].

Раннедевонский возраст аксайского комплекса установлен по результатам U-Pb изотопного датирования цирконов из субвулканических риолитов (Калгутинская ВТС) и лейкогранитов Аксайского, Уландрыкского и Оюмского массивов (Аксайская ВТС) — 402—405 млн лет, что соответствует раннему эмсу [Гусев и др., 2008; Государственная..., 2010].

Новые геохимические и изотопные (Sr-Nd-O) данные наряду с особенностями геологической позиции позволяют судить об особенностях петрогенезиса вулканитов аксайского комплекса, источниках их расплавов и о возможной обстановке образования в составе Алтае-Минусинского пояса.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АКСАЙСКОГО КОМПЛЕКСА

Аксайская и Калгутинская ВТС расположены на юго-востоке Горного Алтая в бассейнах рек Уландрык, Аксай, Чаган-Бургазы, Калгуты, Жумалы и частично распространяются на территорию Монголии (см. рис. 1). Обе структуры приурочены к юго-восточной периферии Холзунско-Чуйского антиклинория и наложены на тектонизированные метатурбидитовые образования кембро-ордовикской горно-алтайской серии. В строении обеих ВТС совместно с вулканитами участвуют фрагменты разновозрастных (от раннего силура до раннего девона) карбонатно-терригенных отложений и более поздние (от среднего девона до ранней юры) интрузивные образования. По внутреннему строению Аксайская и Калгутинская ВТС заметно различаются между собой, что отражает, по-видимому, различные уровни эрозийного среза.

В Аксайской ВТС комплекс представлен преимущественно покровными фациями, среди которых лавовые разновидности преобладают над пирокластическими, а субвулканические образования развиты незначительно. В составе высококалиевой серии выделяются две ассоциации – ранняя дацитовая и поздняя риолитоидная в объемном соотношении 1:5. Для дацитов характерно массивное мелкопорфировое (плагиоклаз, редко опациitizedированный темноцветный минерал) строение с миндалекаменной и флюидальной текстурами, гиалопилитовой или фельзитовой основной массой. Риолитоидная ассоциация представлена риолитами и комагматическими субвулканическими лейкогранит- и микрогранит-порфирами обычно повышенной щелочности. Риолиты мелкопорфировые массивные, реже флюидальные, пятнисто-полосчатые или сферолитовые, вкрапленники представлены кварцем, калишпатом и плагиоклазом в разных соотношениях. В субвулканических риолит- и микрогранит-порфирах состав фенокристов аналогичен, в матриксе изредка отмечаются мусковит и биотит. Наиболее крупные субвулканические тела (Аксайский, Уландрыкский, Оюмский, Буратинский, Согонолуцкий, Чаган-Бургазинский массивы), сложенные лейкогранитами различной щелочности (от низко- до умеренно щелочных), располагаются в центрально-осевой и периферической частях ВТС и, предположительно, фиксируют собой расположение эруптивных центров. Породы сложены кварцем, калишпатом, кислым плагиоклазом. Редкие мелкие выделения биотита и мусковита в сумме не превышают 3—4 %.

В Калгутинской ВТС породы эффузивной фации распространены незначительно, развиты гомогенно (ранние андезибазальты, поздние риодациты и риолиты) при резком преобладании кремнекис-

лых производных. Все разновидности порфиоровые, доля вкрапленников обычно не превышает 4–5 % в андезибазальтах (плаггиоклаз, псевдоморфозы по темноцветному минералу) и 15 % в дацитах, риодацитах и риолитах (кварц, плаггиоклаз, калишпат, биотит). Субвулканические образования слагают единый массив, почти полностью определяющий контур ВТС, и сформированы в несколько фаз внедрения с последовательностью: 1) риолиты и риодациты; 2) дациты; 3) гранодиориты и граниты; 4) лейкограниты. Породам первых трех фаз свойственно обилие порфиоровых выделений (30–60, иногда до 70 % объема породы), представленных в различном сочетании кварцем, плаггиоклазом, калишпатом, биотитом, изредка гиперстеном (в дацитах). Лейкограниты, как правило, аплитовидные или микропегматитовые. Изредка наблюдаются крупные фенокристы микропертита. Породы на 90–95 % сложены кварцем и калишпатом и практически лишены темноцветных минералов, в небольшом количестве присутствует кислый плаггиоклаз.

Оюмский палеовулкан выделяется в виде двух разобщенных фрагментов в северо-западном обрамлении Аксайской ВТС. Более крупный восточный фрагмент представлен мощным (более 600 м) разрезом, сложенным слабодифференцированной эффузивной серией, в которой доминируют андезиты, переслаивающиеся с резко подчиненными базальтами и дацитами. Аналогичные по составу вулканиды западного фрагмента выполняют небольшой грабен на левобережье р. Себыстей (юго-западная окраина Чуйской котловины). Тесная пространственная сопряженность предполагает относительную синхронность формирования вулканидов Оюмского палеовулкана и Аксайской ВТС. В отличие от типичных для аксайского комплекса калиевых производных, породы Оюмского палеовулкана характеризуются натриевой спецификой и значительным развитием магнезиальных разновидностей. Породам свойственны мелкопорфиоровые, микролитовые структуры и грубофлюидальные, массивные и миндалекаменные текстуры. Вкрапленники деанортизированного плаггиоклаза и хлоритовые псевдоморфозы по пироксену(?) составляют в сумме до 25 % от объема породы. В дацитах в небольшом количестве присутствуют фенокристаллы кварца.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Содержания петрогенных и редких рассеянных элементов в породах измерены методами рентгенофлуоресцентного анализа (РФА, спектрометры ARL-9900XL ThermoScientific, AxiosAdvanced) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS, масс-спектрометры высокого разрешения Elan-DRC-6100, Finnigan MAT) в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск), аналитических центрах ИМГРЭ (г. Москва) и ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург).

Изотопный состав Sm–Nd и Rb–Sr изучен на масс-спектрометрах Finnigan MAT-262 и Triton в ИГГД РАН и ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике. Концентрации элементов определены с точностью не более ± 1 отн. %. Погрешность 2σ не превышала для $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 0.5 и 1.0 отн. %, для $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.005 и 0.1 отн. %. Изотопные отношения нормализованы по стандартам NBS SRM-987 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710235$) и LaJolla ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$). Величина эpsilon и первичные изотопные отношения неодима и стронция рассчитаны на U–Pb возраст 405 млн лет акцессорного циркона в гранитоидах аксайского комплекса (современный CHUR $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, UR $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.0827$) [Фор, 1989]. Отношение $\delta^{18}\text{O}$ (± 0.2 ‰, SMOW) в валовых пробах пород определено на масс-спектрометре МИ-1201В в ГИН РАН, г. Москва.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД АКСАЙСКОГО КОМПЛЕКСА

Представительные химические составы пород комплекса приведены в табл. 1, их распределение по кремнекислотности в обеих ВТС и Оюмском палеовулкане иллюстрируется гистограммами (рис. 2).

Петрогеохимическая типизация

Андезибазальты Калгутинской ВТС. При вариациях кремнекислотности в интервале 52.9–55.4 мас. % составы андезибазальтов на TAS-диаграмме тяготеют к линии разделения полей нормально- и умеренно щелочных разновидностей, а в координатах SiO_2 – K_2O соответствуют высококалиевым производным (рис. 3, а, б). Андезибазальтам свойственны низкая магнезиальность ($\text{mg}\# = 12$ – 26 , $\text{MgO} = 1.17$ – 1.92 мас. %) (рис. 4), деплетированность Cr (7–30 г/т) и Ni (9–44 г/т), что может свидетельствовать об образовании пород из дифференцированного расплава. Также характерны пониженная глиноземистость ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.7$ – 13.8 мас.%, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.33$ – 0.42), но повышенная общая и калиевая щелочность ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4.3$ – 6.2 , $\text{K}_2\text{O} = 2.2$ – 3.2 мас.%) при высоких концентрациях титана ($\text{TiO}_2 = 1.7$ – 2.7 мас.%) и фосфора ($\text{P}_2\text{O}_5 = 0.4$ – 1.4 мас. %), что сближает изученные породы с рифтогенными вулканидами, в частности с базитами Эфиопского рифта ($\text{K}_2\text{O} = 0.6$ – 1.3 мас. %, $\text{TiO}_2 = 1.4$ – 2.6 мас. %, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.3$ – 0.7 мас. % [Kurkura et al., 2009]). В числе особенностей наблюдается аномальная

Таблица 1.

Представительные химические составы пород аксайского комплекса

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	30002	30061	УЛ-1	УЛ-7	1073-1	5187	5188	1075-1	1074	302	БШ-3	УЛ-4	УЛ-5
SiO ₂	64.3	62.3	63.4	62.6	62.2	66.3	65.2	64.8	64.8	71.3	74.5	74.9	74.5
TiO ₂	1.07	1.76	1.04	0.96	1.19	0.88	1.14	1.10	1.09	0.81	0.19	0.16	0.18
Al ₂ O ₃	13.4	14.9	13.8	14.3	13.9	14.0	13.1	14.5	14.0	15.8	13.6	12.8	12.9
FeO*	6.51	2.98	7.41	9.83	7.98	7.70	9.03	7.56	6.95	1.40	1.22	2.06	2.06
MnO	0.14	0.08	0.06	0.12	0.09	0.03	0.09	0.04	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03
MgO	0.26	2.90	1.12	1.77	1.86	1.5	2.04	1.45	1.59	0.49	0.32	0.33	0.05
CaO	4.35	3.91	1.38	0.91	2.58	0.49	1.09	0.66	1.77	1.09	0.08	0.17	0.17
Na ₂ O	0.97	3.23	4.53	1.11	2.2	2.23	4.26	3.11	3.69	2.06	0.60	2.97	2.35
K ₂ O	2.33	2.10	4.14	2.91	3.62	4.01	1.70	4.43	2.62	4.62	7.56	5.31	6.83
P ₂ O ₅	0.21	0.09	0.34	0.291	0.34	0.26	0.38	0.35	0.36	0.27	0.02	0.02	0.03
П.п.п.	5.65	4.86	1.91	3.92	3.08	2.48	1.99	1.90	2.34	2.24	1.77	0.90	0.68
Сумма	99.16	99.10	99.09	98.74	99.09	99.87	100.02	99.94	99.34	100.05	99.89	99.63	99.83
Ba	470	99	676	446	558	342	343	649	278	931	629	869	283
Sr	65	84	69	37	89	49	93	63	50	29	21	56	38
Rb	106	104	113	146	187	235	66	161	114	184	253	206	216
Cs	13.7	9.1	1.7	5.0	9.2	8.4	1.2	5.8	3.7	2.6	4.5	7.4	5.4
Sc	11.5	26	38.8	43.5	17.7	17.7	25	14.3	15.4	34	1.6	23.9	22.5
Th	12.8	8	13.5	16.9	10	14.5	12.8	12.5	9.8	16.7	18.2	20.4	23.8
U	4.2	2.7	3.4	3.9	3.4	4	3.7	3.9	3.1	2.3	5.7	4.5	5
Zr	161	225	370	304	344	376	380	363	365	401	235	222	256
Hf	5.8	5.6	10.4	9.8	9.7	10	8.8	10.4	8.9	10	7.5	8.1	9.9
Nb	21	15.6	18.2	14.7	18.1	18	15.6	18.8	19.6	14.2	21.3	21	27.5
Ta	2.6	0.9	1.7	1.8	1.35	1.34	1.22	1.13	1.4	1.1	2.1	2.2	2.9
Y	59	54	57.1	55.7	67	59	48	68	65	46.4	78.5	75	80.9
La	11.9	25	26.9	39.5	47	70	36	70	12.6	50.1	32.5	59.5	58.2
Ce	27	56	60.7	89.7	98	135	74	141	27	107.3	71.1	127.7	141.3
Pr	3.9	7.7	7.8	11.1	13.5	18.4	10.6	18.9	3.8	11.7	8.5	15.9	16.3
Nd	17	33	32.7	44.4	54	68	41	76	16.7	44.6	33.2	62	64
Sm	5.3	7.8	7.6	10.0	11.6	12.4	8.5	16.3	4.8	8.9	8	13.8	14.8
Eu	1.1	1.8	1.8	2.2	3	2	1.7	3.5	1	1.6	1.1	1.9	0.6
Gd	7.1	8	8.1	9.7	11.3	10.1	8.3	14.1	7.1	9	9.8	13.3	13.8
Tb	1.4	1.4	1.4	1.6	1.83	1.54	1.28	2	1.4	1.4	1.8	2.1	2.4
Dy	9.1	8.2	9.5	10.1	10.9	9.7	7.9	11.2	8.7	8.5	12.3	13	15.5
Ho	1.9	1.6	2.1	2.2	2.1	1.98	1.67	2.3	1.9	1.8	2.6	2.7	3.2
Er	5.8	4.6	6.2	6.4	6.2	6.3	5.1	6.7	5.3	4.9	7.2	7.8	9.3
Tm	0.91	0.7	0.89	0.94	0.96	1.01	0.84	1.03	0.77	0.7	1.06	1.17	1.36
Yb	5.8	4.3	5.76	5.98	5.7	6.3	5.3	6.1	4.9	4.1	6.57	7.41	8.7
Lu	0.81	0.57	0.91	0.92	0.8	0.94	0.81	0.87	0.71	0.6	0.97	1.13	1.34
V	109	203	57	43	80	62	66	60	48	38	8	8	7
Cr	11	12	67	6	32.00	6	5.5	9.10	10	40	6	10	10
Co	12	24	10	11	10.20	8.6	11.7	7.40	8	2	2	2	2
Ni	30	<5	45	20	25	13	<5	8.1	9	6	28	21	12
Pb	14.1	5.1	—	—	8.3	22	6.9	10.3	5.9	—	—	—	—
Ga	—	—	21.9	24.7	—	—	—	—	—	16	21.4	22.2	25.4

Компо- нент	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
	5141	5176	5177	5178-1	5186	30058-1	30062	1091-1	БШ-7	5119-1	ОЮ-3	503	501
SiO ₂	74.5	76.6	75.9	78.4	77.0	78.2	74.4	72.6	74.8	75.7	74.2	53.8	55.4
TiO ₂	0.16	0.15	0.21	0.21	0.16	0.07	0.09	0.26	0.15	0.18	0.34	2.69	2.35
Al ₂ O ₃	12.6	11.6	12.1	12.1	12.1	11.5	11.1	11.0	11.9	12.4	13.0	13.5	12.7
FeO*	3.64	3.22	3.64	1.17	1.83	1.42	2.17	5.49	1.96	2.50	2.26	13.95	14.85
MnO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.07	0.05	0.03	0.04	0.03	0.28	0.19
MgO	0.64	0.32	0.27	0.13	0.13	0.39	0.4	0.96	0.05	0.17	0.05	1.92	1.17
CaO	0.23	0.26	0.13	0.15	0.15	0.12	2.14	2.46	0.09	0.15	0.25	4.97	4.14
Na ₂ O	2.85	0.66	1.20	0.28	0.30	1.07	1.02	0.58	2.95	2.51	2.74	3.45	2.56
K ₂ O	3.92	6.18	5.52	6.01	6.79	4.65	5.9	2.88	6.47	4.88	5.60	2.44	2.17
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.03	0.01	0.03	0.03	0.03	0.11	0.02	0.04	0.08	1.39	1.28
П.п.п.	1.51	1.14	1.11	1.32	1.49	2.32	3.5	3.22	1.46	1.09	1.15	1.02	0.60
Сумма	100.10	100.13	100.13	99.76	100.04	99.82	100.79	99.58	99.87	99.73	99.65	99.34	97.41
Ba	522	787	629	636	439	164	245	580	363	378	609	328	303
Sr	31	47	29	27	23	16	27	170	30	27	52	209	179
Rb	139	222	214	235	224	140	143	109	215	159	161	177	150
Cs	2.5	10	4	4.8	1.67	4.1	2.8	10.9	1.8	4.9	2.5	24.1	12.9
Sc	5	5.9	3	6.1	5.1	2.3	3.5	6.2	9.5	1.64	20	38.3	48.1
Th	15.1	15.4	17.7	17.5	15.5	22	15.8	15.2	21	12.8	23.7	7.8	8.8
U	5	5.4	3.9	4	3.2	5.6	2.3	3.5	4.6	3.5	5.3	2.1	2.8
Zr	199	241	379	398	236	93	125	228	281	199	241	259	218
Hf	6	6.6	10.5	10.2	9	4.5	5.3	8.8	10.3	6.5	9	6.3	7.3
Nb	23	19.7	17.9	17.7	29	24	29	24	28.3	29	12.6	13.1	10.1
Ta	1.95	1.53	1.54	1.3	2.2	2.5	2.2	1.97	2.5	1.95	1.8	1	1.1
Y	40	48	62	65	89	90	32	30	81.5	74	47.8	64.6	67.1
La	68	31	54	59	35	20	13.5	34	50.6	21	23.8	34.2	29.5
Ce	139	66	110	117	157	46	30	60	130.7	52	52.7	83	71.7
Pr	18	6.3	16.2	16.8	11.5	6.7	4.3	7.1	14.9	6.3	6	11.5	9.9
Nd	65	31	62	62	44	28	16.4	24	57.3	25	22.3	51.9	44.7
Sm	11.5	6.2	13	12.9	9.3	7.9	4	4.2	13.5	6	5.1	12.8	11.4
Eu	1.48	0.99	2.2	2.3	1.15	0.6	0.25	0.77	1.2	0.84	0.9	4.1	3.5
Gd	9.4	6.1	13.7	13.5	10	9.2	4.1	3.8	12.7	7.7	5.8	14	13
Tb	1.19	1.07	2.1	2.1	2.2	1.8	0.69	0.64	2.2	1.7	1.2	2.1	2.1
Dy	6.5	7.2	12	11.8	16	12	4.8	4.4	14.2	11.8	8.2	13.2	13
Ho	1.4	1.65	2.4	2.3	3.4	2.5	1.02	0.95	3	2.5	1.9	2.7	2.8
Er	4.2	5.1	6.9	6.6	9.8	7.8	3.4	3.4	8.8	7.2	5.7	7.2	7.9
Tm	0.71	0.84	1.07	1.03	1.54	1.28	0.63	0.58	1.33	1.09	0.88	1.01	1.13
Yb	4.7	5.2	6.7	6.5	9.6	8.2	4.7	4.1	8.54	6.5	5.8	6.18	7.05
Lu	0.68	0.68	0.99	0.96	1.34	1.16	0.64	0.62	1.31	0.87	0.9	0.9	1.03
V	4.8	5.4	2.5	1.83	3.5	4	7.4	43	6	7.1	19	195	173
Cr	8.8	11.6	8.9	11.7	13.4	8	15.7	16.30	1	10	3	13	7
Co	1.9	2.2	1.44	1.67	1.74	1	2.1	4.30	2	1.77	4	22	31
Ni	5	5	5	14	6.3	9	<5	22	6	<5	2	44	18
Pb	12.2	12	22	17.3	8.2	6.2	11.2	6.8	—	15.6	—	—	—
Ga	—	—	—	—	—	—	—	—	22.9	—	19.6	—	—

27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
ЖУ-1	170	5252	ЖУ-4	ЖУ-11	30068	ЖУ-6	Жу-12	ЖУ-2	ЖУ-3	8035	30052
64.6	70.5	71.3	74.5	75.5	67.4	69.7	70.4	69.2	73.1	52.9	54.9
1.01	0.45	0.45	0.31	0.24	0.56	0.65	0.56	0.49	0.07	2.39	1.67
14.8	14.6	14.8	12.5	12.9	13.4	15.0	14.2	14.9	12.7	13.3	13.8
6.40	1.79	2.97	2.26	1.56	2.86	4.09	4.37	2.84	0.60	11.68	7.48
0.11	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.08	0.03	0.03	0.15	0.19
1.85	0.82	0.58	0.42	0.82	1.24	0.50	0.13	0.80	0.39	1.43	1.47
2.67	2.54	0.21	0.58	0.19	1.47	0.34	0.25	1.20	1.15	4.80	5.74
2.30	1.42	0.78	3.12	0.81	5.47	2.62	2.91	3.32	1.50	1.77	3.00
3.25	3.13	7.00	4.47	6.30	4.73	4.94	4.36	5.06	8.04	2.56	3.22
0.265	0.13	0.11	0.08	0.09	0.20	0.18	0.17	0.15	0.06	1.14	0.42
1.26	3.84	1.48	1.50	1.32	2.22	1.57	1.58	1.55	2.33	6.61	6.89
6.40	99.28	99.73	99.72	99.76	99.60	99.58	98.98	99.56	99.98	97.73	98.80
650	222	716	527	588	576	515	558	1040	481	180	134
186	42	23	89	28	63	43	27	137	43	63	60
114	190	212	167	216	156	165	209	161	201	137	115
7.3	4.3	4.5	2.9	5	10.2	3.3	5.2	3.6	2.8	7.9	15.9
8.6	27	7.3	1	1	13.7	4.3	1.0	1.5	1.8	38	23
17.8	15.7	17.7	11.5	14	13.2	15.7	12.7	15	8.5	8	9.9
3.7	3.2	3.3	2.4	2.9	2.3	3.4	2.8	2	3.9	3	3.4
491	251	262	169	180	288	304	164	274	64	307	229
12.1	6.4	7.3	4.7	5.2	7.6	7.8	4.8	7.3	2.7	8	6.3
17	10.3	13.2	9.5	10.6	15.5	12.2	10.8	11.8	11.2	17.2	13.4
1.2	0.9	1.2	1	1.1	0.97	1	1.2	1.1	1.6	1.1	0.96
63.2	41.7	43	32.7	62	60	48.6	58.1	51.4	15.3	80	49
53.4	39.8	39	25.1	14.1	61	40.5	12.7	39.6	1.4	36	24
118.4	86.6	80	57.6	33	132	90.2	29.9	83.4	3.9	83	54
14.5	10.2	10.8	6.6	4	17.5	10.7	3.7	9.9	0.6	12.2	7.8
58.1	38.2	45	24.8	16.3	67	41.7	15.1	38.5	2.7	55	34
12.4	8	9	5.5	4.5	12.3	9.1	4.3	8.6	1.1	13.3	8.3
2.4	1.6	1.3	0.9	0.7	2	1.6	0.6	1.9	0.3	3.6	2.2
11.6	8	8.6	4.8	5.8	10.5	8.7	5.3	8.2	1.5	13.5	9.1
1.8	1.3	1.2	0.8	1.2	1.57	1.3	1.1	1.4	0.3	2.1	1.5
10.7	7.8	7.4	5.4	8.5	9.6	8.1	8.1	8.4	2.4	13.3	9
2.2	1.6	1.4	1.1	1.9	1.78	1.7	1.8	1.7	0.5	2.7	1.77
6	4.5	4.1	3.2	5.8	5.2	4.6	5.5	4.8	1.6	7.5	5
0.85	0.7	0.62	0.49	0.92	0.75	0.64	0.9	0.7	0.28	1.15	0.72
5.25	3.9	3.8	3.26	5.65	4.7	3.97	5.3	4.33	2.11	6.9	4.3
0.81	0.6	0.57	0.49	0.83	0.64	0.59	0.8	0.64	0.34	0.98	0.61
88	36	25	20	14	43	57	12.7	32	7	168	182
17	48	23	5	20	30	10	2.2	1	2	13	30
14	25	2	3	2	5	2	2.2	5	1	14	24
41	1	11	6	17	3	5	8.0	1	3	9	30
—	—	11.3	—	—	7.9	—	—	—	—	10.2	10.7
19.7	—	—	14.4	13.5	—	19.8	13.6	17.5	12.4	—	—

Компо- нент	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51
	10176-2	30053	8040	P-1/13	8053	30008-1	ОЮ-5	P-5/6	ИР-182	P-1/10	P-1/15	30009	P-5/7
SiO ₂	77.5	74.5	76.4	71.7	75.6	56.8	55.1	58.3	55.8	58.3	56.3	61.9	56.1
TiO ₂	0.17	0.32	0.2	0.15	0.23	0.98	0.99	0.88	1.07	0.78	1.02	0.83	1.05
Al ₂ O ₃	11.0	13.4	12.8	17.0	12.7	18.9	15.6	16.3	15.5	15.2	17.9	16.3	18.7
FeO*	2.51	3.33	2.68	1.89	2.72	7.06	9.05	7.87	10.39	7.03	7.92	5.29	9.20
MnO	0.04	0.05	0.03	0.02	0.04	0.08	0.04	0.19	0.15	0.09	0.05	0.09	0.13
MgO	0.32	0.3	0.29	0.66	0.21	4.20	5.16	5.30	6.55	6.55	4.82	2.45	3.29
CaO	1.06	0.11	0.58	0.26	0.22	0.70	1.17	2.15	0.88	1.16	0.69	2.15	1.22
Na ₂ O	1.45	1.12	2.05	2.95	2.17	4.94	6.65	4.31	3.68	5.59	6.95	3.92	3.63
K ₂ O	2.83	4.01	2.96	3.63	5.02	2.26	1.07	0.69	0.57	0.83	1.04	2.63	1.88
P ₂ O ₅	0.04	0.07	0.05	0.08	0.12	0.21	0.40	0.19	0.34	0.19	0.23	0.23	0.27
П.п.п.	2.68	2.41	1.84	1.55	0.72	3.04	4.20	3.42	4.14	3.97	3.22	3.41	3.32
Сумма	99.62	99.58	99.82	99.86	99.72	99.21	99.33	99.55	99.10	99.67	100.16	99.18	98.78
Ba	162	142	78	294	688	682	265	652	108	256	214	386	612
Sr	37	78	32	74	77	233	72	231	82	122	127	183	107
Rb	93	137	124	130	163	71	17	21	27	30	42	106	128
Cs	4.5	7.6	10.9	2.8	3.1	3.6	0.5	0.8	3.4	5.1	2.7	5.9	4.1
Sc	3.8	6.6	4.4	4.7	4.6	11.2	28	30	36	16.4	15.7	12.8	28.0
Th	17	14	21	8.9	11.4	11.3	10.8	5.9	9	8	8.1	9.6	12.3
U	3.8	2.9	3.6	1.2	2.4	3.0	1.8	1.3	2.1	1.6	1.6	2.7	5.3
Zr	152	502	225	96	143	191	142	116	158	178	185	195	226
Hf	4.9	12.3	6.7	3	4.3	5.7	4.7	3	3.8	4.6	4.9	5.6	5.5
Nb	13.1	29	14.1	12.4	12.1	16.1	10.8	5.9	9.5	9.1	11.0	10.5	12.1
Ta	1.2	1.8	1.2	1.2	1.04	1.1	0.8	0.4	0.6	0.6	0.8	0.9	1.1
Y	36	50	58	15.4	53	17.6	18.4	15.8	17.8	25	21.0	31.0	23.9
La	37	45	49	11.4	16.7	16	44.8	17.1	29.8	24	12.4	28.0	42.8
Ce	71	99	102	21	35	33	93.2	37.5	64.3	51	26.0	58.0	90.3
Pr	9.5	13.4	13.2	2.6	5	4.3	11.3	4.4	7.5	6.6	3.7	7.6	10.3
Nd	38	53	54	9.7	21	17	42.6	17.3	29.5	28	16.4	29.0	37.7
Sm	8.9	11.1	10.6	1.9	5.4	3.2	7.8	3.6	5.4	5.7	3.7	5.6	6.8
Eu	1.2	2.1	1.07	0.5	0.82	0.7	1.8	1	1.2	1.4	1.0	1.2	1.6
Gd	6.4	9.2	9.3	1.9	5.6	3.1	5.4	3.3	4.4	4.9	3.2	5.4	5.4
Tb	1	1.4	1.45	0.3	1.14	0.4	0.7	0.5	0.6	0.7	0.5	0.8	0.8
Dy	6.1	8	8.7	2.2	7.8	2.9	3.9	3	3.5	4.2	3.1	5.0	4.6
Ho	1.2	1.6	1.82	0.5	1.71	0.6	0.8	0.6	0.7	0.8	0.7	1.0	0.9
Er	3.6	4.9	4.9	1.3	5.1	2	2.2	1.8	1.9	2.3	2.0	2.9	2.6
Tm	0.56	0.83	0.76	0.22	0.83	0.34	0.35	0.3	0.3	0.37	0.34	0.45	0.40
Yb	3.6	5.3	4.5	1.58	5.2	2.2	2.23	1.7	1.8	2.3	2.30	2.70	2.40
Lu	0.56	0.81	0.61	0.23	0.74	0.34	0.35	0.3	0.3	0.31	0.32	0.38	0.40
V	8	2	7.3	26	14.7	127	165	71	183	131	117	92	258
Cr	9	7	7.2	13	17.2	102	56	185	146	216	52	39	87
Co	5	5	5.2	5	4.3	20	26	32	45	32	34	16	32
Ni	8	10	3.5	16	3.6	58	50	128	91	75	40	24	58
Pb	14.4	19	4.1	2.7	4	25	—	9.3	9.1	3.9	2.3	6.9	—
Ga	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Содержания оксидов в мас. %, редких элементов в г/т. FeO* — общее железо в форме FeO. Прочерк — элемент не определялся. 1—24 — Аксайская ВТС: 1—9 — дациты, 10—21 — риодациты и риолиты, 22—24 — лейкограниты Аксайского (22), Уландрыкского (23) и Оюмского (24) массивов; 25—36 — Калгутинская ВТС: 25—26 — Nb-обогащенные андезибазальты, 27 — дацит, 28, 29 — риодациты, 30, 31 — риолиты, 32 — гранодиорит, 33—35 — граниты, 36 — лейкогранит; 37—43 — грабены между Аксайской и Калгутинской ВТС: 37, 38 — Nb-обогащенные андезибазальты, 39—43 — риодациты и риолиты; 44—51 — Оюмский палеовулкан: 44—50 — магнезиальные андезиты и андезибазальты, 51 — андезибазальт.

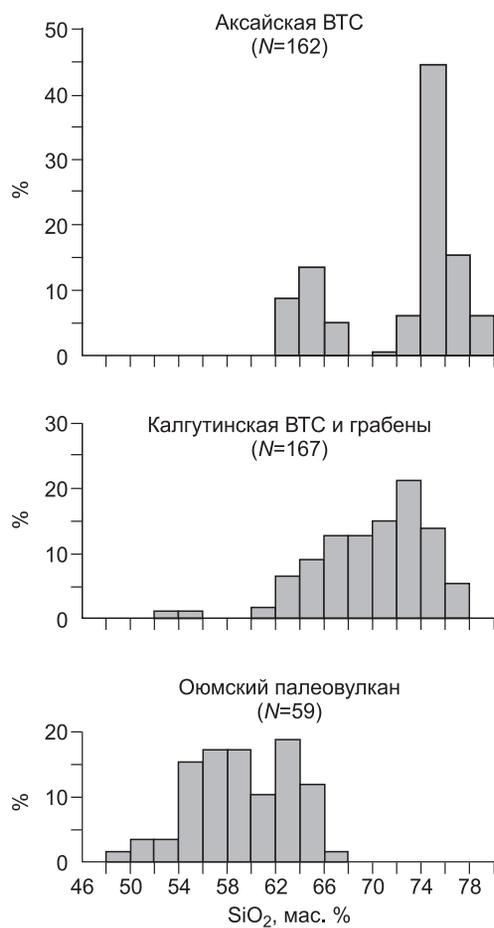
Рис. 2. Гистограммы распределения составов пород аксайского комплекса по кремнекислотности.

В скобках приведено количество образцов. Кроме табличных (см. табл. 1) использованы анализы из материалов ГСР-50.

обогатненность Cs (8—24 г/т), отчетливые Ba- и Sr-минимумы в редкоземельном спектре (рис. 5, а), слабодифференцированный редкоземельный спектр $(La/Yb)_N \approx 3—4$ с незначительной отрицательной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.77—0.94$). Несмотря на выраженный Ta-Nb-минимум, андезитобазальты обогащены Nb (10—17 г/т) в отличие от типичных островодужных базитов (менее 10 г/т [Kelemen et al., 2003; Коваленко и др., 2010]), что наряду с другими индикаторами ($Th = 7.8—9.9$ г/т, $Zr/Hf = 30—41$, $(Gd/Yb)_N = 1.5—1.9$, $Ta = 0.96—1.1$ г/т, $Nb/Ta \approx 9—16$, $[(Ta/Th) + (Ta/La)]_{PM} \approx 0.8—0.9$) позволяет, согласно [Polat, Kerrich, 2001; Ujike, Goodwin, 2003], относить их к группе Nb-обогащенных базальтов и андезитов (NEBA).

Кремнекислые породы Аксайской и Калгутинской ВТС. Химический состав кремнекислых производных характеризуется широкими вариациями содержаний кремнезема ($SiO_2 \approx 62—79$ мас. %) и общей щелочности ($Na_2O + K_2O \approx 3—10$ мас. %), при этом большинство разновидностей имеет нормальную и повышенную щелочность (см. рис. 3, а). В Аксайской ВТС отчетливо проявлена бимодальность составов при отсутствии риодацитов. По соотношению SiO_2 и K_2O большинство вулканитов относится к ультракалиевой (шошонитовой) серии. Величина K_2O/Na_2O почти постоянно выше единицы (в дацитах иногда < 1) и достигает предельных значений (до 60) в низкщелочных риолитах и лейкогранитах. Характеристическим признаком всего породного ряда является высокая глиноземистость: величина ASI преимущественно 1.0—1.5 и достигает 2.9 в риолитах; на диаграмме $A/NK—A/CNK$ почти все составы располагаются в поле пералюминиевых гранитоидов (см. рис. 3, в). Большинству разновидностей свойственны повышенная железистость (см. рис. 3, з) и низкая фосфористость (в риодацитах, риолитах, гранитах и лейкогранитах P_2O_5 обычно менее 0.1 мас. %). Отличительной геохимической особенностью кремнекислых пород являются их редкоземельные спектры с глубокими отрицательными аномалиями Ba, Sr, P и Ti (см. рис. 5, в, д). Менее выражены Ta-Nb «трог» и Pb-максимум. Распределение редкоземельных элементов характеризуется повышенным уровнем их содержаний (ΣREE в дацитах и гранодиоритах 96—343 г/т, в риолитах и лейкогранитах 103—350 г/т), умеренным фракционированием $(La/Yb)_N \approx 1—9$, $(La/Gd)_N \approx 2—5$ и отрицательной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.1—0.9$). По ряду признаков — повышенная железистость, общая обогатненность HFS-элементами (сумма Nb + Zr + Ce + Y обычно превышает 350 г/т), повышенные концентрации Ga (величина $10000Ga/Al$ чаще более 2.6) — кремнекислые производные аксайского комплекса сопоставляются с гранитоидами А-типа и соответствуют подтипу А2, а на диаграмме Rb — (Y + Nb) большинство составов смещено в область внутриплитных гранитоидов (рис. 6, б, в, з).

Породная серия Оюмского палеовулкана характеризуется умеренной дифференцированностью, одномодальным распределением составов по кремнекислотности с общим максимумом в интервале андезитов ($SiO_2 = 54—64$ мас. %) (см. рис. 2, 3). Для большинства образцов свойственны преобладание натрия в балансе щелочей ($K_2O/Na_2O \approx 0.1—0.7$) и повышенная магнизиальность, что позволяет относить породы к «магнезиальным андезитам» (МА) (см. рис. 4). Для породной ассоциации отмечаются умеренные титанистость ($TiO_2 \approx 0.8—1.3$ мас. %), глиноземистость ($Al_2O_3 \approx 12—15$ мас. %) и фосфористость (P_2O_5 в основном 0.2—0.4 мас. %). На классификационных диаграммах составы вулканитов палеовулкана тяготеют к полям умеренно щелочных разновидностей преимущественно низко- и среднекалиевой серий (см. рис. 3). Для редкоземельного состава характерны высокие концентрации Sr (39—216 г/т) и обедненность Sr (72—233 г/т), низкие величины отношения Sr/Y (4—15) и отчетливые Ta-Nb-, Ti- и Sr-минимумы на спайдерграмме (см. рис. 5). Редкоземельные спектры характеризуются низкой до умеренной степенью фракционирования $(La/Yb)_N \sim 4—15$ при слабовыраженной отрицательной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.6—0.9$) и невысоких суммарных концентрациях REE (76—217 г/т). В це-



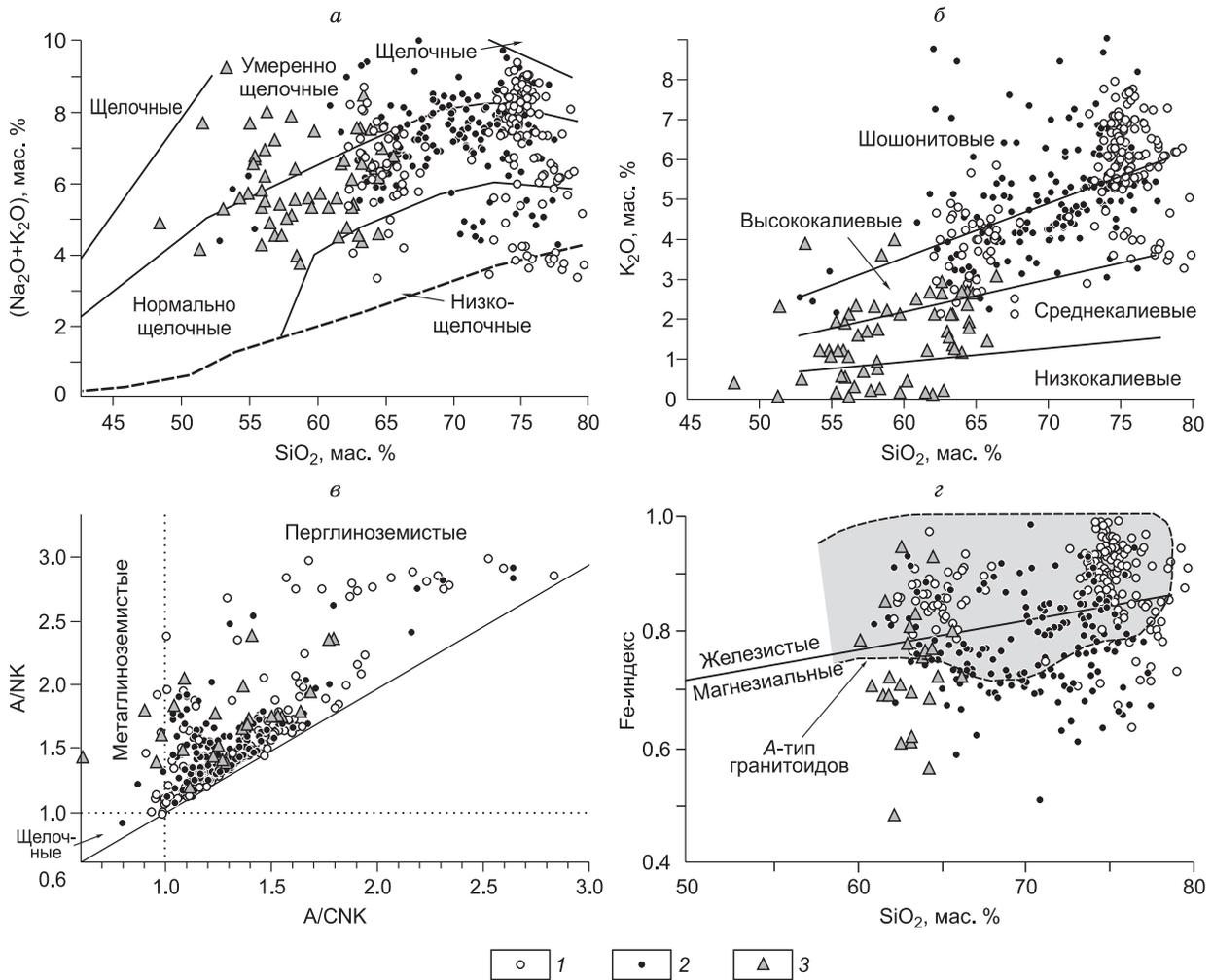
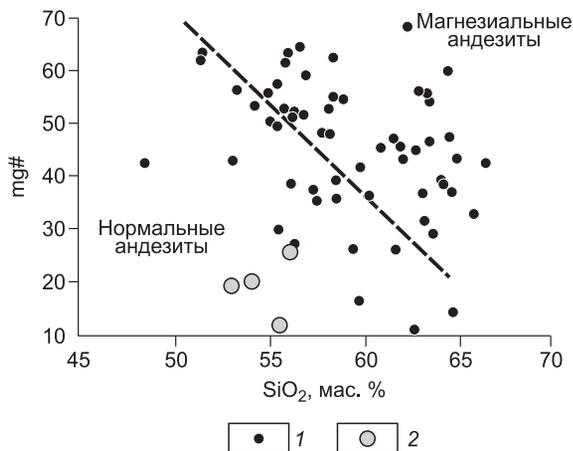


Рис. 3. Петрохимические диаграммы для пород аксайского комплекса.

Составы пород: 1 — Аксайской ВТС, 2 — Калгутинской ВТС, 3 — Оюмского палеовулкана. На диаграммах (в) и (г) приведены кремнекислые производные ($\text{SiO}_2 > 60$ мас. %). а — по [Петрографический кодекс..., 2009], б — по [Rickwood, 1989], в — по [Maniar, Piccoli, 1989], г — по [Frost et al., 2001]. $A/NK = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, мол. кол.; $A/CNK = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, мол. кол. Fe-индекс = $\text{FeO}_{\text{общ}}/(\text{FeO}_{\text{общ}} + \text{MgO})$, мас. %.

лом по петрогеохимическим параметрам продукты Оюмского палеовулкана сопоставимы с надсубдукционными магматитами, что, в частности, проявлено на дискриминационной диаграмме Th—Hf/3—Ta (см. рис. 6, а).



Sr-Nd-O изотопная систематика

Изотопные составы пород комплекса определены по 11 образцам (табл. 2). Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(405)$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(405)$ варьируют в интервалах 0.7035—0.7096 и 0.512063—0.512220 соответственно. В Sr-Nd изотопных координатах два разобщенных субпараллельных тренда направлены от мантийной

Рис. 4. Соотношение кремнекислотности и магнезиальности в породах аксайского комплекса.

1 — породы Оюмского палеовулкана, 2 — Nb-обогатненные андезибазальты. Линия, разделяющая поля нормальных и магнезиальных андезитов, по [McCarton, Smellie, 1998]. $\text{mg}\# = 100 \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{общ}})$, ат. кол.

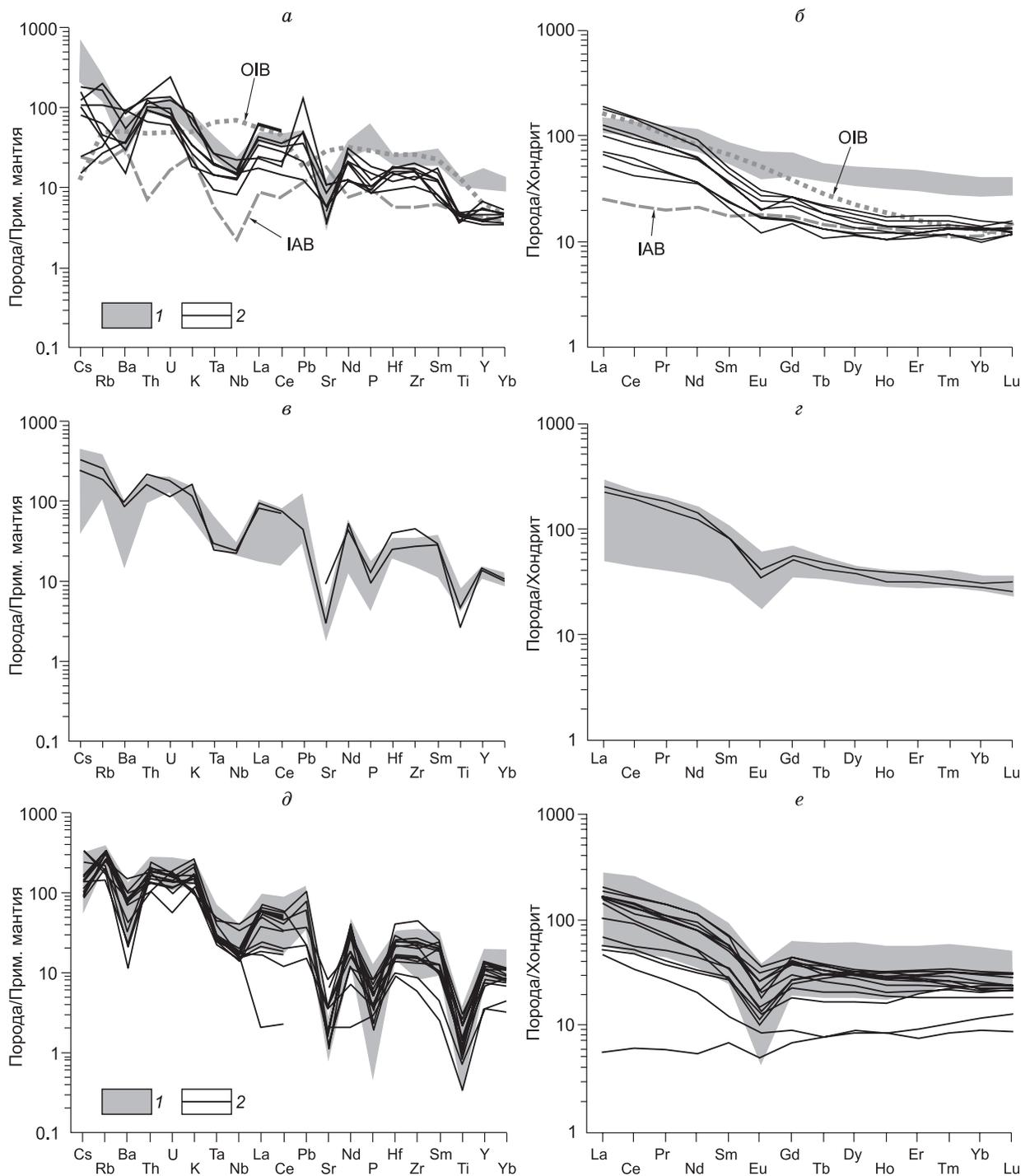


Рис. 5. Распределение редких элементов в породах аксайского комплекса.

Составы примитивной мантии, хондрита и базальтов океанических островов (OIB), по [Sun, McDonough, 1989], базальтов островных дуг и активных континентальных окраин (IAB), по [Коваленко и др., 2010]. *а, б* — 1 — Nb-обогащенные андезибазальты, 2 — магнезиальные андезибазальты и андезиты Оюмского палеовулкана; *в–е* — 1 — Аксаяская ВТС, 2 — Калгутинская ВТС; *е, г* — дациты и гранодиориты, *д, е* — риодациты, риолиты, граниты и лейкограниты.

последовательности к области резервуара EM 2, при этом изотопные составы пород Оюмского палеовулкана характеризуются более радиогенным неодимом ($\epsilon_{Nd}(T) = 1.46...2.02$) по сравнению с кремнекислой ассоциацией Калгутинской и Аксаяской ВТС ($\epsilon_{Nd}(T) = +0.67...-1.03$) (рис. 7). Наблюдаемые изотопные соотношения указывают на возможное смешение вещества и участие в расплавах обеих породных серий деплетированного и обогащенного радиогенным стронцием материала. Присутствие последнего

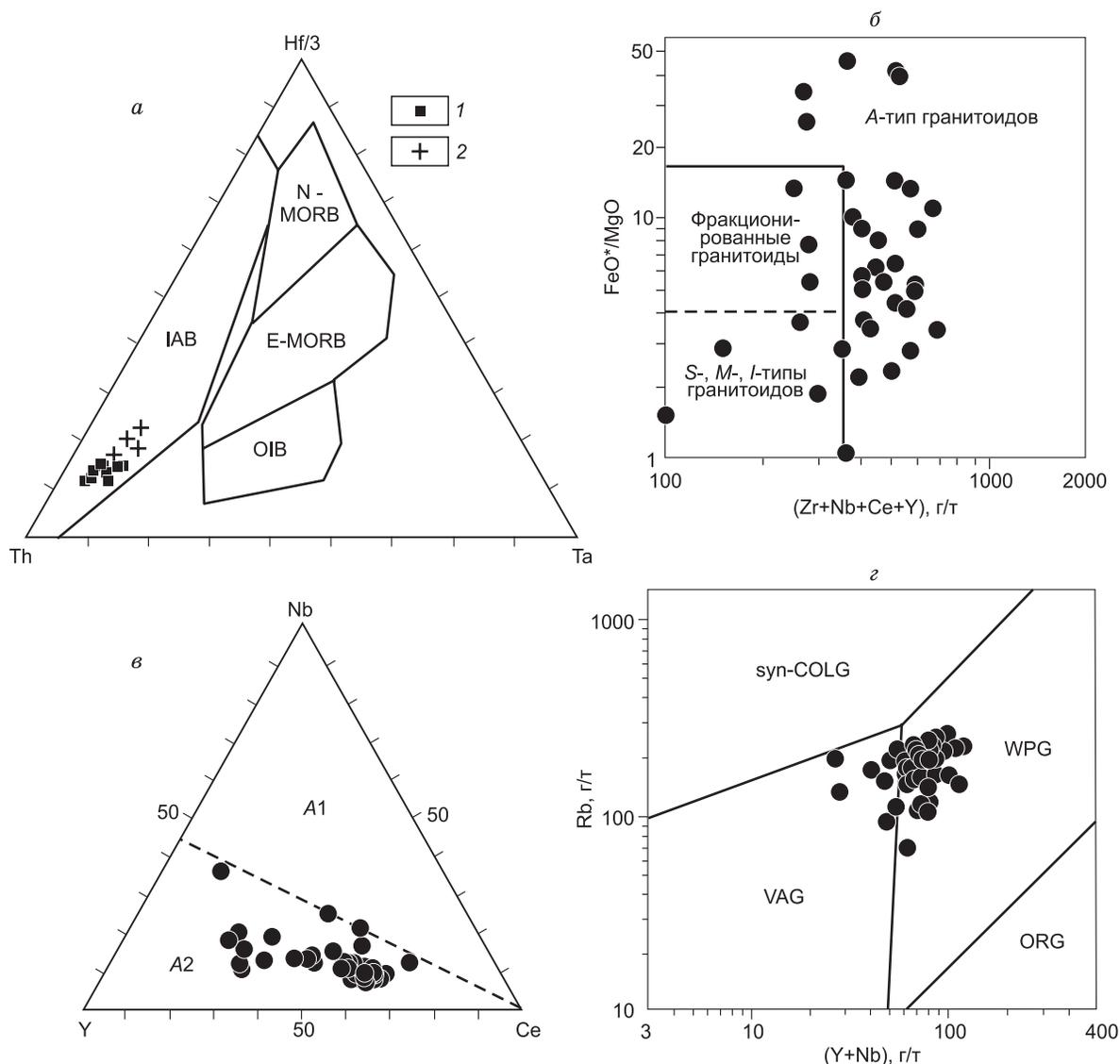


Рис. 6. Дискриминационные диаграммы для пород аксайского комплекса.

a: 1 — магнезиальные андезиты и андезибазальты Оюмского палеовулкана, 2 — Nb-обогащенные андезибазальты; *б–г* — приведены составы кремнекислых ($\text{SiO}_2 > 60$ мас. %) производных. *a* — [Wood, 1980], *б* — [Whalen et al., 1987], *в* — [Eby, 1992], *г* — [Pearce et al., 1984]: ORG — граниты океанических хребтов, WPG — внутриплитные граниты, syn-COLG — синколлизионные граниты, VAG — граниты вулканических дуг.

подтверждается особенностями изотопного состава кислорода изученных пород [Врублевский и др., 2007]: величина $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ колеблется на уровне 9.3...12.8 ‰, что предполагает взаимодействие магмы с терригенными осадками (10...15 ‰ [Покровский, 2000]).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Источники магм и условия петрогенезиса вулканитов аксайского комплекса

Магнезиальные андезиты и Nb-обогащенные андезибазальты. В современных геодинамических обстановках магнезиальные андезиты (МА) распространены преимущественно в надсубдукционных зонах (Курилы, Камчатка, Японские острова, Анды, Калифорния), иногда отмечаются в коллизионных поясах (Тибет). Нередко они проявлены в генетической связи с адакитами и имеют с ними взаимопереходы по составу [Castillo, 2006]. Для интерпретации происхождения МА привлекается три типа моделей: 1) кристаллизационная дифференциация первичных базитовых магм, сформированных при плавлении деплетированной верхней мантии; 2) плавление частично погруженных в мантию метабазитовых блоков нижней коры и взаимодействие расплава с мантийными перидотитами (обосновывается на примере коллизионных поясов Тибета); 3) субдукционный тип: взаимодействие флюидов и рас-

Таблица 2.

Изотопный состав пород аксайского комплекса

№ обр.	Порода	Sm, г/г	Nd, г/г	$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{ИЗМ}}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{ИЗМ}}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$		
Ул-1	Д	6.9	30.3	0.1382	0.512517 ± 5	0.51215	0.67		
30002	»	4.6	14.6	0.1887	0.512641 ± 2	0.512141	0.47		
30061	»	7.1	29.4	0.147	0.512480 ± 6	0.51209	-0.51		
Жу-1	»	11.5	53.7	0.1295	0.512445 ± 6	0.512102	-0.29		
P-1/13	P	3.5	13	0.1628	0.512495 ± 3	0.512063	-1.03		
Жу-4	ЛГ	5.2	24.4	0.13	0.512453 ± 4	0.512108	-0.16		
503	АБ(Nb)	10.9	44.2	0.1498	0.512523 ± 6	0.512126	0.18		
30052	»	7.4	30.2	0.1484	0.512514 ± 8	0.51212	0.08		
30008-1	МАБ	3	14.7	0.1221	0.512515 ± 2	0.512191	1.46		
Ою-5	»	6.8	37.7	0.1094	0.512510 ± 7	0.51222	2.02		
P-1/10	МА	3.5	16.3	0.1311	0.512550 ± 3	0.512202	1.68		
№ обр.	Порода	Rb, г/г	Sr, г/г	$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{ИЗМ}}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{ИЗМ}}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$	$\epsilon_{\text{Sr}}(T)$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} \text{‰}$	
Ул-1	Д	110	66.7	4.78	0.732341 ± 5	0.704772	10.63	11.8	
30002	»	99.8	61.2	4.725	0.730760 ± 54	0.703509	-7.31	—	
30061	»	93.2	77.3	3.489	0.726274 ± 13	0.706154	30.27	—	
Жу-1	»	109.6	180.1	1.762	0.717314 ± 5	0.707152	44.44	12.1	
P-1/13	P	107	61.4	5.053	0.737938 ± 65	0.708794	67.77	—	
Жу-4	ЛГ	162.8	86.1	5.48	0.736170 ± 3	0.704564	7.68	12.8	
503	АБ(Nb)	247	293	2.443	0.721663 ± 7	0.707573	50.42	9.3	
30052	»	112.6	61.8	5.279	0.734398 ± 24	0.703964	-0.84	—	
30008-1	МАБ	32.6	236.9	0.397	0.711937 ± 10	0.709645	79.86	—	
Ою-5	»	17.5	75.9	0.667	0.709990 ± 10	0.706143	30.11	11.1	
P-1/10	МА	23.9	123.3	0.561	0.710870 ± 17	0.707633	51.28	—	

Примечание. Образцы Ул-1, 30002, 30061 — Аксайская ВТС; 503, Жу-1, Жу-4 — Калгутинская ВТС; 30008-1, P-1/10, Ою-5 — Оюмский палеовулкан; 30052, P-1/13 — грабен и дайка. Д — дацит, P — риолит, ЛГ — лейкогранит, АБ(Nb) — Nb-обогащенный андезибазальт, МАБ — магнезиальный андезибазальт, МА — магнезиальный андезит.

плавов, отделяющихся от слэба, с перидотитами мантийного клина, при этом предполагается, что МА могут быть сгенерированы двумя способами — либо в результате ассимиляции мантийного вещества кремнекислыми расплавами, либо путем частичного плавления метасоматизированной мантии. Применительно к изученным магнезиальным андезитам первая модель может быть исключена, так как в них не отмечается высокой доли радиогенного неодима ($\epsilon_{\text{Nd}} > +7$) и отсутствуют вкрапленники оливина, как того требуют теоретические и экспериментальные предпосылки [Yogodzinski et al., 1995; Hirose, 1997]. Согласно многочисленным исследованиям, каких-либо значимых вещественных различий между коллизионными и субдукционными МА не устанавливается. По-видимому, пока единственным критерием может служить изотопный состав Nd, который в коллизионных МА обычно характеризуется величиной $\epsilon_{\text{Nd}} < 0$. Исходя из этого, можно допустить, что источник МА аксайского комплекса ($\epsilon_{\text{Nd}} \approx 1.5 \dots 2$) имел субдукционную природу. Косвенно это подтверждает соотношение изотопов Sr и O в породах (см. рис. 7), указывающее на отсутствие заметного количества материала древней (нижней) коры в источнике.

Имеющиеся данные позволяют сделать вывод, что источник расплавов изученных магнезиальных андезитовидов был гетерогенным и включал вещество деплетированной мантии и коровый материал. Признаки их взаимодействия проявляются в виде повышенной магнезиальности пород, их обогащенности Sr, Ni и V, а также положительных значений ϵ_{Nd} , которые контрастируют с изотопным составом Sr и O вулканитов, указывающим на возможную контаминацию веществом пелагических осадков или фанерозойских терригенных отложений, например, флишоидов горно-алтайской серии. На диаграмме $\text{SiO}_2\text{—mg\#}$ (см. рис. 4) составы МА образуют широкий рой, в целом соответствующий тренду с отрицательной корреляцией кремнекислотности и магнезиальности. Это может свидетельствовать о том, что геохимическое разнообразие вулканитов в основном обусловлено вариациями в степени плавления метасоматизированной мантии, подтверждением чему являются практически одинаковый уровень обогащенности радиогенным Nd и характер изменения отношения La/Yb в породах (рис. 8). При этом сравнительно низкие содержания Yb (1.7—2.7 г/г) и дифференцированный редкоземельный спектр у

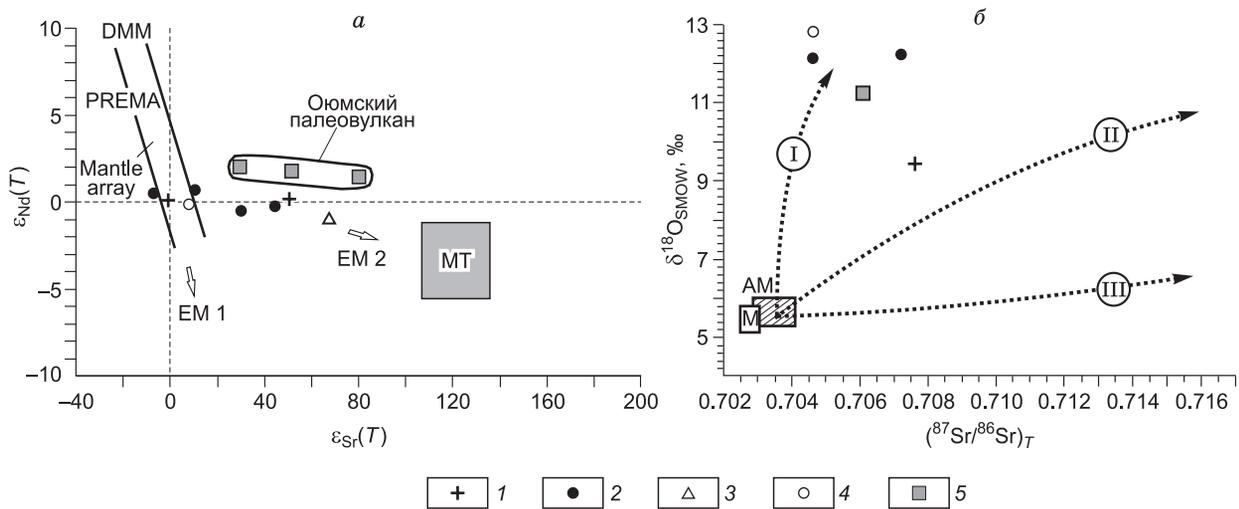
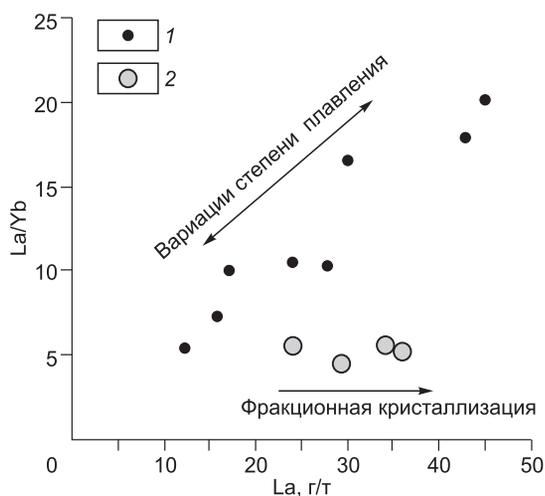


Рис. 7. Изотопный состав неодима, стронция и кислорода в породах аксайского комплекса.

1 — Nb-обогащенные андезибазальты, 2 — дациты, 3 — риолит, 4 — лейкогранит, 5 — магнезиальные андезиты и андезибазальты. *a* — область «Mantle array» и положение резервуаров PREMA, EM 1, EM 2 приведены в соответствии с их современными изотопными параметрами по [Zindler, Hart, 1986], резервуар DMM, по [Workman, Hart, 2005]. MT — сводный состав кембродовиковских метатурбидитов (горно-алтайская серия Холзунско-Чуйского антиклинория [Крук, 2015] и аналогичная по составу формация Хабахе Китайского Алтая [Chen, Jahn, 2002; Long et al., 2010]). *б* — составы примитивной мантии (M), мантии под островными дугами (AM) и тренды I-III смешения вещества (пунктир) показаны по [Davidson et al., 2005]: I — базальт+молодая кора и пелагические осадки, II — базальт+древняя кора, III — мантия+древние субдукционные осадки (контаминация источника).

некоторых образцов ($(La/Yb)_N$ до 12—15) отражают, вероятно, присутствие небольшого количества граната в источнике.

Происхождение Nb-обогащенных базальтов и андезитов (NEBA) не имеет однозначной генетической интерпретации. Частое проявление этих базитов в субдукционных зонах с адакит-МА ассоциациями расценивается многими исследователями как свидетельство генетической общности данной триады, а образование NEBA связывается с плавлением литосферной мантии, предварительно метасоматизированной и обогащенной ниобием отделяющимися от слэба расплавами, в том числе адакитовыми [Polat, Kerrich, 2001; Martin et al., 2005; Wang et al., 2007; ссылки в этих работах]. Вместе с тем повышенные содержания высоkozарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Ti, P) в породах позволили выдвинуть альтернативную гипотезу, согласно которой Nb-обогащенные базальты и андезиты продуцируются из источника OIB-типа [Castillo, 2008]. «Компромиссная» точка зрения, основанная на результатах изучения NEBA Камчатки, высказана в работе А.Б. Перепелова [2014]. Принимая во внимание, с одной стороны, приуроченность ассоциаций магнезиальные андезиты + NEBA + адакиты к локальным структурам в протяженных активных окраинах, а с другой — синхронность их образования с типичными островодужными сериями, сделан вывод, что формирование высокониобиевых базальтов и андезитов происходит в



областях нарушения сплошности слэба (так называемых слэб-порталах) и связано с воздействием обогащенного астеносферного источника на эклогитизированный слэб и литосферную мантию, преобразованную субдукционными процессами. Здесь необходимо отметить, что по редкоэлементным характеристикам и значениям индикаторных геохимических отношений NEBA Камчатки имеют определенное сходство с породами аксайского комплекса: несмотря на повышенные в целом концентрации высоkozарядных элементов, они демонстрируют типич-

Рис. 8. Вариации отношения La/Yb в породах аксайского комплекса.

1 — магнезиальные андезиты и андезибазальты Оюмского палеовулкана, 2 — Nb-обогащенные андезибазальты.

ное для надсубдукционных магм избирательное обеднение Nb, Ta и Ti (а также обогащение Pb) на мультиэлементных диаграммах [Перепелов, 2014].

Геологическое положение, ассоциация с МА и вещественный состав Nb-обогащенных андезибазальтов аксайского комплекса вполне согласуются с субдукционной моделью его происхождения. В отличие от производных ОИВ, породы имеют низкие значения индикаторных отношений HFS-элементов ($Nb/U = 3-6$, $Ce/Pb = 5-8$, $La/Yb = 4-6$), характеризуются отчетливыми Ta-Nb-Ti-минимумами и заметно обогащены радиогенным стронцием ($\epsilon_{Sr} \approx 50$).

На диаграмме Th—Hf/3—Ta (рис. 6, а) составы пород попадают в поле надсубдукционных разновидностей, что позволяет относить их к продуктам плавления литосферной мантии, преобразованной процессами субдукции. Повышенные концентрации Rb, Cs, K и P могут означать вовлечение в плавление флогопита и апатита. С другой стороны, в наблюдаемом балансе этих элементов определенную роль могла сыграть коровая контаминация. Из анализа Sr-O-изотопных данных следует, что природа контаминанта Nb-обогащенных андезибазальтов, как и в случае с магнезиальными андезитами, гетерогенна (см. рис. 7, б): наряду с пелагическими осадками и материалом молодой коры в процесс контаминации было вовлечено вещество древней коры. Эффект участия корового материала отражается также в Sr-Nd-изотопной системе — состав Nb-обогащенного андезибазальта смещен к области, характерной для пород верхней континентальной коры (см. рис. 7, а).

Таким образом, магнезиальные андезиты и Nb-обогащенные андезибазальты аксайского комплекса по своим изотопным и геохимическим параметрам не обнаруживают значимых отклонений от субдукционных образований и могут рассматриваться как продукты дифференциации родоначальных магм, сгенерированных в метасоматизированной литосферной мантии.

Породы кремнекислого ряда (гранитоиды А-типа). Многочисленными исследованиями [Whalen et al., 1987; Creaser et al., 1991; King et al., 1997; Bonin, 2007; Frost, Frost, 2011; и др.] установлено, что гранитоиды А-типа генетически разнообразны и могут быть произведены различными процессами: 1) дифференциацией мантийных базитовых магм; 2) плавлением коровых субстратов; 3) комбинацией первых двух механизмов, включая контаминацию и смешение магм.

Происхождение кремнекислых ($SiO_2 > 60$ мас. %) пород Аксайской и Калгутинской ВТС (далее как «гранитоиды») в результате последовательного фракционирования базитовых расплавов представляется маловероятным. В мощном разрезе пород Оюмского палеовулкана, дифференцированных от базальтов до дацитов, независимо от кремнекислотности сохраняется высокая натриевость и отсутствует тенденция к достижению высококальциевых производных. Дополнительным ограничением является более радиогенный изотопный состав неодима в МА при сходном с гранитоидным составе стронция. Sr-Nd-изотопные параметры Nb-обогащенных андезибазальтов аналогичны таковым у гранитоидов, однако поведение петрогенных и редких элементов (рис. 9) не позволяет предполагать связь этих породных ассоциаций как продуктов фракционирования единого расплава: распределение составов кремнекислых пород хаотичное и не укладывается в отчетливый дифференцированный ряд. Кроме того, композиционный разрыв по кремнекислотности — «разрыв Дэли» — при незначительном развитии Nb-обогащенных андезибазальтов (менее 1 % от общей площади выходов гранитоидов) указывает, скорее, на генетическую разобщенность базитов и кремнекислых пород.

Ряд вещественных признаков гранитоидов аксайского комплекса свидетельствует о резко доминирующей роли корового вещества в нем. В частности, показательными являются низкая кальциевость, высокая глиноземистость (величина A/CNK в основном более 1.1), повышенные концентрации K и Rb, обогащенность тяжелым изотопом кислорода ($\delta^{18}O = 11.8...12.8$ ‰). Согласно экспериментальным исследованиям [Patino Douce, 1999], подобные пералюминиевые А-гранитоиды могут быть образованы в результате плавления метаосадочных протолитов. В районе распространения аксайского комплекса стратиграфическая последовательность представлена мощной (не менее 10 км [Государственная..., 2010]) толщей метатурбидитов кембро-ордовикской горно-алтайской серии, мелкими тектонизированными фрагментами предположительно раннесреднекембрийских океанических базальтов ОИВ-типа [Крупчатников и др., 2011] и маломощными силурийскими карбонатно-терригенными отложениями. Оценка этих стратонтов в качестве субстратов для выплавления аксайских гранитоидов показывает, что наиболее вероятным протолитом являются кембро-ордовикские метатурбидиты. Исходя из расчетов модельных выплавов (табл. 3, 4, рис. 10), составы риодацитов, риолитов, гранитов и лейкогранитов Аксайской и Калгутинской ВТС могли быть произведены при плавлении метapelитов и/или метагравяк горно-алтайской серии в условиях эксперимента по дегидратационному плавлению химически сходных природных образцов [Koester et al., 2002]: давление 5 кбар, температура 800—900 °С, степени плавления 32—57 %. С относительно высокими температурами эксперимента сопоставимы температуры насыщения цирконом для пород аксайского комплекса — 710—970 °С (среднее 853 °С) (рис. 11). На диаграммах (рис. 12) составы наиболее кремнекислых производных комплекса (риолитов и лейкогранитов) сконцентрированы преимущественно в полях экспериментальных выплавов из мафических (био-

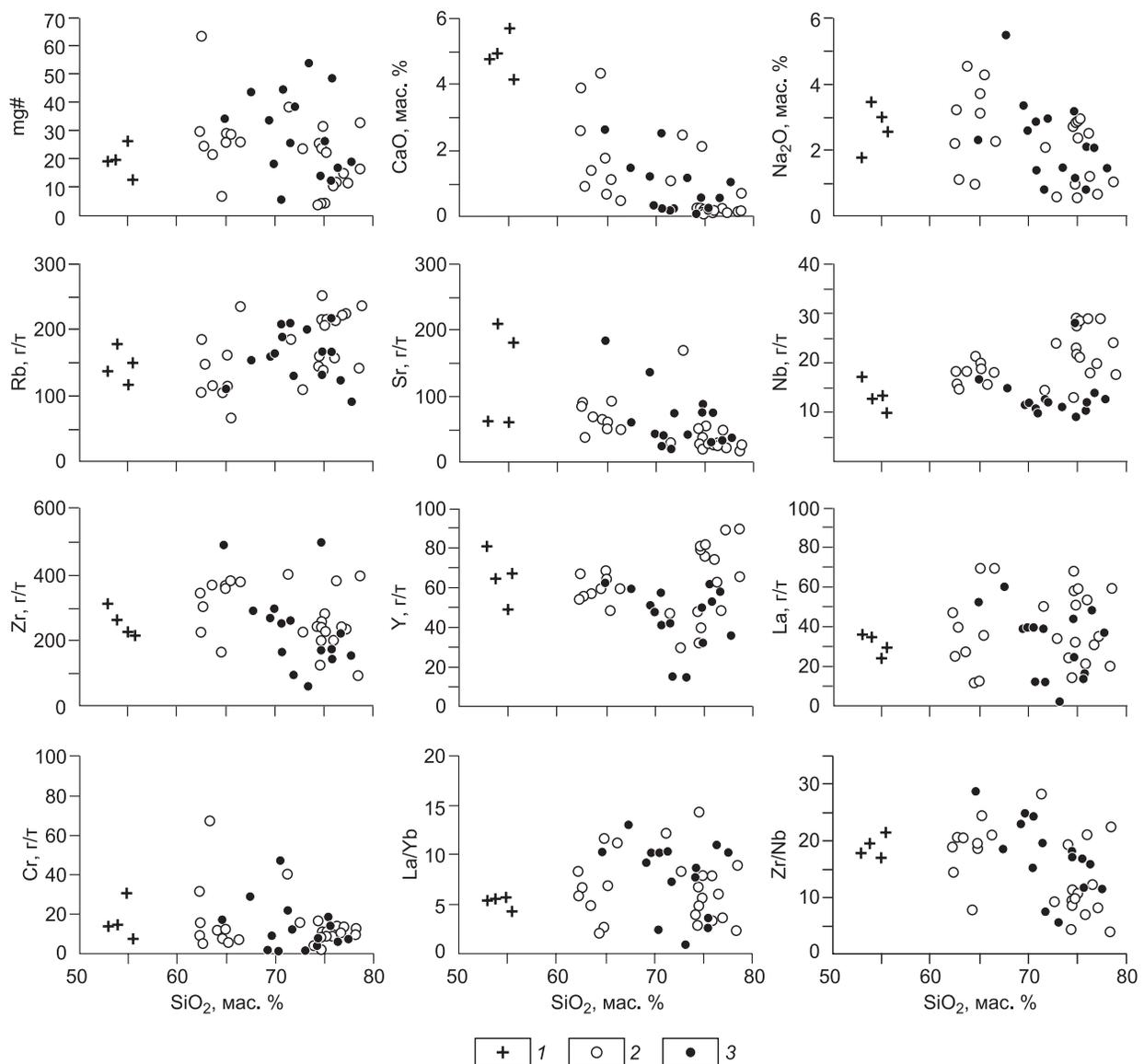


Рис. 9. Диаграммы Харкера для пород аксайского комплекса.

1 — Nb-обогащенные андезибазальты, 2, 3 — кремнекислые породы Аксайской (2) и Калгутинской (3) ВТС.

титовых) метапелитов и метаграувакк, что согласуется с расчетными температурами выплавления, более высокими, чем для фельзических (мусковитовых) метапелитов (менее 800 °C [Patino Douce, Harris, 1998]). Иначе интерпретируются составы дацитов и гранодиоритов. Согласно результатам экспериментов, подобный уровень кремнекислотности (менее 68—70 мас. % SiO₂) в выплавках не может быть обеспечен плавлением только метаосадочных субстратов и, вероятнее всего, указывает на участие в источнике или материнских магмах базитового компонента [Patino Douce, 1999]. Вклад последнего в генерацию гранитоидов аксайского комплекса фиксируется на петрохимических диаграммах, на которых составы дацитов, гранодиоритов, частично риодацитов и гранитов располагаются вдоль трендов смешения метаосадочных и метабазитовых протолитов (см. рис. 12, а) или мафических и кремнекислых расплавов (см. рис. 12, б). Природа мафического компонента однозначно не определяется. Потенциально его могли поставлять расплавы Nb-обогащенных базитов (смещение магм), однако отсутствие петрографических признаков гибризма, в том числе мафических включений в гранитоидах, не дает оснований предполагать этот механизм. Более вероятным представляется участие в плавлении метабазитового (амфиболитового) протолита с коротким сроком консервации в коре, что может объяснить нетипичное сочетание мантийно-коровых Sr-Nd- и коровых O-изотопных параметров дацитов и гранодиоритов. Косвенным подтверждением этого вывода является развитие среди дацитов низкосреднекалиевых (K₂O/Na₂O = 0.4—1.0) метапералюминиевых разновидностей, сходных по составу с экспериментальными вы-

Таблица 3.

Коэффициенты распределения редких элементов между минералами и расплавом для гранитоидов

Элемент	Qz	Pl	Bt	Нур	Ilm	Ap
Cs	0.29	0.105	3	—	—	—
Rb	0.041	0.048	3.2	0.014	—	—
Ba	0.022	0.36	9.7	0.044	—	—
Th	0.009	0.048	0.997	0.13	0.463	41
U	0.025	0.093	0.773	0.21	0.517	43.7
K	0.013	0.263	1.01	0.081	—	—
Ta	0.008	0.035	1.567	0.43	3.167	142
Nb	—	0.025	6.367	0.8	—	0.1
La	0.015	0.38	5.713	0.1	1.223	456
Ce	0.014	0.267	4.357	0.15	1.64	569
Pb	—	0.972	0.767	0.37	0.8	0.03
Sr	—	15.633	0.447	0.022	—	—
Nd	0.016	0.203	2.56	1.24	2.267	855
P	—	—	—	—	—	10000
Hf	0.03	0.148	0.703	0.52	1.883	0.73
Zr	—	0.135	1.197	4	—	0.9
Sm	0.014	0.165	2.117	0.27	2.833	1105
Ti	0.038	0.05	—	7	190	0.1
Y	—	0.1	1.233	2.46	0.31	162
Yb	0.017	0.077	1.473	0.86	0.077	2216

Примечание. Коэффициенты приведены по [Скляров и др., 2001; GERM...]. Qz — кварц, Pl — плагиоклаз, Bt — биотит, Нур — гиперстен, Ilm — ильменит, Ap — апатит.

плавками из амфиболитов [Beard, Lofgren, 1991; Rapp, Watson, 1995]. Вместе с тем пока не находит убедительного объяснения отклонение Sr-Nd-изотопных параметров риолитов и лейкогранитов от изотопных характеристик вероятного протолита (метатурбидиты горно-алтайской серии) в сторону мантийных значений (см. рис. 7, а). Возможно, в данном случае имело место вовлечение в плавление горизонтов метатерригенного субстрата, обогащенных ювенильным базитовым материалом. Поставщиком последнего могли служить раннесреднекембрийские островодужные вулканиты сугашского комплекса,

развитые на небольшом удалении к западу от Калгутинской ВТС.

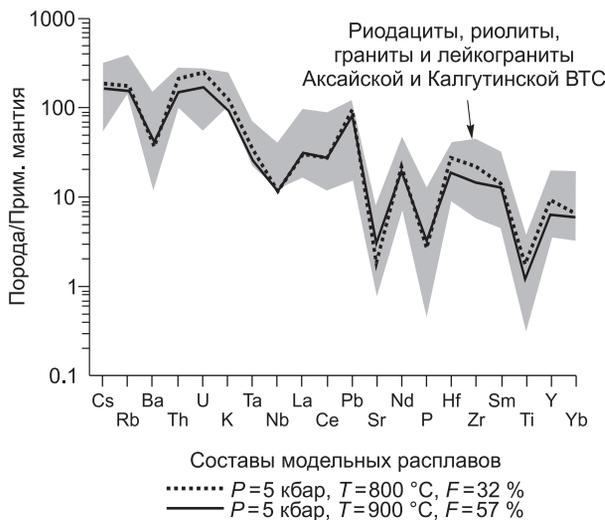


Рис. 10. Сопоставление составов высококремнистых пород аксайского комплекса и модельных выплавов из метатурбидитов горно-алтайской серии.

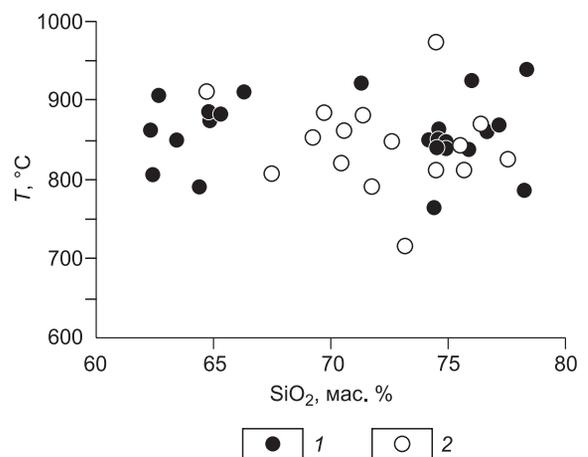


Рис. 11. Температуры насыщения цирконом в породах аксайского комплекса.

Вычисление температур проведено по формуле (согласно [Watson, Harrison, 1983; Miller et al., 2003]): $T (^{\circ}\text{C}) = 12900 / [3.8 + 0.85(M-1) + \ln D_{\text{Zr}}] - 272$. $M = (\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca}) / (\text{Al} + \text{Si})$, кат. отношение. $D_{\text{Zr}} = 496000 / \text{Zr}_{\text{melt}}$. 1 — Аксайская ВТС, 2 — Калгутинская ВТС и грабены.

Таблица 4. Составы модельных выплавок из метатурбидитов горно-алтайской серии

Параметр	Условия плавления							
<i>P</i> , кбар	5				5			
<i>T</i> , °С	800				900			
<i>F</i> , %	32				57			
Минерал	Минеральный состав реститового парагенезиса, %							
Кварц	44				58			
Плагиоклаз	34				26			
Биотит	17				—			
Гиперстен	4				14			
Ильменит	0.98				1.98			
Апатит	0.02				0.02			
Компонент	<i>D</i>	<i>C</i> ₀	<i>C</i> _{<i>L</i>}	<i>C</i> _{<i>L</i>} /PM	<i>D</i>	<i>C</i> ₀	<i>C</i> _{<i>L</i>}	<i>C</i> _{<i>L</i>} /PM
Cs	0.673	4.7	6.04	188.8	0.706	4.7	5.38	168.2
Rb	0.579	81	113.5	178.7	0.582	81	98.74	155.5
Ba	1.783	397	259.08	37.1	1.762	397	299.07	42.8
Th	0.208	8.5	18.43	216.8	0.223	8.5	12.77	150.2
U	0.196	2.4	5.29	252	0.219	2.4	3.61	172.1
K	0.27	15771.9	31314.93	125.3	0.259	15771.9	23147.9	92.6
Ta	0.358	0.8	1.42	34.6	0.432	0.8	1.06	25.8
Nb	1.123	9.1	8.4	11.8	1.201	9.1	8.38	11.7
La	1.214	23.8	20.77	30.2	1.208	23.8	21.84	31.8
Ce	0.974	49	49.9	28.1	0.986	49	49.3	27.8
Pb	0.484	11.6	17.88	96.6	0.451	11.6	15.19	82.1
Sr	5.392	154	38.63	1.8	4.144	154	65.48	3.1
Nd	0.754	25.3	30.38	22.4	0.887	25.3	26.59	19.6
P	2	437.0	260.12	2.7	2	437.0	305.6	3.2
Hf	0.222	4.1	8.7	28.2	0.286	4.1	5.92	19.1
Zr	0.41	150	250.62	22.4	0.799	150	164.2	14.7
Sm	0.682	5	6.38	14.4	0.726	5	5.67	12.8
Ti	2.176	4200.0	2333.98	1.8	4.815	4200.0	1590.6	1.2
Y	0.377	24.7	42.83	9.4	0.619	24.7	29.55	6.5
Yb	0.762	2.7	3.22	6.5	0.832	2.7	2.91	5.9

Примечание. Условия плавления и минеральный состав реститового парагенезиса, по [Koester et al., 2002]. Составы модельных выплавок (*C_L*) вычислены по формуле: $C_L = C_0 \cdot (1/(D + F(1 - D)))$, где *C₀* – средний состав метатурбидитов горноалтайской серии, *D* – общий коэффициент распределения, *F* – степень плавления (в долях единицы). PM – состав примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989].

Учитывая слабодифференцированный редкоземельный профиль гранитоидов ((La/Yb)_N в основном 3—8) и относительно высокие содержания тяжелых редких земель (Yb преимущественно 3—7 г/т), можно предполагать, что генерация расплавов происходила выше зоны стабильности граната в средней или верхней коре.

Одной из геохимических особенностей гранитоидов аксайского комплекса является сравнительно редкая в магматических породах отчетливая положительная корреляция отношений Th/La и Sm/La (рис. 13). Ранее, при исследовании высококалийного магматизма Альпийско-Гималайского пояса [Tommasini et al., 2011; Wang et al., 2017], такая корреляция связывалась с плавлением гипотетического резервуара SALATНО, имеющего специфический эпидот-лавсонитовый (или лавсонитовый) состав и образованного в результате высокобарного метаморфизма корового субстрата. В случае с кремнекислыми породами аксайского комплекса подобное поведение Th и REE имеет иное объяснение, в частности отражает вариации в параметрах плавления. Так, анализ составов модельных выплавок из метатурбидитов горно-алтайской серии [Крук, 2015] показывает, что синхронное увеличение отношений Th/La и Sm/La происходит при снижении температуры и степени плавления.

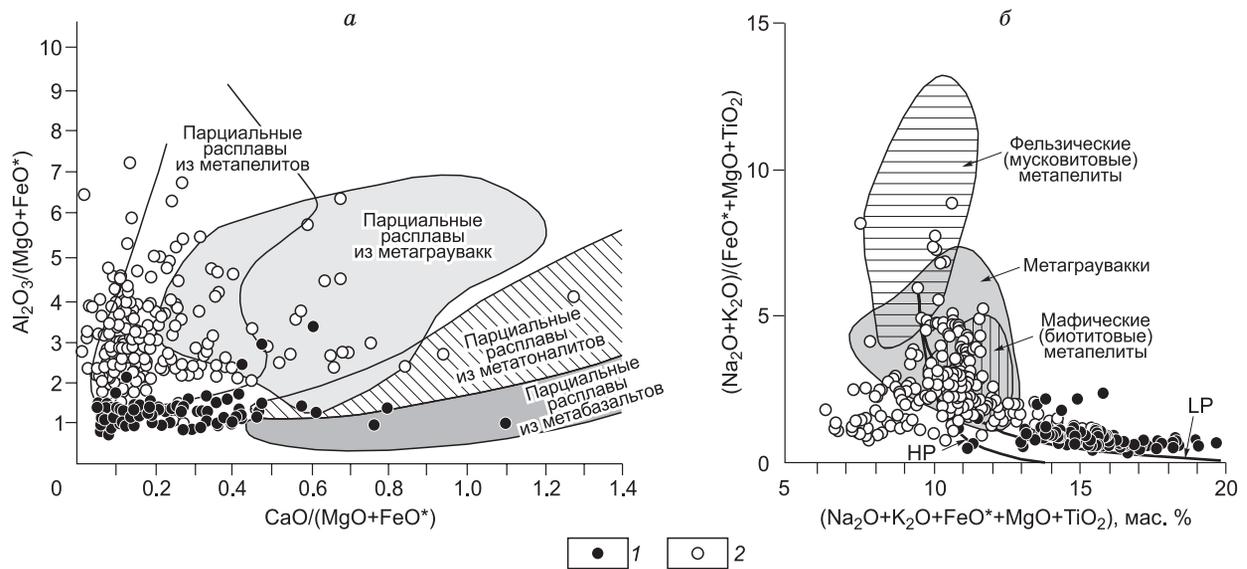


Рис. 12. Положение составов пород аксайского комплекса на диаграммах экспериментальных расплавов.

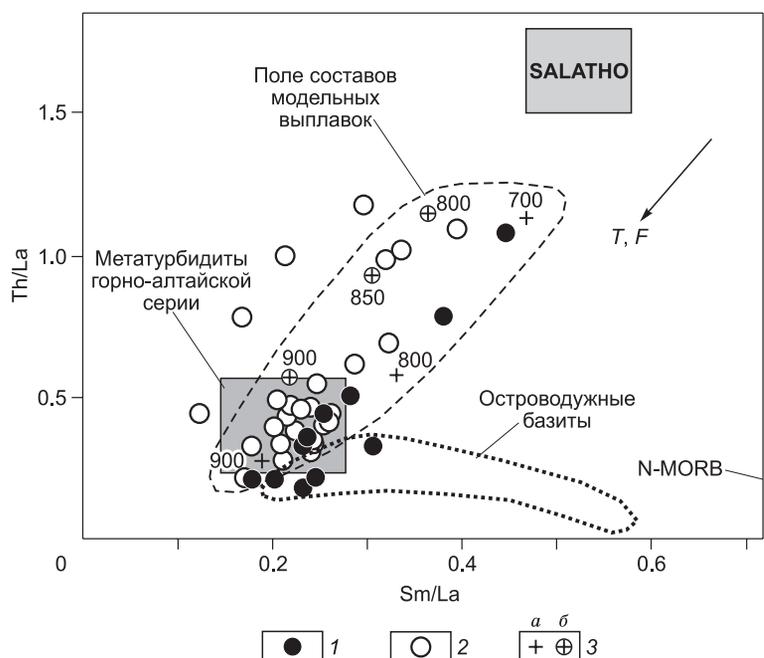
Аксайский комплекс: 1 — дациты и гранодиориты, 2 — риодациты, риолиты, граниты и лейкограниты. *a* — по [Gerdes et al., 2002]; *b* — по [Patino Douce, 1999]: LP и HP — линии смешения расплавов толеитовых базальтов и метapelитов соответственно при низком (5 кбар и менее) и высоком (12—15 кбар) давлении.

Геодинамический режим формирования аксайского комплекса

Геодинамическая принадлежность раннедевонского магматизма в Горном Алтае дискуссионна. Согласно традиционной точке зрения, додевонский этап (ордовик—силур) развития региона характеризовался амагматичностью и отвечал обстановке пассивной континентальной окраины, а начавшаяся в раннем девоне (эмс) интенсивная магматическая деятельность связывается с зарождением активной континентальной окраины андийского типа в результате субдукции Обь-Зайсанской океанической плиты под Сибирский палеоконтинент [Берзин, 1994; Корреляция..., 2000; Буслов и др., 2013]. В связи с этим предполагается, что формирование аксайского комплекса происходило в осевой зоне надсубдукционной системы [Туркин, Федак, 2008; Государственная..., 2011]. Следует отметить, что на смежной с Горным Алтаем территории Рудного Алтая, представляющей собой фронтальную зону Алтайской активной палеоокраины, наиболее ранние проявления девонского магматизма датируются поздним эмсом [Государственная..., 2015]. Это позволяет

Рис. 13. Положительная корреляция отношений Th/La и Sm/La в кремнекислых породах аксайского комплекса.

1, 2 — аксайский комплекс: 1 — дациты и гранодиориты, 2 — риодациты, риолиты, граниты и лейкограниты; 3 — составы модельных выплавов [Крук, 2015] при давлениях 5 кбар (*a*) и 10 кбар (*b*); цифры у фигуративных точек — значения температур (°C). Стрелкой показано направление увеличения температуры (*T*) и степени плавления (*F*). Резервуар SALATHO — по [Tommasini et al., 2011], N-MORB — по [Sun, McDonough, 1989]. Островодужные базиты — вулканы раннесреднекембрийского сугашского комплекса в Холзунско-Чуйском антиклинории.



предполагать, что в предшествующий период (лохков—ранний эмс) магматическая деятельность в Горном Алтае была обусловлена иными причинами. Более вероятной представляется гипотеза, согласно которой раннедевонский (допозднеэмский) магматизм в Горном Алтае является следствием развития Алтае-Саянской рифтовой системы, возникшей на активной окраине Сибирского палеоконтинента под воздействием мантийного плюма [Ярмолюк, Коваленко, 2003; Воронцов и др., 2010, 2013; Крук, 2015]. С этой трактовкой согласуются взгляды на развитие раннедевонского магматизма на сходной по геологическому строению сопредельной территории Китайского Алтая. В данном фрагменте континентальной палеоокраины установлен максимум магматической активности на рубеже около 400 млн лет назад, который связывается с высоким геотермальным градиентом и с астеносферным диапиризмом [Кай Кеда и др., 2011]. Косвенным ограничением для «плюмовой» гипотезы является отсутствие в раннедевонских магматических ассоциациях на юго-востоке Горного Алтая характерных для плюмового магматизма щелочных производных и базитов ОВ-типа. Возможно, это объясняется удаленностью центра плюмовой системы на восток от рассматриваемого района (предположительно, на территории Тувы или Западной Монголии). В таком случае активность плюма выражалась почти исключительно в термальном воздействии на алтайский сегмент литосферы, в результате чего в плавление были вовлечены модифицированные раннепалеозойскими субдукционными процессами мантийные (вулканиты Оюмского палеовулкана и ниобийобогащенные базиты) и коровые (кремнекислые производные аксайского комплекса) субстраты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные геолого-геохимические исследования раннедевонских вулканитов юго-восточной части Горного Алтая позволяют сделать следующие выводы.

1. Вулканогенный аксайский комплекс представляет собой серию пород трех петрогеохимических типов: 1) магнезиальных андезитов (Оюмский палеовулкан), 2) Nb-обогащенных андезибазальтов, 3) пералюминиевых гранитоидов А-типа (дацит-риолит-гранит-лейкогранитовая ассоциация) (Аксайская и Калгутинская ВТС).

2. Породы Оюмского палеовулкана и Nb-обогащенные андезибазальты являются производными расплавами, возникшими в метасоматизированных фрагментах литосферной мантии. Кремнекислые магмы образованы за счет плавления кембро-ордовикских метатурбидитов горно-алтайской серии и, частично, раннесреднекембрийских островодужных метабазитов.

3. С учетом особенностей геологического строения и развития Горного Алтая в целом и его юго-восточного фрагмента в частности, предполагается, что становление комплекса происходило в результате термального воздействия плюма на литосферные субстраты континентальной окраины.

Авторы благодарны сотрудникам ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск), Аналитического центра ИМГРЭ, лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН (г. Москва), ИГГД РАН, Центральной лаборатории и Центра изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) за участие в исследованиях.

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки РФ по Государственному заданию в сфере научной деятельности.

ЛИТЕРАТУРА

Амшинский Н.Н. Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных плутонов (на примере Алтая). Новосибирск, Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1973, 200 с.

Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Сергеев С.А., Сенников Н.В., Гибшер А.С., Советов Ю.К. Возраст заложения Минусинских впадин (Южная Сибирь) // ДАН, 2004, т. 395, № 3, с. 367—370.

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 63—81.

Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 8—28.

Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д., Куликова А.В., Чен Минг, Глори С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1600—1627.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Никифоров А.В., Сандиминова Г.П. Изотопно-геохимическая зональность девонского магматизма Алтае-Саянской рифтовой области: состав и геодинамическая природа мантийных источников // Петрология, 2010, т. 18, № 6, с. 621—634.

Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрищенко С.В. Девонский вулканизм Минусинского прогиба Алтае-Саянской области: геологические, геохимические, изотопные Sr-Nd характеристики пород // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (9), с. 1283—1313.

Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Гертнер И.Ф. Состав и изотопная эволюция калиевых вулканитов, ЮВ Горного Алтая // ДАН, 2007, т. 416, № 3, с. 364—369.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Гутierrez-Алонсо Г., Хофманн М., Гринев О.М., Тишин П.А. Изотопная (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr) геохронология щелочно-базитовых плутонов Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (11), с. 1598—1614.

Врублевский В.В., Гринев О.М., Изох А.Э., Травин А.В. Геохимия, изотопная (Nd-Sr-O) триада и ^{40}Ar — ^{39}Ar возраст палеозойских щелочно-мафитовых интрузий Кузнецкого Алатау (на примере Белогорского плутона) // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (3), с. 592—602.

Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист М-45-XXIII, XXIX (Кош-Агач). Объяснительная записка / А.Л. Пономарев, В.И. Крупчатников, В.А. Кривчиков, О.М. Попова. СПб., Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2010, 293 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-45 – Горно-Алтайск. Объяснительная записка / С.И. Федак, Ю.А. Туркин, А.И. Гусев, С.П. Шокальский, Г.Г. Русанов, Б.А. Борисов, Г.М. Беляев, Е.М. Леонтьева. СПб., Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2011, 567 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист М-44-III (Новоогорьевское). Объяснительная записка / С.И. Федак, Ю.А. Туркин, П.Ф. Селин, Г.Г. Русанов, Г.А. Поважук. СПб., Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2012, 200 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-44 – Рубцовск. Объяснительная записка / Н.И. Гусев, Ю.Е. Вовшин, А.А. Круглова, М.Г. Пушкин, Л.С. Николаева, Г.Г. Русанов, О.А. Плеханов, В.П. Богомоллов, Т.С. Стров, Н.В. Морева, Л.Ю. Сергеева. СПб., Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2015, 415 с.

Гусев Н.И., Шокальский С.П., Салтыкова Т.Е., Гусев А.И., Пономарев А.Л. Состав, возраст и металлогения аксайского вулканического комплекса (Горный Алтай) // Региональная геология и металлогения, 2008, № 35, с. 34—47.

Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Щерба Г.Н., Абдрахманов К.А. Гранитоидные и рудные формации Калба-Нарымского пояса. Алматы, Гылым, 1994, 208 с.

Кай Кеда, Сун Мин, Ян Чао, Лонг Хиаопин, Хиао Венджио. Обзор геологического строения Китайского Алтая (Северо-Западный Китай) и его тектонической эволюции в палеозое // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2056—2074.

Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В.А., Ярмолук В.В. Средний состав базитовых магм и мантийных источников островных дуг и активных континентальных окраин по данным изучения расплавленных включений и закалочных стекол пород // Петрология, 2010, т. 18, № 1, с. 3—28.

Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / С.П. Шокальский, Г.А. Бабин, А.Г. Владимиров, С.М. Борисов, Н.И. Гусев, В.Н. Токарев, В.А. Зыбин., В.С. Дубский, О.В. Мурзин, В.А. Кривчиков, Н.Н. Крук, С.Н. Руднев, Г.С. Федосеев, А.В. Титов, В.П. Сергеев, Н.Н. Лихачев, А.Н. Мамлин, Е.И. Котельников, С.А. Кузнецов, Л.Л. Зейферт, В.Д. Яшин, Ю.С. Носков, А.Н. Уваров, С.И. Федак, А.И. Гусев, С.А. Выставной. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000, 188 с.

Крук Н.Н. Эволюция континентальной коры и гранитоидный магматизм Горного Алтая: Автореф. дис. ... д. г.-м. н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2015, 37 с.

Крупчатников В.И., Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Кривчиков В.А. Базальты OIB-типа бассейна р. Ирбисту, юго-восток Горного Алтая: свидетельство HIMU-компонента в магматическом источнике // ДАН, 2011, т. 439, № 5, с. 665—668.

Крупчатников В.И., Врублевский В.В., Крук Н.Н. Раннемезозойские лампроиты и монцонитоиды юго-востока Горного Алтая: геохимия, Sr-Nd изотопный состав, источники расплавов // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (6), с. 1057—1079.

Мариич И.В. Апоэффузивные микропегматитовые граниты Горного Алтая. Новосибирск, Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1975, 78 с.

Навозов О.В., Клепиков Н.А., Лакомова А.В., Жданова Л.Я. Проблемы стратиграфии рудовмещающих толщ карбона юго-западной части Большого Алтая // Большой Алтай — уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии. Материалы международной конференции. Усть-Каменогорск, Изд-во Вост.-Казах. гос. тех. ун-та, 2010, с. 30—31.

Перепелов А.Б. Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Иркутск, Институт географии СО РАН, 2014, 39 с.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2009, 200 с.

Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М., Наука, 2000, 228 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 535).

- Родыгин А.И.** О возрасте аксайской эффузивно-осадочной свиты Сайлюгемского хребта // Научные доклады высшей школы. Геолого-географические науки, 1959, № 2, с. 101—104.
- Родыгин А.И.** О петрографии и возрасте Аксайской гранитной интрузии в юго-восточной части Горного Алтая // Труды Томс. ун-та, 1960, т. 146, с. 160—169.
- Ротараш И.Л., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А.** Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника, 1982, № 1, с. 44—59.
- Руднев С.Н., Крук Н.Н., Гусев А.И., Шокальский С.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Левченко О.А.** Природа Алтае-Минусинского вулканоплутонического пояса (по данным геохимических и U-Pb геохронологических исследований) // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири. Материалы научно-практической конференции. Новосибирск, Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001, с. 231—242.
- Склярёв Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Миронов А.Г., Бараш И.Г., Буланов В.А., Сизых А.И.** Интерпретация геохимических данных. М., Интернет Инжиниринг, 2001, 228 с.
- Туркин Ю.А., Федак С.И.** Геология и структурно-вещественные комплексы Горного Алтая. Томск, Изд-во СТТ, 2008, 452 с.
- Фор Г.** Основы изотопной геологии. М., Мир, 1989, 590 с.
- Фромберг Э.Д.** Ультракалийевые риолиты – геология, геохимия, петрология: Автореф. дис. ... д. г.-м. н. М., Изд-во Моск. ун-та, 1993, 45 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология, 2003, т. 11, № 6, с. 556—586.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.
- Beard J.S., Lofgren G.E.** Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6-9 kbar // J. Petrol., 1991, v. 32, p. 365—401.
- Bonin B.** A-type granites and related rocks; evolution of a concept, problems and prospects // Lithos, 2007, v. 97, p. 1—29.
- Castillo P.R.** An overview of adakite petrogenesis // Chinese Sci. Bull., 2006, v. 51, p. 257—268.
- Castillo P.R.** Origin of the adakite–high-Nb basalt association and its implications for postsubduction magmatism in Baja California, Mexico // Geol. Soc. Amer., 2008, v. 120, № 3-4, p. 451—462.
- Chen B., Jahn B.M.** Geochemical and isotopic studies of the sedimentary and granitic rocks of the Altai orogen of northwest China and their tectonic implications // Geol. Mag., 2002, v. 139, p. 1—13.
- Creaser R.A., Price R.C., Wormald R.J.** A-type granites revisited: assessment of a residual-source model // Geology, 1991, v. 19, p. 163—166.
- Davidson J.P., Hora J.M., Garrison J.M., Dungan M.A.** Crustal forensics in arc magmas // J. Volcanol. Geotherm. Res., 2005, v. 140, p. 157—170.
- Eby G.N.** Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology, 1992, v. 20, p. 641—644.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D.** A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol., 2001, v. 42, № 11, p. 2033—2048.
- Frost C.D., Frost B.R.** On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // J. Petrol., 2011, v. 52, № 1, p. 39—53.
- GERM** partition coefficient database. <https://EarthRef.org>.
- Gerdes A., Montero P., Bea F., Fershater G., Borodina N., Osipova T., Shardakova G.** Peraluminous granites frequently with mantle-like isotope compositions: the continental-type Murzinka and Dzhabyk batholiths of the eastern Urals // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.), 2002, v. 91, p. 3—19.
- Hirose K.** Melting experiments on Iherzolite KLB-1 under hydrous conditions and generation of high-magnesian andesitic melts // Geology, 1997, v. 25, p. 42—44.
- Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R.** One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // Treat. Geochem. Elsevier Ltd, 2003, v. 3, p. 593—659.
- King P.L., Whit, A.J.R., Chappell B.W., Allen C.M.** Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia // J. Petrol., 1997, v. 38, p. 371—391.
- Koester E., Pawley A.R., Fernandes L.A.D., Porcher C.C., Soliani E.** Experimental melting of cordierite gneiss and the petrogenesis of syntranscurrent peraluminous granites in Southern Brasil // J. Petrol., 2002, v. 43, № 8, p. 1595—1616.
- Kurkura K., Sawnda Y., Roser B.** Compositional differences between felsic volcanic rocks from the margin and center of the northern Main Ethiopian Rift // Middle East J. Sci. (MEJS), 2009, v. 1, № 1, p. 4—35.

Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // *Earth Sci. Rev.*, 2010, v. 102, p. 29—59.

Long X.P., Yuan C., Sun M., Xiao W.J., Zhao G.C., Wan, Y.J., Cai K.D. Detrital zircon ages and Hf isotopes of the early Paleozoic flysch sequence in the Chinese Altai, NW China: new constraints on depositional age, provenance and tectonic evolution // *Tectonophysics*, 2010, v. 480, p. 213—231.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1989, v. 101, p. 635—643.

Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 1—24.

McCarron J.J., Smellie J.L. Tectonic implications of fore-arc magmatism and generation of high-magnesian andesites: Alexander Island, Antarctica // *J. Geol. Soc.*, 1998, v. 155, № 2, p. 269—280.

Miller C.F., McDowell S.M., Mapes R.W. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance // *Geology*, 2003, v. 31, № 6, p. 529—532.

Patino Douce A.E. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? // *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 1999, v. 168, p. 55—75.

Patino Douce A.E., Harris N. Experimental constraints on Himalayan anatexis // *J. Petrol.*, 1998, v. 39, p. 689—710.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.*, 1984, v. 25, p. 956—983.

Polat A., Kerrich R. Magnesian andesites, Nb-enriched basalt-andesites, and adakites from late-Archean 2.7 Ga Wawa greenstone belts, Superior Province, Canada: implications for late Archean subduction zone petrogenetic processes // *Contr. Miner. Petrol.*, 2001, v. 141, № 1, p. 36—52.

Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8—32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling // *J. Petrol.*, 1995, v. 36, № 4, p. 891—931.

Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // *Lithos*, 1989, v. 22, p. 247—263.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. Special Publ.*, 1989, № 42, p. 313—345.

Tommasini S., Conticelli S., Avanzinelli R. The Th/La and Sm/La conundrum of the Tethyan realm lamproites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2011, v. 301, p. 469—478.

Ujike O., Goodwin A.M. Origin of Archean adakites and NEBA from the Upper Keewatin assemblage, the Lake of the Woods greenstone belt, Western Wabigoon Subprovince, Superior Province // *Goldschmidt Conference abstracts*, 2003, p. A503.

Yogodzinski G.M., Kay R.W., Volynets O.N., Koloskov A.V., Kay S.M. Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: implication for slab melting and processes in the mantle wedge // *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1995, v. 107, p. 505—519.

Wang Q., Wyman D.A., Zhao Z.-H., Xu J.-F., Hua Bai Z.-H., Xiong X.-L., Dai T.-M., Li Ch.-F., Chu Z.-Y. Petrogenesis of carboniferous adakites and Nb-enriched arc basalts in the Alataw area, northern Tianshan Range (Western China): Implications for Phanerozoic crustal growth in the Central Asia orogenic belt // *Chem. Geol.*, 2007, v. 236, p. 42—64.

Wang Y., Prelević D., Buhre S., Foley S.F. Constraints on the sources of post-collisional K-rich magmatism: the roles of continental clastic sediments and terrigenous blueschists // *Chem. Geol.*, 2017, v. 455, p. 192—207.

Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1983, v. 64, p. 295—304.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contr. Miner. Petrol.*, 1987, v. 95, p. 407—419.

Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1980, v. 50, p. 11—30.

Workman R.K., Hart S.R. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM) // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 231, № 1-2, p. 53—72.

Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1986, v. 14, p. 493—571.