

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КИСЛОГО МАГМАТИЗМА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА ХИНГАНО-ОХОТСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА (ЭЗОПСКАЯ И ЯМ-АЛИНСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ)

И.М. Дербeko¹, А.А. Сорокин¹, С.Г. Агафоненко²

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

²ФГУГП “Амургеология”, г. Благовещенск

Поступила в редакцию 9 марта 2006 г.

В статье рассмотрены вопросы строения Эзоп-Ям-Алинского ареала, вещественный состав слагающих его кислых вулканических и интрузивных пород, приведены данные об их возрасте. Общие геохимические особенности указанных образований заключаются в умеренном обогащении такими элементами, как Rb = 84–268 ppm, Ba = 240–881 ppm, Th = 10.5–17.9 ppm, REE, при одновременном деплетировании Nb = 5–12 ppm, Ta = 0.5–1.2 ppm, Zr = 82–175 ppm. Для гранитов эзопского комплекса получены определения возрастов U–Pb (94.8 ± 2.2 млн лет) и Rb–Sr (95.2 ± 0.69 млн лет) методами, что соответствует сеноману.

Ключевые слова: вулcano-плутонический ареал, кислый магматизм, геохимия, Хингано-Охотский пояс.

ВВЕДЕНИЕ

Хингано-Охотский вулcano-плутонический пояс является одной из ключевых мезозойских структур восточной окраины Азии (рис. 1). Тем не менее, многолетнее изучение не дало окончательного ответа о времени становления и геодинамической обстановке формирования составляющих его вулканических комплексов, а указанные проблемы являются предметом острых дискуссий [2–4, 15–18, 33, 43].

В настоящее время в составе пояса выделяют Хингано-Олонойская, Эзопская, Ям-Алинская, Баджальская, Комсомольская и ряд других зон (рис. 1) [4, 7–10, 15, 17, 18, 24, 28, 30, 32 и др.], включая серию вулканических полей на побережье Тугурского и Ульбанского заливов [22, 23]. Степень изученности этих структурных единиц неравноценна. В последние годы получены данные о возрасте и геохимических особенностях магматических комплексов Хингано-Олонойской, Баджальской, Комсомольской зон [4, 10, 25–27, 37 и др.], тогда как сведения о составе и возрасте магматических комплексов северо-западного фланга пояса – Эзопской и Ям-Алинской зон – носят отрывочный характер. Исследованию именно этих объектов посвящена данная статья.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Образования Эзопской и Ям-Алинской вулканических зон объединяются в Эзоп-Ям-Алинский вулcano-плутонический ареал [14] (рис. 1). В строении лаво-пирокластических потоков этого ареала выделялись две толщи: преимущественно дацитовая и преимущественно риолитовая [14], которые, по материалам [21], переименованы в дацит-риолитовую (нижняя часть разреза) и риолитовую (верхняя часть разреза) толщи. При отсутствии достоверных сведений о возрасте пород вулканы этих зон условно считались разновозрастными на основании близких петрохимических особенностей [14]. Гранитоиды Эзопской и Ям-Алинской вулканоструктур рассматриваются как эзопский интрузивный комплекс гранит-лейкогранитового состава [14, 29, 31, 34].

Эзопская вулканическая зона имеет протяженность более 120 км с максимальной шириной 30 км, а ее образования слагают хребет Эзоп. Основанием структуры служат породы палеозойского–раннемезозойского возраста восточного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса. С юго-запада она ограничена Пауканским разломом. На северо-западном фланге структуры отмечалось налегание ее вулкаников на раннемеловые вулканы унериканского

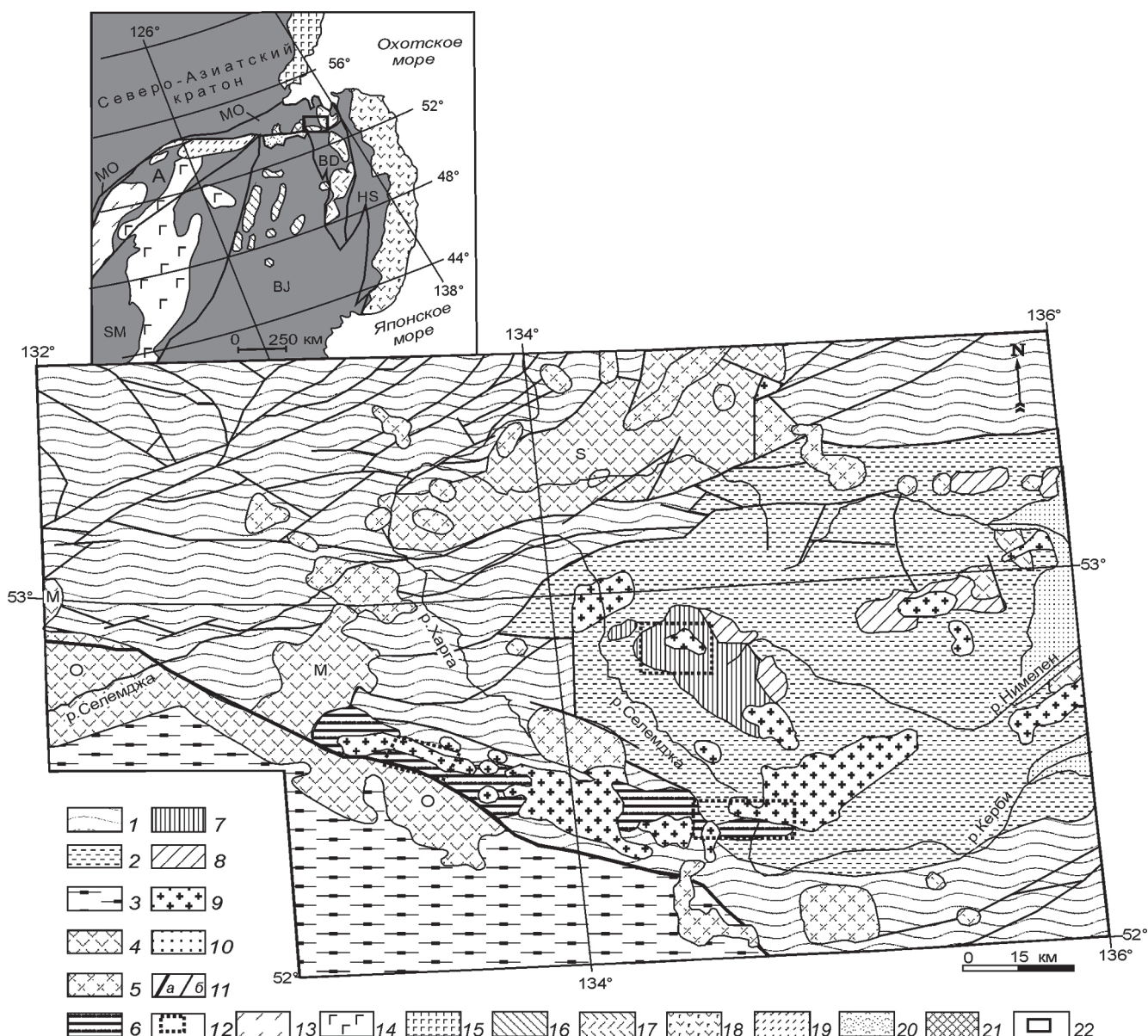


Рис. 1. Схема геологического строения Эзопской и Ям-Алинской вулканических зон (составлена по [1, 3], с изменениями).

1–2 – Монголо-Охотский орогенный пояс: стратифицированные палеозойские (1) и мезозойские (2) образования. 3 – палеозойские и мезозойские интрузивные образования Буреинско-Цзямусинского супертеррейна. 4–9 – образования мезозойских вулканических и интрузивных комплексов вулканических зон: раннемеловые вулканогенно-терригенные (4) Селитканской (S), Моринской (M), Огоджинской (O) зон; ранне-позднемеловые интрузивные (5); позднемеловые кислые–умереннокислые Эзопской (6) и Ям-Алинской (7) зон, их субвулканические тела (8) и гранитоиды эзопского комплекса (9). 10 – отложения квартера. 11 – тектонические границы: зона сочленения Монголо-Охотского орогенного пояса и Буреинско-Цзямусинского супертеррейна (а), прочие (б). 12 – места отбора образцов для петрогеохимического и геохронологического исследований.

На врезке: схема расположения вулканоплутонических и вулканических поясов и зон в пределах Аргунского (А) и Буреинско-Цзямусинского (ВJ) супертеррейнов; Южномонгольского (SM), Баджалского (BD), Хонсю-Сихотэ-Алинского (HS) и Монголо-Охотского (MO) орогенных поясов (схема составлена по [3, 19], с изменениями). Вулканоплутонические и вулканические пояса: 13 – Монголо-Забайкальский, 14 – Большехинганский, 15 – Охотско-Чукотский, 16 – Нижнезейско-Буреинский, 17 – Хингано-Охотский, 18 – Восточно-Сихотэ-Алинский; зоны: 19 – Умлеканская, 20 – Огоджинская, 21 – Моринская; 22 – территория исследования.

комплекса Моринской зоны [1]. В строении вулканоструктуры почти 60% принадлежит субвулканическим образованиям, площадь некоторых субвулканических тел достигает 350 км². Присутствие туфотерригенных пород весьма незначительно, а среди лав, игнимбригов и туфов приоритет принадлежит последним. Вулканиды представлены преимущественно трахириолитами, риолитами, трахириодацитами. Общая мощность стратифицируемых образований достигает 700 м.

Ям-Алинская вулканическая зона имеет протяженность немногим более 50 км при ширине до 20 км. Вулкано-плутонические образования зоны слагают отроги одноименного хребта. Они несогласно залегают на ранне-среднеюрских терригенных отложениях Ульбанского террейна. Субвулканическая составляющая не превышает 20 % площади вулканоструктуры. Покровная фация широко представлена туфами и игнимбридами дацитов и риолитов, редко встречаются лавы и вулканогенно-терригенные образования.

Комагматичные вулканидам Эзопской и Ям-Алинской вулканических зон плутонические образования гранит-лейкогранитового состава слагают многочисленные тела преимущественно неправильной формы с площадью, превышающей первые десятки квадратных километров. Наиболее широко гранитоидный магматизм проявился в пределах Эзопской вулканоструктуры. По геолого-геофизическим данным [11] тела гранит-лейкогранитового состава являются фрагментами громадного, слабо эродированного плутона. В гравитационном поле они приурочены к ярко выраженной отрицательной аномалии силы тяжести (до 16 мГл).

Представления о возрасте магматических пород рассматриваемого ареала до недавнего времени основывались на геологических данных и серии геохронологических датировок К–Аг методом, которые для гранитоидов эзопского комплекса соответствовали 98–85 млн лет [5, 31, 34]. Более широкий диапазон К–Аг датировок – 105–75 млн лет – приводит В.А. Гоневчук по неопубликованным данным Крюкова и др. (1981), подчеркивая, что из 8 определений – 5 укладываются в интервал 97–91 млн лет [4]. Сопоставление возрастов покровных фаций этих вулканоструктур не подтверждено палеонтологически: только в верхней части Ям-Алинской вулканоструктуры были обнаружены остатки поздне меловой палеофлоры: *Sequoia reichinbachii* (Gein.) Heer [21]. В последние годы С.Г. Агафоненко получены определения возрастов U–Pb (94.8 ± 2.2 млн лет) и Rb–Sr (95.22 ± 0.69 млн лет) методами, которые существенно уточняют положение гранитоидов эзопского комплекса [1].

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Исследования химического состава пород проводилось с использованием методов РФА (основные петрогенные компоненты, Sr, Zr, Nb) в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) и ICP-MS (Ga, Ge, Rb, Cs, Sr, Ba, Pb, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta, Sc) в Институте аналитического приборостроения РАН (г. С.-Петербург).

Для рентгено-флуоресцентного анализа выполнялась гомогенизация порошковой пробы сплавлением с боратым флюсом (метаборатом лития) в муфельной печи при температуре 1150 градусов. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S (Bruker, Германия). Величины интенсивности аналитических линий корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Для анализа по технологии ICP-MS вскрытие образцов осуществлялось по методике кислотного разложения. Измерения проводились на приборе "PlasmaQuad" фирмы "VG Elemental" в стандартном режиме. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс производилась по многоэлементному стандартному раствору редкоземельных элементов фирмы "Matthew Johnson". Относительная погрешность определений составляет 3–10 %.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Вулканические и субвулканические образования Эзопской вулканической зоны – трахириолиты, трахириодациты, риолиты – характеризуются порфиrowой, гломеропорфиrowой структурами. Порфиrowые выделения размером до 5–7 мм представлены темно-серым, дымчатым (морионоподобным) кварцем (20–25 %); полисинтетически сдвойникованным, иногда зональным плагиоклазом An₁₀₋₂₇ (10–20 %); калинастровым полевым шпатом, который иногда образует графические сростки с плагиоклазом (5–15 %); биотитом (до 5 %); роговой обманкой (менее 2 %). Основная масса с фельзитовой, сферолитовой, иногда участками неравномерно раскристаллизованной до появления гипидиоморфнозернистой структуры, где определяются плагиоклаз, кварц, калинастровый полевой шпат, чешуйки биотита или отмечаются реликты кислого стекла. Акцессорные минералы – циркон, апатит, гранат, ортит, сфен, ильменит (часто встречается в сростках с зернами сфена), магнетит. Темноцветные минералы замещаются хлоритом, эпидотом, а полевые шпаты – серицитом, пелитом.

Петрографические особенности покровных и субвулканических риолитов, дацитов Ям-Алинской вулканоплутонической зоны близки таковым Эзопс-

кой зоны. Их отличие заключается в преобладании кварца в порфировых выделениях (иногда в риолитах его содержание составляет более 50% всех выделений), пониженном содержании калинагрового полевого шпата, более интенсивном развитии вторичных минералов: хлорита, карбоната, зеленого и тонкочешуйчатого бурого биотита, землистых агрегатов сфена в сростках с рудным минералом, землистого и кристаллического агрегата эпидота, серицита, пелита, цеолитов в породах Ям-Алинской зоны.

Для гранитоидов эзопского комплекса характерно наличие порфировидной структуры, которая может постепенно изменяться до порфировой, гломеропорфировой или равномернозернистой (в единичных случаях) разновидности. В пределах Эзопской зоны чаще встречаются субщелочные лейкогранит-порфиры и лейкогранит-порфиры, реже – гранит-порфиры. В пределах Ям-Алинской зоны преобладают лейкогранит-порфиры и гранит-порфиры. Это светло-, иногда желтовато-серые тонко-, среднезернистые порфировидные породы. Порфировые выделения (10–30 %) представлены микроклином (до 1 см), мориноподобным кварцем (до 2 см), редко – плагиоклазом и биотитом. Основная масса с гранитовой, аплитовой или микропегматитовой структурой сложена анортоклазом, реже решетчатым микроклином (35–50 %), кварцем (25–40 %), полисинтетически сдвойникованным зональным плагиоклазом An_{6-21} (10–35 %), биотитом (до 5 %). Характерно присутствие пегматитовых, пойкилитовых и микропертитовых сростков калинагрового полевого шпата с плагиоклазом. Акцессорные минералы – циркон, ортит, апатит, ксенотим, рутил, ильменит, магнетит; вторичные – серицит, мусковит, эпидот, хлорит (пеннин), пелит, сфен.

Вулканиды Ям-Алинской и Эзопской вулканических зон рассматриваемого ареала (табл.) по соотношению SiO_2 (66–77, мас. %), суммы щелочей ($Na_2O + K_2O = 7.0–8.3$, мас. %) и K_2O (2.57–5.70, мас.%) соответствуют высококалийной известково-щелочной серии (рис. 2). Это перглиноземистые породы (диаграмма ANK-ACNK [42]) с содержанием Al_2O_3 до 16.29 мас. %, при индексе насыщенности алюминием – ASI = 0.9–1.2. На классификационной диаграмме Б.Р. Фроста с соавторами [38] фигуративные точки образований данного ареала располагаются в поле щелочно-известковистых пород (рис. 3а).

Графики распределения редкоземельных элементов в вулканидах Эзоп-Ям-Алинского ареала характеризуются незначительным преобладанием LREE над HREE и хорошо выраженной отрицательной Eu-аномалией, что подчеркивается параметрами

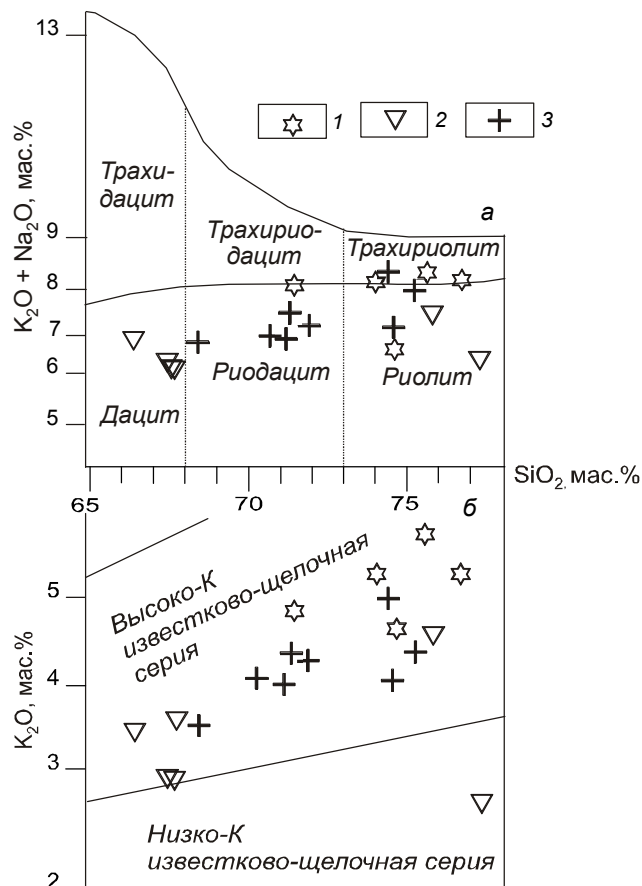


Рис. 2. Диаграммы $(Na_2O+K_2O) - SiO_2$ [12] (а) и $K_2O - SiO_2$ [40] (б) для кислых магматических пород Эзопской и Ям-Алинской вулканических зон.

Вулканиды: 1 – Эзопской и 2 – Ям-Алинской зон, 3 – гранитоиды эзопского комплекса.

$(La/Yb)_n = 4.5–9.2$, $(Eu/Eu^*)_n = 0.1–0.5$ и говорит об умеренном фракционировании плагиоклаза в магматическом очаге (рис. 4 а, б).

Гранитоиды эзопского плутонического комплекса по содержанию $SiO_2 = 68.24–75.18$ мас. % – кислые умеренно-высококремнеземистые породы. По сумме щелочей ($Na_2O+K_2O=7.0–8.3$ мас. %) они относятся к породам нормального–умеренно-щелочного рядов калиево-натриевого типа ($Na_2O/K_2O=0.6–0.7$), по содержанию K_2O (3.51–4.99 мас. %) – к высококалийной известково-щелочной серии (рис. 2). По щелочности, известковистости и железистости гранитоиды полностью идентичны вулканическим образованиям ареала (рис. 3а, б). Гранитоидам свойственны высокие содержания Al_2O_3 (до 15.46 мас.%), их фигуративные точки на диаграмме ANK-ACNK [42] располагаются в поле перглиноземистых пород при ASI = 0.8–1.2 (табл.). По соотношению глинозе-

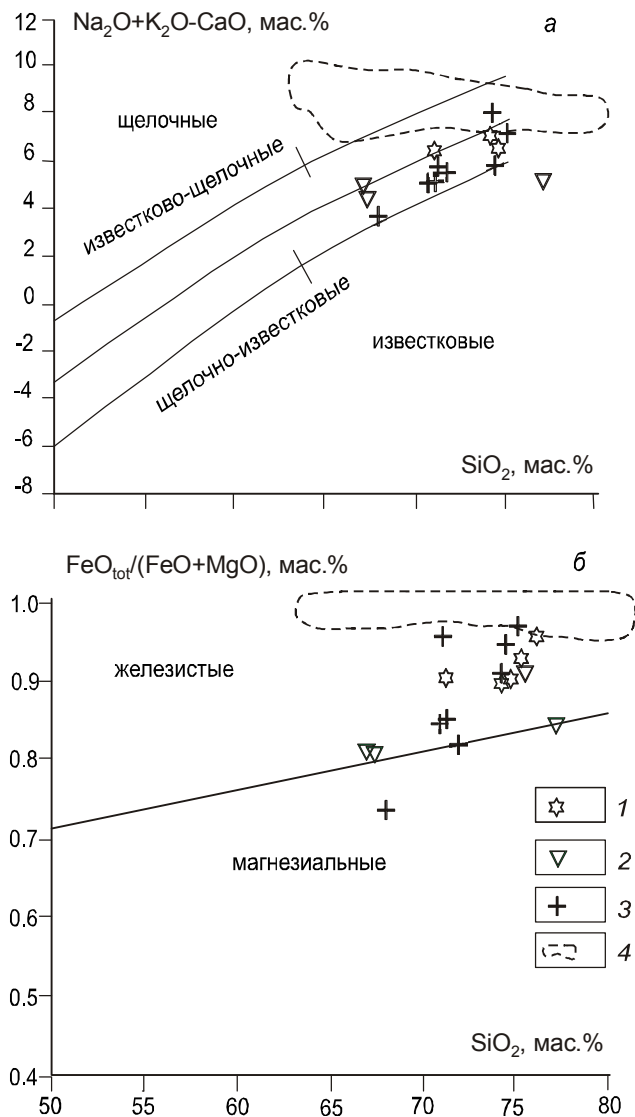


Рис. 3. Классификационные диаграммы: а) $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$; б) $\text{FeO}_{\text{tot}} / (\text{FeO}_{\text{tot}} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ [38] для вулканитов Эзопской (1) и Ям-Алинской (2) вулканических зон и гранитоидов эзопского комплекса (3). 4 – поле, соответствующее кислым вулканитам и гранитоидам Хингано-Олонойской зоны, по данным [26, 27, 37].

мистости–щелочности–известковистости [36, 41] почти все гранитоиды попадают в поле гранитов S-типа и смещены к полю гранитов I-типа (рис. 5).

Графики распределения редкоземельных элементов в плутонических породах эзопского комплекса близки к таковым вулканитов рассматриваемого ареала. Они также характеризуются незначительным преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми – $(\text{La}/\text{Yb})_n = 5.6-7.8$ (лишь в одном образце порфирировидных лейкогранитов отношение $(\text{La}/\text{Yb})_n$ достига-

Рис. 4. Концентрации редкоземельных элементов, нормализованных к составу хондрита [46], в кислых магматических породах Эзопской и Ям-Алинской вулканических зон.

Кислые вулканиты: 1 – Эзопской и 2 – Ям-Алинской вулканических зон, 3 – гранитоиды эзопского комплекса.

ет 23) и глубоким Eu-минимумом $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n = 0.1-0.5$ (рис. 4 в).

Общие геохимические особенности вулканических и интрузивных пород Эзоп-Ям-Алинского вулкано-плутонического ареала заключаются в умеренной обогащенности такими элементами, как $\text{Rb} = 84-268$ ppm, $\text{Ba} = 240-881$ (в единичном случае до 1395) ppm, $\text{Th} = 10.5-17.9$ ppm, REE, при одновременном деплетировании в отношении $\text{Nb} = 5-12$ ppm, $\text{Ta} = 0.5-1.2$ ppm, $\text{Sr} = 70-303$ ppm (рис. 6).

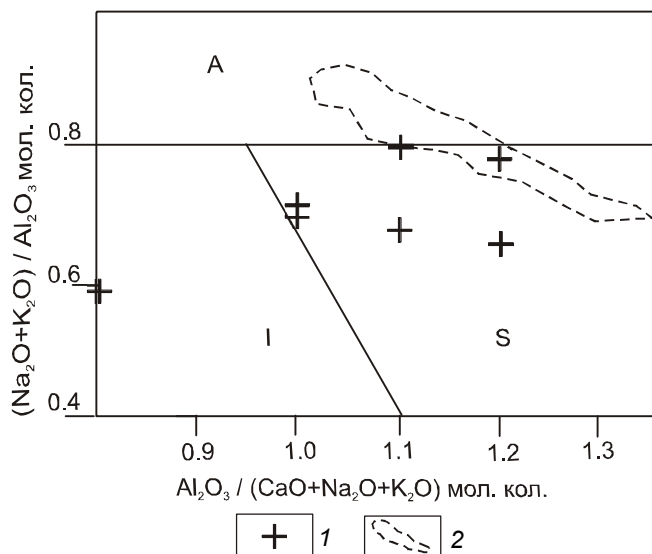


Рис. 5. Диаграмма для разделения А-, S-, I-типов гранитоидов эзопского комплекса (1) по петрохимическим признакам [36, 41]. 2 – поле, соответствующее гранитоидам Хингано-Олонойской зоны, по данным [4].

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Вулканические и интрузивные образования Эзопской и Ям-Алинской вулканических зон при незначительном отличии содержаний петрогенных элементов (повышенная основность пород Ям-Алинской вулканоструктуры) обнаруживают бесспорную схожесть распределения микроэлементов. Во всех разновидностях образований этих зон близки отношения некогерентных элементов, которые содержатся преимущественно в пределах: Ce/La (2.1–2.3), Nb/La (0.2–0.3), Th/La (0.3–0.5), Yb/La (0.06–0.1), Zr/La (2.5–5.4) (табл.), что подтверждает принадлежность этих пород к единой магматической серии. Отличия в содержании петрогенных элементов можно объяснить различными мощностью и составом земной коры в области формирования вулканитов и гранитоидов этих зон.

По отношениям элементов–индикаторов геодинамических обстановок: La/Yb = 6–14 (преимущественно менее 10) и La/Ta > 22 [20] – породы типичны для окраинно-континентальных поясов. Значение отношения Th/U, которое приближается к 4 (Th/U = 3.3–4.8), указывает на сопоставимость их по составу с лавами активных континентальных окраин [35]. Это подтверждается также спайдер-диаграммами (рис. 6), где отчетливо проявлены положительные аномалии по Ba, Rb, Ce, Th и отрицательные аномалии по Nb, Ta, Zr. На классических тектонических дискриминационных диаграммах (к примеру –

рис. 7а, б) точки составов и вулканитов, и гранитоидов располагаются в поле образований субдукционных обстановок.

Выше упоминалось, что приводимые в литературе, вплоть до недавнего времени, геохронологические данные характеризовались весьма большим разбросом значений. Исключение составляет серия определений, выполненных недавно U–Pb и Rb–Sr методами. Так, для гранитов Эзопского массива получена Rb–Sr изохрона, соответствующая 95.2 ± 0.7 млн лет (СКВО=0.87), а для гранитов Эльгоканского массива U–Pb датировка – 94.8 ± 2.2 млн лет (СКВО=0.2) [1]. Эти данные практически снимают вопрос о времени формирования гранитоидов рассматриваемого комплекса. Учитывая их геохимическое родство с вулканитами, порфириовидный облик и переходы до субвулканических разновидностей, с небольшой долей условности, можно принимать приведенные значения возраста и для вулканических образований.

Полученные данные позволяют сопоставить возраст и состав магматических комплексов в пределах различных участков Хингано-Охотского вулканоплутонического пояса. В этой связи можно отметить, что вулканиты и гранитоиды Эзоп-Ям-Алинского ареала на классификационных диаграммах основных петрогенных оксидов [38] характеризуются более высокой известковистостью по сравнению с породами Хингано-Олонойской зоны (рис. 3 а). В образованиях ареала с увеличением содержания SiO₂ железистость резко возрастает, а в породах Хингано-Олонойской зоны она фактически неизменна (рис. 3б).

Время проявления кислого магматизма Эзоп-Ям-Алинского ареала и Хингано-Олонойской зоны, выделяемой в южной части Хингано-Охотского пояса, хоть и не существенно, но различно. Напомним, что вулканические комплексы Хингано-Олонойской зоны охарактеризованы двумя интервалами возрастов: 111–105 и 101–99 млн лет (⁴⁰Ar/³⁹Ar метод). При этом последний отвечает этапу излияния кислых вулканитов и внедрению гранитоидов. Породам этой зоны свойственно присутствие внутриплитной геохимической составляющей, особенно это характерно для вулканоплутонического комплекса кислого состава, что выражено в обогащении такими элементами, как Nb, Hf, K, Rb, HREE, Y при дефиците Sr [26, 27, 37], и резко отличает их от образований Эзоп-Ям-Алинского ареала (рис. 6в, 7).

Таким образом, при довольно близких значениях возраста, магматические породы кислого состава Эзоп-Ям-Алинского ареала и Хингано-Олонойской зоны обладают, фактически, контрастными петрогеохимическими особенностями.

Таблица. Содержание петрогенных оксидов (масс.%) и микроэлементов (г/т) в вулканитах и гранитоидах Эзопской и Ям-Алинской вулканических зон.

№п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Образец	e-k 107-3	e 3020-3	a1056-7	e-k 21-34	e-k 33-37	j1430-1	j1166	j1208-1	j 1136-2
SiO ₂	71.52	74.01	74.56	75.52	76.75	66.30	67.27	67.38	67.58
TiO ₂	0.26	0.17	0.19	0.06	0.08	0.40	0.32	0.32	0.39
Al ₂ O ₃	14.23	13.32	12.82	12.55	12.30	16.29	15.27	15.41	14.69
Fe ₂ O ₃ *	3.37	2.27	2.87	0.82	1.39	4.02	3.12	3.35	6.11
MnO	0.03	0.03	0.04	0.01	0.02	0.10	0.06	0.06	0.04
MgO	0.36	0.21	0.29	0.06	<0.05	0.83	0.72	0.77	0.51
CaO	1.50	1.17	1.08	0.50	0.80	3.98	1.29	2.86	2.86
Na ₂ O	3.15	2.80	2.98	2.70	2.84	3.44	3.25	4.35	2.43
K ₂ O	4.87	5.35	4.62	5.70	5.35	3.48	2.97	2.73	3.63
P ₂ O ₅	0.07	0.04	0.05	0.02	0.01	0.09	0.07	0.07	0.09
П.п.п.	0.43	0.50	0.43	0.63	0.38	0.98	3.39	2.11	1.48
Сумма	99.99	99.99	100.00	98.57	100.02	100.07	97.75	99.44	99.96
Li	32.4	29.1	25.1	-	5.9	28.2	-	-	22.1
Rb	185	268	162	146	187	107	-	84	107
Cs	9	10	7	-	2	6	-	-	76
Sr	329	113	71	267	136	241	-	188	197
Ba	881	432	259	364	358	600	368	522	635
Ga	18.2	17.9	17.9	-	18.5	20.7	-	-	17.8
La	30.64	31.00	32.39	-	19.01	31.86	-	-	28.10
Ce	69.19	68.20	69.14	-	44.18	66.74	-	-	59.54
Pr	7.75	8.41	8.09	-	5.45	7.73	-	-	6.78
Nd	29.31	30.92	29.99	-	20.11	27.71	-	-	26.37
Sm	5.74	6.92	6.21	-	4.74	5.89	-	-	5.56
Eu	0.93	0.46	0.36	-	0.16	0.93	-	-	0.90
Gd	5.45	7.27	5.98	-	4.14	4.98	-	-	5.38
Tb	0.88	1.26	1.04	-	0.75	0.82	-	-	0.98
Dy	4.74	7.61	5.88	-	4.05	4.66	-	-	5.75
Ho	0.92	1.56	1.27	-	0.86	0.89	-	-	1.03
Er	2.56	3.91	3.36	-	2.39	2.78	-	-	3.23
Tm	0.43	0.77	0.53	-	0.48	0.41	-	-	0.61
Yb	2.27	4.49	3.17	-	2.88	2.56	-	-	3.66
Lu	0.36	0.70	0.47	-	0.44	0.41	-	-	0.50
Y	28	45	34	-	24	28	-	-	32
Th	13.9	17.9	15.8	-	13.4	10.69	-	-	10.17
U	3.04	4.79	5.29	-	4.02	2.36	-	-	2.24
Zr	128	124	71	-	120	169	-	-	152
Hf	3.0	3.4	3.2	-	4.1	2.9	-	-	2.4
Nb	11	9	10	-	12	8	-	-	8
Ta	1.1	1.4	1.1	-	1.2	0.8	-	-	0.7
Sc	7.52	6.47	4.36	-	8.36	12.16	-	-	9.82
Be	2.30	3.38	4.07	-	3.69	2.12	-	-	1.89
ASI	1.1	1.1	1.1	1.1	0.9	1.0	-	1.0	1.1

Примечание. 1–5 – Эзопская зона: 1 – риодацит; 2, 4, 5 – трахириолиты; 3 – риолит. 6–11 – Ям-Алинская зона: 6, 7, 9 – туфы дацита; 8 – дацит; 10 – риолит; 11 – игнимбрит риолита. 12–19 – гранитоиды эзопского комплекса: 12–16 – гранит-порфиры; 17 – субщелочной лейкогранит-порфир; 18, 19 – лейкогранит-порфиры. (-) – данные отсутствуют. Использован каменный материал из коллекции ФГУ ТФИ по Амурской области.

Таблица. (Продолжение).

№п/п	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Образец	br-1548	j1195-3	j10504	vs 50-1	e 5125-1	br-1176	br 2153-1	vs176-1	j10603	e3021-1
SiO ₂	75.78	77.31	68.24	70.66	71.12	71.22	71.95	74.44	74.56	75.18
TiO ₂	0.06	0.09	0.38	0.23	0.24	0.31	0.31	0.16	0.16	0.09
Al ₂ O ₃	13.04	11.96	15.01	15.46	13.69	13.48	13.92	13.70	13.40	12.66
Fe ₂ O ₃ *	1.29	2.16	3.51	3.09	2.79	3.06	3.31	1.80	2.19	2.39
MnO	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.06	0.05	0.05	0.02	0.03
MgO	0.12	0.31	1.26	0.17	0.51	0.53	0.48	0.16	0.14	<0.05
CaO	0.13	1.22	3.23	2.54	1.83	1.67	1.82	0.31	1.79	0.73
Na ₂ O	2.92	3.70	3.35	2.83	2.91	3.07	2.98	3.30	3.07	3.35
K ₂ O	4.60	2.57	3.51	4.19	4.04	4.40	4.29	4.99	4.12	4.45
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.09	0.05	0.06	0.08	0.07	0.04	0.03	0.02
П.п.п.	1.39	0.42	0.40	0.47	0.73	0.78	0.65	0.95	0.38	0.26
Сумма	99.43	100.03	99.05	99.97	99.97	98.69	99.99	100.01	100.01	99.94
Li	-	14.9	-	24.3	-	-	52.9	39.8	25.6	25.7
Rb	164	69	113	104	127	147	143	151	92	159
Cs	-	70	-	5	-	-	4	7	2	3
Sr	70	253	195	303	183	134	163	86	155	85
Ba	240	1475	526	1395	444	715	774	515	792	717
Ga	-	14.5	-	20.5	-	-	17.7	15.5	16.8	17.9
La	-	30.00	-	38.61	-	-	29.82	43.17	60.31	29.57
Ce	-	65.19	-	82.27	-	-	63.67	94.73	125.18	67.15
Pr	-	7.78	-	9.33	-	-	7.37	10.29	14.23	7.94
Nd	-	28.18	-	33.29	-	-	25.71	39.31	48.99	30.02
Sm	-	6.13	-	6.49	-	-	5.35	8.58	7.91	6.85
Eu	-	0.68	-	1.04	-	-	0.71	0.58	0.80	0.52
Gd	-	5.63	-	5.58	-	-	5.07	9.34	5.75	6.67
Tb	-	0.99	-	0.89	-	-	0.82	1.74	0.78	1.16
Dy	-	5.68	-	5.30	-	-	4.57	9.43	3.69	6.88
Ho	-	1.16	-	0.97	-	-	0.96	1.98	0.64	1.35
Er	-	3.28	-	2.74	-	-	2.77	5.71	1.87	3.84
Tm	-	0.50	-	0.48	-	-	0.46	0.80	0.30	0.70
Yb	-	3.19	-	2.65	-	-	2.58	4.46	1.76	3.60
Lu	-	0.52	-	0.40	-	-	0.44	0.70	0.24	0.56
Y	-	30	-	30	-	-	28	57	20	40
Th	-	11.00	-	10.5	-	-	13.06	16.9	13.80	13.6
U	-	2.21	-	2.21	-	-	2.70	2.56	1.25	2.70
Zr	-	82	-	175	-	-	152	112	136	104
Hf	-	2.5	-	3.2	-	-	2.7	2.8	2.3	4.3
Nb	-	5	-	7	-	-	11	9	7	11
Ta	-	0.8	-	0.7	-	-	0.9	0.9	0.5	0.9
Sc	-	7.86	-	8.32	-	-	7.71	5.91	4.96	7.86
Be	-	2.05	-	2.63	-	-	2.26	3.21	1.77	2.27
ASI	1.1	1.1	1.2	0.8	1.2	1.0	1.1	1.2	1.0	1.1

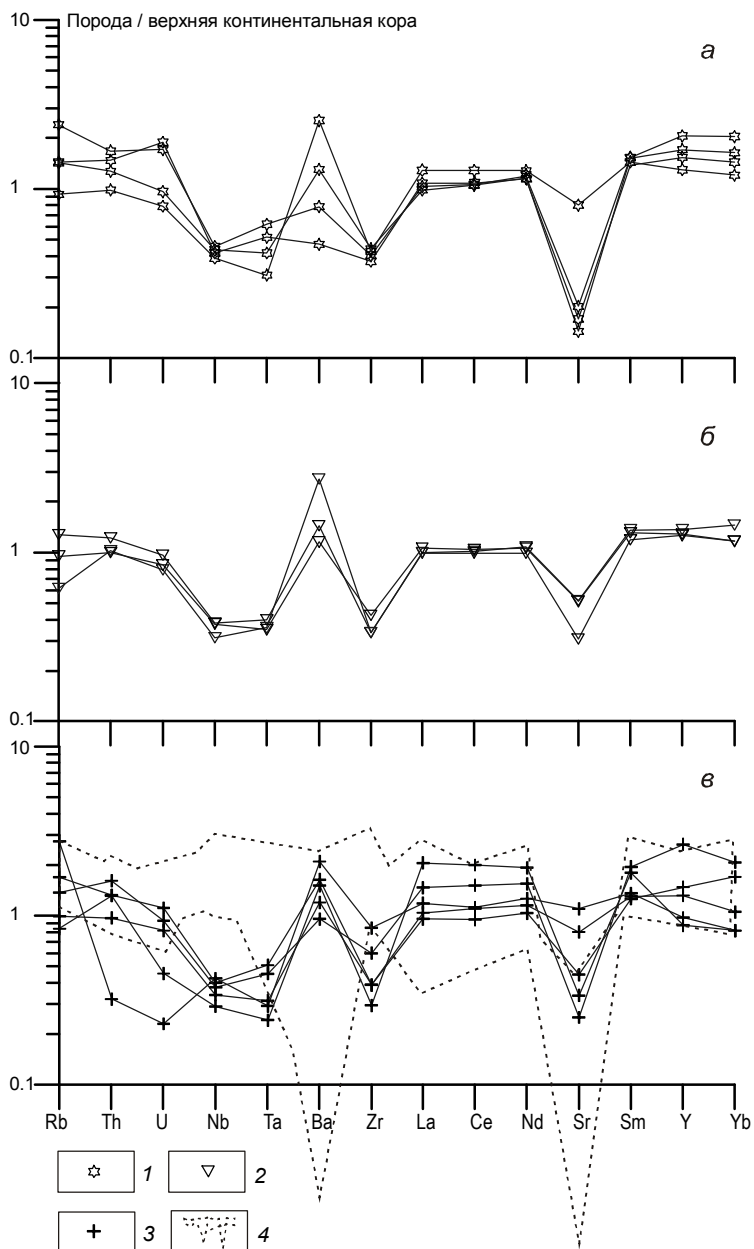


Рис. 6. Концентрации редких элементов, нормализованных к составу континентальной коры [46], в кислых магматических породах Эзопской и Ям-Алинской вулканических зон.

1–2 – вулканы Эзопской (1) и Ям-Алинской (2) вулканических зон, 3 – гранитоиды эзопского комплекса, 4 – контур кислых вулканических и интрузивных пород Хингано-Олонойской вулканической зоны, по данным [26, 27, 37].

Сопоставление возраста и геохимических характеристик пород Эзоп-Ям-Алинского ареала с таковыми Баджальской и Комсомольской вулканических зон [4, 13, 25] в полном объеме пока не удастся. Тем не менее, в первом приближении, можно отметить их сходство как по возрасту, так и по геохимическим особенностям.

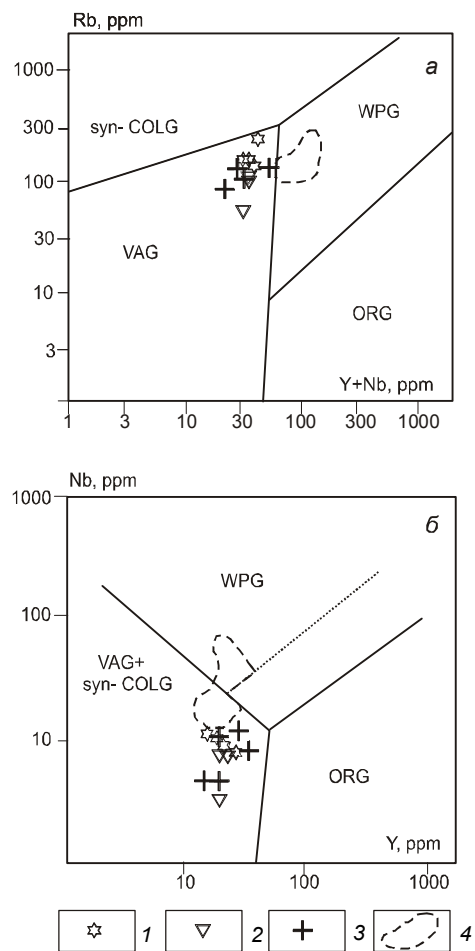


Рис. 7. Дискриминационные диаграммы: а) Rb–(Y+Nb) и б) Nb–Y [44] для кислых магматических пород Хингано-Охотского пояса: Эзопской, Ям-Алинской и Хингано-Олонойской вулканических зон.

1–2 – вулканы Эзопской (1) и Ям-Алинской (2) вулканических зон, 3 – гранитоиды эзопского комплекса, 4 – ареал точек вулканических и гранитоидов Хингано-Олонойской вулканической зоны. Поля: WPG – внутриплитные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, syn-COLG – коллизионные граниты, ORG – граниты срединных океанических хребтов.

Геодинамическая обстановка формирования Хингано-Охотского пояса является остро дискутируемой проблемой. Среди возможных вариантов предполагается обстановка субдукционной активной континентальной окраины андийского типа [16–18 и др.], косой субдукции [43, 45] или же обстановка трансформной континентальной окраины калифор-

нийского типа [33, 39]. О существовании двух этапов в развитии Хингано-Охотского пояса высказывались С.М. Родионов и Б.А. Натальин [22], которые считали, что в раннем мелу существовала активная континентальная окраина, а в позднем – коллизионная обстановка. Надо отметить, что существующее различие, во многом, обусловлено нехваткой геохронологических, геохимических, изотопно-геохимических определений. Появляющиеся в последнее время данные позволяют оценить применимость того или иного тектонического сценария для отдельных зон, но не для всего пояса. Так, было установлено, что геохимические особенности вулканитов и гранитов Хингано-Олонойской зоны указывают на возможное участие в исходном расплаве источника, близкого к обогащенной мантии [26, 27, 37]. Такие условия могли существовать как в рифтогенной зоне, так и в обстановке трансформной континентальной окраины. Исследованные в данной работе магматические образования Эзоп-Ям-Алинского ареала имеют, напротив, геохимические признаки пород субдукционного происхождения. Учитывая существующий временной интервал между ними, можно предположить, что обстановка трансформной континентальной окраины, обусловившая формирование специфического магматизма Хингано-Олонойской зоны на южном фланге Хингано-Охотского пояса и существовавшая вплоть до сеномана [33], вероятно, сменилась обстановкой субдукции, породившей соответствующий магматизм Эзоп-Ям-Алинского ареала на северо-западном фланге пояса. Такая интерпретация вполне вписывается в тектонический сценарий, предложенный для мезозойской истории востока Азии [6, 33].

Авторы выражают благодарность ФГУ ТФИ по Амурской области за предоставленный каменный материал; сотрудникам ИГиП ДВО РАН А.А. Зеневищу, Е.В. Ушаковой и Л.И. Козак за выполнение аналитических исследований. А также признательны С.О. Максимова и Л.Ф. Мишину за критический анализ рукописи и дискуссию.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 05-05-64242, 06-05-96074-р), Президиума ДВО РАН (грант 06-И-ОНЗ-115).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафоненко С.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации 1:200 000. (Изд-ние второе). Серия Тугурская. Лист N-53-XXVI / Ред. А.В. Махинин. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
2. Вулканические пояса востока Азии. Геология и металлогения / Ред. А.Д. Щеглов. М.: Наука, 1984. 503 с.
3. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2 500 000 / Гл. ред. Л.И.Красный, Пэн Юньбяо. С.-Петербург–Благовещенск–Харбин, 1996.
4. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука. 2002. 298 с.
5. Зубков В.Ф. Государственная геологическая карта СССР. 1:200 000. Лист N-53-XXVI. М.: МинГео, 1975, 1981. 116 с. 2 гр.пр.
6. Иванов В.В., Ханчук А.И. Меловые и кайнозойские геодинамические обстановки формирования золоторудных месторождений Дальнего Востока // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. Иркутск: Ин-т геохимии СО РАН, 1998. С. 265–266.
7. Ициксон М.И. Распределение оловорудных месторождений в складчатых областях // Сов. геология. 1958. № 1. С. 86–114.
8. Ициксон Г.В., Рундквист Д.В., Павлова И.Г. и др. Оловорудные месторождения Малого Хингана // Труды ВСЕГЕИ. М., 1959. Т. 27. 342 с.
9. Ициксон М.И., Красный Л.И., Матвеев В.Г. Вулканические пояса Тихоокеанского кольца и их металлогения // Рудоносность вулканических формаций. М.: Недра, 1965. С. 182–196.
10. Копылов М.И., Плотницкий Ю.Е., Родионов С.М., Романовский Н.П. Хингано-Олонойский оловорудный район. Владивосток-Хабаровск: ДВО РАН, 2004. 251 с.
11. Лишневецкий Э.Н., Миронюк А.Ф., Ложников А.В. Объемное строение и оловоносность Эзоп-Ямалинского района в Приамурье // Геология рудн. месторождений. 1981. Т. 23, № 6. С. 90–99.
12. Магматические горные породы. Т. 1. / Гл. ред. О.А. Богатиков. М.: Наука. 1983. 365 с.
13. Максимов С.О. Петрология магматических комплексов Баджалской вулканической зоны: Автореф. дис... канд. геол.- минер. наук. Владивосток, 1982. 24 с.
14. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: ПГО “Дальгеология”, 1990. 215 с.
15. Моисеев В.Г., Сахно В.Г. Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1982. 192 с.
16. Натальин Б.А., Попеко Л.И., Чеботов С.А. Тектоника Западно-Джагдинской зоны Монголо-Охотской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1985. № 2. С.42–64.
17. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
18. Натальин Б.А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 3–20.
19. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С.7–41.
20. Пузанков Ю.М., Вольнец О.Н., Селиверстов В.А. и др. Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1990. 259 с.
21. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск: Хабаровское ГГПИ, 1994.

22. Родионов С.М., Натальин Б.А. Геодинамические обстановки нахождения месторождений порфирирового типа // Оруденение порфирирового типа на Дальнем Востоке. Владивосток: Изд-во ДВНЦ СО РАН СССР, 1988. С. 46–64.
23. Родионов С.М. Металлогения олова Востока России: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. М., 2003. 55 с.
24. Сахно В.Г. Вулканические зоны Среднего Приамурья. Новосибирск: Наука, 1976. 100 с.
25. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 335 с.
26. Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Дербеко И.М., Сорокин А.П. Новые данные по геохронологии магматических ассоциаций Хингано-Олонойской вулканической зоны (Дальний восток) // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 2. С. 52–62.
27. Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Дербеко И.М., Сорокин А.П. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология и геохимические особенности мезозойских магматических ассоциаций Хингано-Олонойской вулканической зоны (Дальний Восток) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т.13, № 3. С. 63–78.
28. Сухов В.И. Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. М.: Недра, 1975. 112 с.
29. Татаринов Г.Т. К вопросу о рудоносности эоповских гранитов // Сов. геология. 1960. № 9.
30. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. М-б: 1:5 000 000 / Под ред. Н.С. Шацкого и А.П.Богданова. М.: Госгеолтехиздат, 1957.
31. Тоноян Р.М. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист N-53-XXXII. М.: Недра, 1965. 84 с., 2 гр.пр.
32. Устиев Е.К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые, связанные с ним, проблемы // Сов. геология. 1959. № 3. С. 3–26.
33. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С.5–34.
34. Хохлов Э.П. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист N-53-XXXIII. М.: Мингео, 1969. 1971. 60с., 2 гр.пр.
35. Allerge G.J., Dupre B., Lewin E. Thorium/Uranium ratio of the earth // Chem. Geology. 1986. V. 56, N 3/4. P. 219–227.
36. Chappel B.W., White A.I.R. I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 1992. V. 83. P. 1–26.
37. Derbeko I.M., Sorokin A.A., Ponomarchuk V.A., Sorokin A.P. Timing of Mesozoic magmatism in Khingan-Okhotsk volcano-plutonic belt (Russian Far East) // Geochim et Cosmochim. Acta 2004. V. 68. Iss. 11. Suppl. 1. P. A226.
38. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrology. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
39. Khanchuk A.I. Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: A view from the Russian side // Earth Science. 2001. V. 55, N 5. P. 275–291.
40. Le Bas M., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total-silica diagram // J. Petrology. 1986. V.27. P.745–750.
41. Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan // Tectonophysics. 1990. N 174. P. 235–255.
42. Maniar H. D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Amer. Bull. 1989. V.101. P. 635–643.
43. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.Y. et al. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific / U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, Professional Paper 1626, 2001. 122 p.
44. Pearce J. A., Harris N. B., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J.Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.
45. Sato K., Vrublevsky A.A., Rodionov S.M., Romanovsky N.P., Nedachi M. Mid-Cretaceous episodic magmatism and tin mineralization in Khingan-Okhotsk volcano-plutonic belt, Far East Russia / Resource Geology. 2002. V. 52, T 1. P. 1–14.
46. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the oceanic basins (Saunders A.D., Norry M.J. Eds), Geol. Soc. Spec. Publ. N 42. 1989. P. 313–345.

Рекомендована к печати В.Г. Сахно

I.M. Derbeko, A.A. Sorokin, S.G. Agafonenko

Geochemical peculiarities of acid magmatism in the north-western part of the Khingan-Okhotsk volcano-plutonic belt (Aezop and Yam-Alin zones)

The paper studies the structure of the Aezop – Yam-Alin area and the composition of its acid volcanic and intrusive rocks. Data on their age are also given. The general geochemical peculiarity of the acid formations is their moderate enrichment in such elements as Rb = 84-268 ppm, Ba = 240-881 ppm, K = 21300-44400 ppm, Th = 10.5-17.9 ppm, and REE. At the same time, they are depleted in Nb = 5-12 ppm, Ta = 0.5-1.2 ppm, and Sr – up to 70 ppm. Age datings have been obtained for granites of the Aezop complex by the U-Pb method (94.8 ± 2.2 Ma) and Rb-Sr method (95.22 ± 0.69 Ma), which corresponds to the Cenomanian.

Key words: Khingan-Okhotsk belt, volcano-plutonic area, geochemistry, Aezop, Yam-Alin, volcanic zone.