

**НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХРОНОЛОГИИ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ
ХИНГАНО-ОЛОНОЙСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)**

*А.А. Сорокин**, *В.А. Пономарчук***, *И.М. Дербеко**, *А.П. Сорокин**

**Отделение региональной геологии и гидрогеологии АмурНЦ ДВО РАН, г. Благовещенск*

***Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*

В статье представлены новые изотопно-геохронологические данные для мезозойских магматических образований Хингано-Олонойской вулканической зоны Хингано-Охотского вулканического пояса, полученные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом, а также первые результаты геохимических исследований пород, выполненных с использованием прецизионной аналитической техники. В истории образования рассматриваемой вулканической зоны выделяется два дискретных этапа магматической активности: 111–105 и 101–99 млн лет. Первый отвечает формированию дифференцированной базальт-андезит-дацитовой ассоциации (с преобладанием андезитов), второй – проявлению существенно кислого магматизма (нормального, субщелочного и щелочного рядов). Несмотря на то, что коллекция проанализированных образцов охватывала все известные вулканические комплексы региона, на данном этапе исследований не подтверждается традиционное представление о наличии в пределах Хингано-Олонойской зоны вулканитов широкого возрастного диапазона: от начала раннего мела до границы мел – палеоген. Геохимические особенности пород этой зоны не позволяют предполагать их происхождение в субдукционной обстановке, но допускают формирование в обстановке трансформной континентальной окраины.

Ключевые слова: изотопная геохронология, геохимия, магматический комплекс, Приамурье.

ВВЕДЕНИЕ

Восточная окраина Азиатского континента является ареной интенсивного проявления мезозойского магматизма. В ее пределах выделяется ряд вулканических (вулcano-плутонических) поясов, сформированных в разных геодинамических обстановках в связи с зонами субдукции, коллизии, с режимом внутриплитной активности (рис. 1). Корректная расшифровка геодинамических обстановок магматической деятельности и, в конечном счете, раскрытие истории формирования востока Азиатского континента в мезозое не выполнимы без надежной корреляции проявлений магматической деятельности в разных частях рассматриваемой территории.

Одной из ключевых структур в этом отношении является Хингано-Охотский вулканический пояс [1, 3, 4, 8–11, 15, 17]. Многолетнее изучение региона не дало окончательного ответа о времени становления и геодинамической обстановке формирования составляющих его вулканических комплексов, и в настоящее время указанные проблемы являются предметом дискуссий. В первую очередь это объясняется отсутствием надежных геохимических и геохронологических

данных, что является препятствием для корреляции проявлений магматической деятельности в разных частях рассматриваемого пояса и континентальной окраины в целом.

В данной работе приведены предварительные результаты геохимических и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопно-геохронологических исследований магматических ассоциаций, выделяемых в составе Хингано-Олонойской вулканической зоны, являющейся звеном Хингано-Охотского вулканического пояса (обзор в [4, 7], а также [1, 3, 8, 14]). Эти данные свидетельствуют, на взгляд авторов, о необходимости пересмотра существующих представлений об этапах магматической активности в пределах рассматриваемой зоны.

Исследования валового геохимического состава пород проводилось с использованием методов РФА (аналитик А.Л. Финкельштейн, Т.С. Айсуева) и ICP-MS (аналитики Е.В. Смирнова, Г.П. Сандимирова) в Институте геохимии СО РАН (Иркутск). Для анализа микроэлементов по технологии ICP-MS истертая проба подвергалась кислотному разложению в HF и HNO₃ в пропорции 6:2 во фторопластовых контейнерах. Измерения осуществлялись на квадрате-

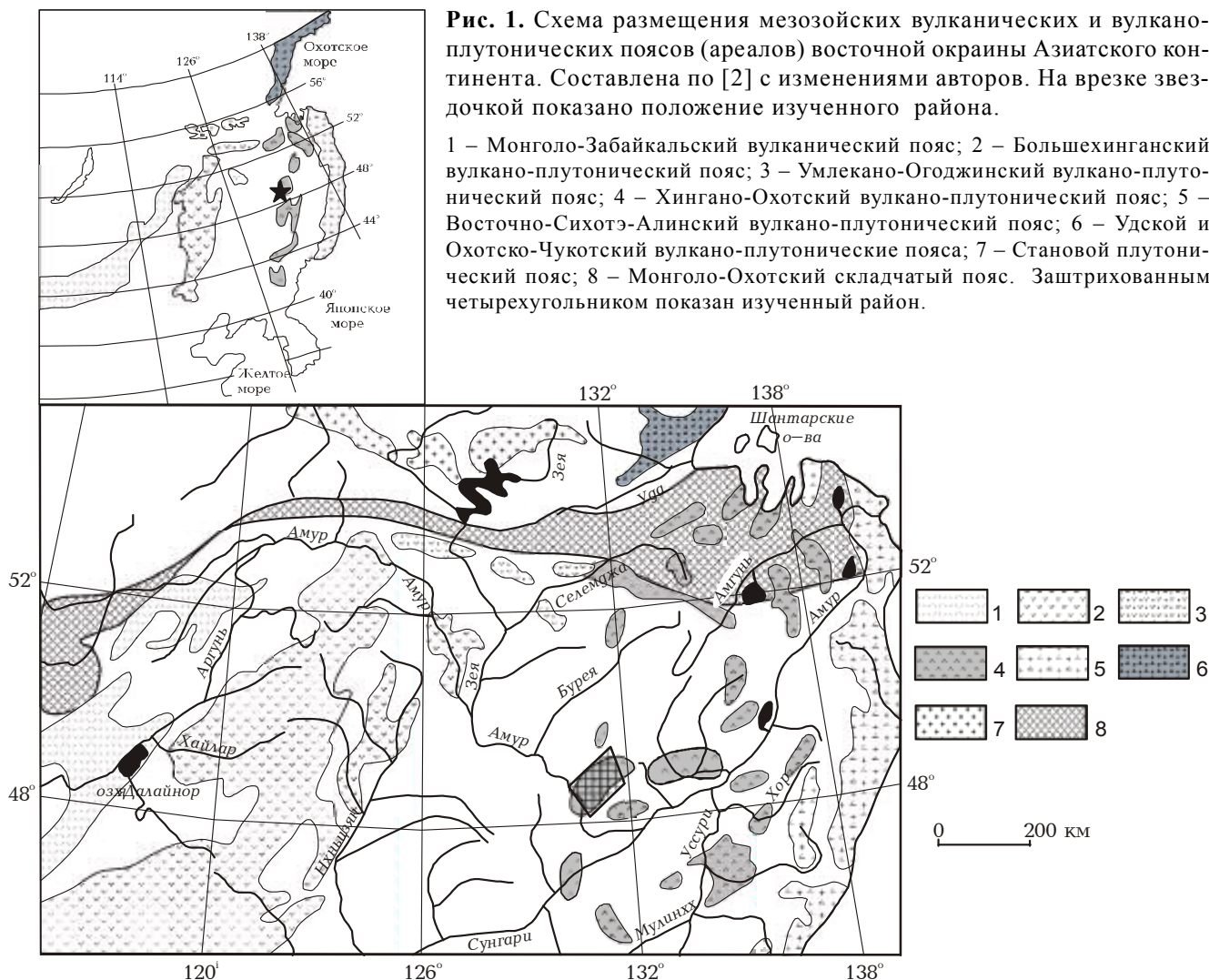


Рис. 1. Схема размещения мезозойских вулканических и вулканоплутонических поясов (ареалов) восточной окраины Азиатского континента. Составлена по [2] с изменениями авторов. На врезке звездочкой показано положение изученного района.

1 – Монголо-Забайкальский вулканический пояс; 2 – Большехинганский вулканоплутонический пояс; 3 – Умлекано-Огоджинский вулканоплутонический пояс; 4 – Хингано-Охотский вулканоплутонический пояс; 5 – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоплутонический пояс; 6 – Удской и Охотско-Чукотский вулканоплутонические пояса; 7 – Становой плутонический пояс; 8 – Монголо-Охотский складчатый пояс. Заштрихованным четырехугольником показан изученный район.

полном масс-спектретре PlasmaQuad II+. Коррекция прибора производилась с использованием внутренних стандартов ^{87}In и ^{209}Bi . Измеренные значения концентраций указанных элементов в стандартных образцах соответствуют аттестованным значениям со стандартным отклонением менее 10%.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопно-геохронологические исследования выполнены В.А. Пономарчуком в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН (Новосибирск) по методике, опубликованной в работах [12, 16], с использованием масс-спектретра МИ-1201В. Принимая во внимание возможное присутствие ксеногенных минералов, приводящих, в конечном счете, к изотопно-геохронологической неоднородности, при выборе минеральной фазы для датирования предпочтение было отдано основной массе. Коррекция полученных данных выполнялась стандартным методом с учетом атмосферной контаминации и интерферирующих пиков от побочных нейтронно-индуцированных реакций.

Изохронные построения в координатах $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ – $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ производились полиномиальным методом наименьших квадратов.

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРОЕНИИ ХИНГАНО-ОЛОНОЙСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Мезозойские образования, наложенные на южную часть Буреинского и северную часть Малохинганского террейнов (рис. 1, 2), представлены пестрыми по составу терригенными и вулканогенными образованиями, слагающими целую серию свит, возрастной диапазон которых соответствует практически всему меловому периоду [2, 6, 13]. Вулканогенные серии этого региона рассматриваются в качестве Хингано-Олонойской вулканической зоны, представляющей собой фрагмент протяженного Хингано-Охотского вулканоплутонического пояса [1, 3, 4, 8–11, 15, 17]. В пределах зоны установлены полигенные стратовулканы, что весьма усложняет корреля-

цию комплексов. Основные представления о последовательности проявления магматизма рассматриваемой вулканической зоны были сформированы к концу семидесятых годов прошлого века (см. обзоры в [4, 7]) и с тех пор не претерпевали кардинальных изменений. Собственно вулканогенные образования объединяются в составе станолірской, солонечной, яуринской и обманійской свит [13]. Их возраст обосновывается, прежде всего, палеофлористическими данными по туфогенно-осадочной части свит. Приводимые в литературе изотопные определения вулканической составляющей выполнены К-Аг методом, при этом они характеризуются большими вариациями значений (см. обзоры в [4, 7]).

Станолірський вулканичний комплекс, по существующим представлениям [4, 7, 13], включает образования покровной и жерловой фаций. В строении покровной фации (*станолірська свита*) выделяется две части: нижняя, сложенная лавами среднего состава, реже туфами, и верхняя, представленная туфами и игнимбритами риолитов. Мощность вулканических покровов рассматриваемого комплекса оценивается в 150–460 м. Стратиграфическое положение свиты, согласно одним палеофлористическим данным, определяется баррем-нижнеаптским уровнем [13], в других источниках упоминается о близости палеофлоры подокарпусам и элатокладусам верхнеаптских – ниже-среднеальбских отложений [5]. Приводимые в литературе значения возрастов, полученные К-Аг методом, варьируют в достаточно широком интервале 136–110 млн лет (см. обзоры в [4, 7]) и требуют уточнения.

Солонечний вулканичний комплекс (по [7, 13]) представлен лавами, туфами и слабоспекшимися игнимбритами риолитов, трахириолитов, трахириодацитов, субвулканическими трахириодацитами, слагающими вулканические постройки центрального типа площадью первые квадратные километры. В основании построек выделяются агломератовые туфы, содержащие вулканические бомбы изометричной формы размером до 10 см. Для лав характерно развитие сферолитовых структур и тонкофлюидалных текстур. Стратифицируемые образования комплекса, мощность которых оценивается в 150–300 м, в отдельных разрезах – до 900 м, традиционно выделяются в качестве *солонечной свиты*. Возрастное положение свиты, определяемое по фрагментам палеофлоры в туфовых горизонтах, не вполне очевидное: в одних работах ей отводится апт-альбский интервал [7, 13], в других отмечается палеофлора, отвечающая только альбскому уровню [5]. Известные значения абсолютных возрастов, полученные К-Аг методом,

характеризуются большим разбросом от 119 до 105 млн лет (см. обзор в [4]) и требуют уточнения.

Яуринський и обманійський вулканичні комплекси (свиты) относятся к заключительным этапам вулканизма Хингано-Олонойской зоны [7]. Они представлены риолитами, их лавобрекчиями, туфами, туффитами; в составе первой из них редко отмечаются андезиты, андезидациты, дациты, их туфы [7, 13]. Мощность каждой из указанных свит варьирует от 130–300 м до 1000 м. Сходство строения и формационного состава свит создает большие трудности в увязке частных разрезов и является причиной того, что одни и те же вулканические поля относятся одними исследователями к яуринскому, другими – к обманійскому комплексам. Ситуация усугубляется весьма противоречивыми палеофлористическими данными для стратифицируемых образований, выделяемых в качестве *яуринской* и *обманійской* свит. В одном варианте этим свитам отводится сеноман-турон-коньякский [13], в другом – позднетурон-коньяк-сантонский [5] стратиграфический уровень. Не вносят ясность и известные определения возрастов, полученные для вулканических пород К-Аг методом, варьирующие в интервале от 112 до 77 млн лет (см. обзор в [4]).*

*Примечание рецензента.

По мнению Л.Ф. Мишина в статье приведены датировки К-Аг методом всего спектра магматических образований Хингано-Олонойской депрессии. Эти данные хорошо согласуются с полученными в последние годы (Крымский и др., 1997; Лебедев и др., 1997; Гоневчук, 1999) изотопными датировками магматических пород Баджальской и Комсомольской вулканических зон и свидетельствуют об узком возрастном интервале (альб-сеноман) формирования Сунгари-Селитканского вулканического пояса. К сожалению, в работе содержится ошибка геологического содержания, снижающие несомненные достоинства данного исследования. На рис. 2 на юго-западном фланге Хингано-Олонойской депрессии показано большое поле пород яуринской свиты, хотя на всех этапах геологического изучения этой структуры здесь картировалась обманійская свита. Обманійскую свиту образуют настолько специфичные игнимбриты риолитов, что проблем с выделением ее объема никогда не было. Обычно дискутируется стратиграфическое положение незначительных по площади выходов туфов в поле обманійских игнимбритов, известных под названием листовничная свита. Яуринская свита выделена в Таланджинской и Каменушинской вулкано-тектонических депрессиях и имеет очень пестрый состав: туфогенно-осадочные породы, риолиты, андезиты, базальты, что резко отличает ее от обманійской свиты. Поэтому сравнительный анализ возраста и геохимического состава яуринской и обманійской свит следует рассматривать как сравнение разных ареалов распространения обманійской свиты.

Авторы сами отмечают, что в двух химических анализах солонечной свиты вследствие наложенных процессов сдвинуто соотношение щелочей, тем не менее в составе солонечной свиты, наряду с кали-натровой серией, выделяют на основе этих анализов калиевую серию.

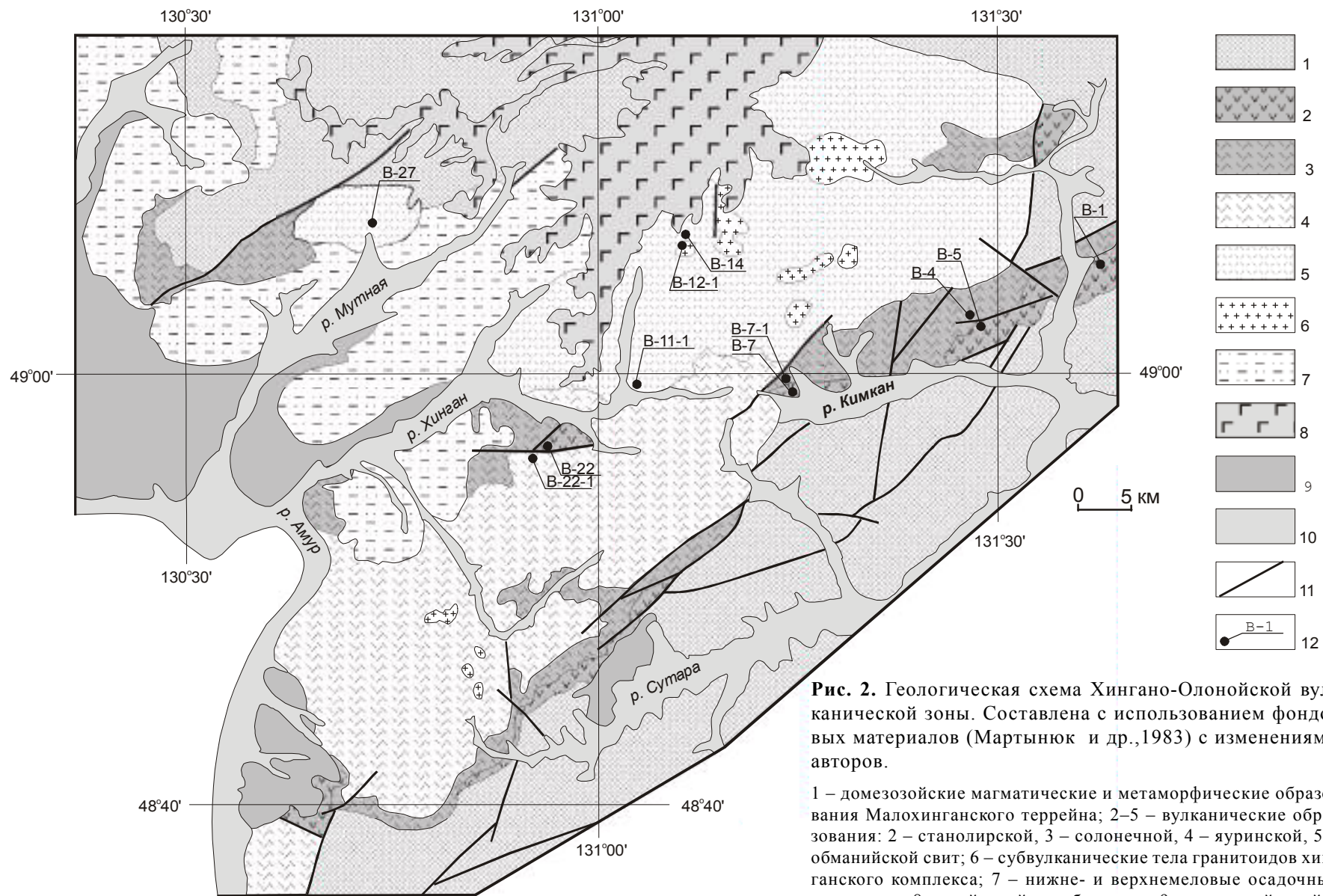


Рис. 2. Геологическая схема Хингано-Олонойской вулканической зоны. Составлена с использованием фондовых материалов (Мартынюк и др., 1983) с изменениями авторов.

1 – домезозойские магматические и метаморфические образования Малохинганского террейна; 2–5 – вулканические образования: 2 – станолірської, 3 – солонечной, 4 – яуринской, 5 – обманійської свит; 6 – субвулканические тела гранитоидов хинганского комплекса; 7 – нижне- и верхнемеловые осадочные отложения; 8 – кайнозойские базальты, 9 – нижнекайнозойские отложения; 10 – современные отложения долин водотоков; 11 – главные разломы; 12 – места отбора образцов на изотопно-геохронологические исследования и их номера (соответствуют номерам в таблицах 1, 2).

Важное место в строении Хингано-Олонойской зоны занимают небольшие тела высококальциевых **гранит-порфиоров, кварцевых сиенит-порфиоров**, среди которых традиционно выделяются два подтипа: нормальной щелочности (кимканский) и субщелочной (хинганский) [4, 7]. Возраст данных образований принимается позднемеловым, поскольку они рассматриваются в качестве более глубокой фации единого очага с верхнемеловыми кислыми вулканидами. Опубликованные и содержащиеся в фондовых источниках результаты определения возраста пород изотопными методами (K-Ar, Rb-Sr) характеризуются широкими вариациями значений от 106 до 77 млн лет (см. обзор в [4]), что не позволяет подтвердить или опровергнуть это положение.

В завершение данного раздела следует подчеркнуть, что разночтения в отнесении отдельных разрезов вулканических и вулканомиктовых пород кислого состава к солонечной, юринской и обманьской свитам ярко проявились не только на стадии средне-масштабного картирования, но и последующих обобщающих, а также тематических работ (см. обзор в [4, 7]). В этой связи первостепенное значение имеют достоверные изотопно-геохронологические и геохимические данные, однако они для рассматриваемых образований до сих пор отсутствовали.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Вулканические породы нижней части разреза Хингано-Олонойской зоны представлены андезибазальтами, андезитами, дацитами, относимыми к **станолірському вулканическому комплексу**. Станолірские вулканиды – это порфировые, реже афировые породы, отвечающие по составу андезибазальтам-дацитам. В породах основного-среднего состава с порфировой структурой вкрапленники представлены плагиоклазом, амфиболом (иногда с гранатом), реже – биотитом и пироксеном, в умеренно кислых разновидностях – биотитом, плагиоклазом, кварцем. Содержание вкрапленников колеблется от 1–3 до 30–35 %. Основная масса, как правило, неравномерно и в разной степени раскристаллизована и имеет пилотакситовую, микролитовую или гиалиновую структуру. По своим петрохимическим особенностям вулканиды соответствуют породам нормальной щелочности (рис. 3) повышенной калиевоности. Важными петрохимическими характеристиками являются низкие магниальность и глиноземистость, умеренная титанистость (табл. 1). В геохимическом отношении породы характеризуются умеренными содержаниями Rb (50–150 ppm), Ba (430–700 ppm), плавно увеличивающимися в ряду андезибазальт – дацит, тогда как содержания Sr (170–640 ppm) имеют

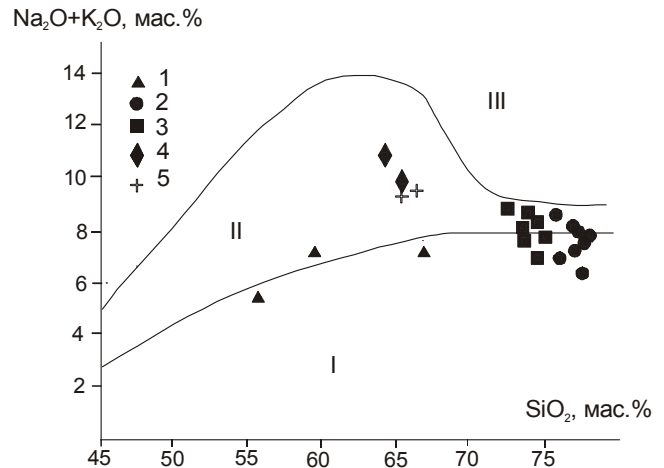


Рис. 3. Диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для мезозойских магматических образований Хингано-Олонойской вулканической зоны.

1 – вулканиды станолірського комплексу, 2 – ультракислые умеренно-щелочные риолиты; 3 – умеренно-щелочные и щелочные риолиты; 4 – щелочные трахидациты; 5 – кварцевые сиенит-порфиры и гранит-порфиры хинганского комплекса. Поля пород: I – нормальной щелочности, II – субщелочных, III – щелочных.

противоположную тенденцию изменения. Породам свойственны умеренные и умеренно высокие концентрации HFSE: Zr (130–400 ppm), Hf (3–7 ppm), Nb (7–30 ppm), которые заметно возрастают от основных разностей к среднекислым. Спектр REE характеризуется отчетливым преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми $(\text{La}/\text{Yb})_n = 8.2-14.8$, при этом средне-основные породы не имеют европиевой аномалии – $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n = 0.98-0.95$, но она проявляется в дацитах, где величина $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n$ опускается до 0.6–0.4 (рис. 4).

Величины изотопного возраста для основной массы андезибазальта (B-5-1), андезита (B-7) и дацита (B-5) составили 105–109 млн лет при расчете по плато и 104–111 млн лет в изохронном варианте (табл. 2). На данном этапе исследований наиболее вероятный возрастной интервал формирования рассматриваемых вулканидов может быть ограничен рамками 105–111 млн лет. Предлагаемые значения находятся в соответствии с флористическим обоснованием возраста свиты, объединяющей стратифицируемые вулканические образования комплекса, поскольку один из комплексов флоры соответствует верхнеаптскому – ниже-среднеальбскому стратиграфическому уровню [5].

Вышележащие вулканические образования представлены преимущественно кислыми вулканическими породами и, согласно существующим пред-

Таблица 1. Химический состав представительных образцов мезозойских магматических образований Хингано-Олонойской зоны.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Образец	B-5	B-5-1	B-7	B-3	B-4	B-7-1	B-8-1	B-11-1	B-22-1	B-23	B-23-1
SiO ₂	67.18	55.94	59.92	77.96	78.93	76.94	78.12	75.73	78.65	76.55	78.41
TiO ₂	0.71	1.390	1.28	0.10	0.14	0.12	0.14	0.14	0.11	0.12	0.09
Al ₂ O ₃	13.28	14.01	14.69	11.06	10.83	12.59	12.49	12.01	11.20	12.77	11.62
Fe ₂ O ₃ *	7.19	9.56	8.25	1.90	1.60	0.64	1.11	2.70	1.46	0.97	1.17
MnO	0.11	0.19	0.13	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.03	<0.01	<0.01	<0.01
MgO	0.14	3.33	1.96	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
CaO	1.81	6.42	4.61	0.13	0.08	0.09	0.11	0.21	0.24	0.17	0.43
Na ₂ O	3.11	3.13	3.05	1.77	3.13	0.44	<0.20	3.57	2.88	2.91	2.88
K ₂ O	4.26	2.27	3.09	5.48	4.79	6.38	6.09	5.07	4.85	5.19	5.13
P ₂ O ₅	0.21	0.23	0.26	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02
PPP	1.62	3.30	2.86	1.48	0.36	2.72	1.62	0.42	0.56	1.16	0.12
SUM	99.62	99.77	100.08	99.90	99.90	99.95	99.70	99.90	99.98	99.86	99.86
Ga	26.9	23.3	20.6	30.0	26.2	18.9	32.2	30.8	23.4	30.2	24.9
Rb	135	76	103	240	217	190	320	146	207	247	236
Cs	8	15	10	7	19	5	15	4	6	10	19
Sr	190	289	260	4	6	5	5	<30	10	11	<30
Ba	675	201	416	12	21	148	60	45	54	46	101
La	31.15	35.04	30.46	32.67	68.99	41.89	57.63	85.03	55.65	28.07	10.98
Ce	75.07	71.53	65.40	33.53	138.12	94.87	99.60	116.41	112.82	31.95	32.48
Pr	8.29	7.92	7.61	6.78	16.07	10.67	12.66	17.46	13.64	6.58	3.48
Nd	31.34	30.56	29.47	27.01	58.05	39.27	46.30	67.85	49.51	24.32	16.68
Sm	7.39	6.10	6.50	5.76	10.88	7.61	9.08	12.90	10.31	6.27	4.37
Eu	1.50	1.68	1.46	0.07	0.22	0.27	0.18	0.52	0.08	0.14	0.19
Gd	8.88	7.16	6.61	6.52	10.66	6.27	8.36	12.88	9.25	8.06	4.77
Tb	1.36	1.02	1.01	1.13	1.51	0.92	1.38	1.65	1.41	1.54	0.78
Dy	8.50	6.14	5.62	7.48	9.14	4.90	8.17	8.72	7.94	10.94	4.68
Ho	1.78	1.15	1.05	1.58	1.52	0.87	1.73	1.46	1.46	2.25	0.89
Er	5.13	3.28	3.12	4.69	4.48	2.28	5.35	4.18	4.26	7.05	2.58
Tm	0.74	0.45	0.43	0.66	0.61	0.28	0.79	0.57	0.60	1.02	0.42
Yb	4.79	2.76	2.67	4.06	4.31	1.76	4.94	3.53	3.87	6.48	2.85
Lu	0.70	0.40	0.37	0.55	0.60	0.23	0.68	0.48	0.52	0.88	0.40
Y	51	40	27	46	38	20	44	54	36	58	34
Th	15.89	9.14	10.74	19.13	24.24	25.03	21.83	18.40	21.45	19.04	8.48
U	5.22	2.29	2.96	2.92	4.91	2.18	4.91	3.21	4.04	6.26	5.05
Zr	412	169	201	262	374	243	341	332	203	345	165
Hf	13.1	5.3	5.0	10.8	11.0	8.5	10.8	10.2	7.4	13.2	5.8
Nb	38.7	18.7	20.2	58.9	71.6	37.4	53.3	50.5	40.4	63.1	39.1

ставлениям, включаются в состав *солонечного, юруинского, обманьского* вулканических комплексов, хотя многие исследователи указывают на большую условность в выделении указанных подразделений (см. обзор в [4, 7]). По данным авторов, вулканы кислого состава можно достаточно четко разделить на три геохимические группы, которые, тем не менее, имеют практически идентичный возраст.

Первую группу составляют *ультракислые риолиты*, которые, как правило, включались в состав солонечного комплекса. Они представлены лавами, туфами и игнимбритами. Лавы риолитов – это породы с гломеропорфировой структурой, где сростки порфировых выделений (кварц – плагиоклаз – калишпат) достигают 3–4 мм, а их содержание – 25 %. Основная масса имеет микрографическую (участками), микрофельзитовую, сфероидальную структуры.

Таблица 1. (Продолжение).

	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Образец	B-11	B-12	B-14	B-15	B-16	B-27	B-27-1	B-1-1	B-1-2	B-12-1	B-13
SiO ₂	72.72	74.37	73.74	74.23	75.17	74.66	73.81	65.61	64.77	67.19	69.15
TiO ₂	0.23	0.17	0.18	0.16	0.14	0.18	0.23	0.33	0.33	0.36	0.35
Al ₂ O ₃	13.29	12.83	12.77	12.42	12.32	12.80	13.62	15.26	15.29	14.85	14.90
Fe ₂ O ₃ *	3.44	3.20	3.49	3.10	2.71	2.59	2.39	6.35	5.70	4.45	4.21
MnO	0.04	0.03	0.05	0.04	0.03	0.02	0.01	0.15	0.17	0.09	0.06
MgO	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
CaO	0.24	0.49	0.75	1.02	0.75	0.68	0.71	0.77	0.88	1.63	0.88
Na ₂ O	2.71	3.48	2.77	3.35	3.11	1.98	2.84	4.62	5.62	3.63	3.69
K ₂ O	5.96	4.91	5.37	4.87	4.93	4.94	5.09	5.37	4.79	5.66	5.59
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.07	0.06	0.08	0.07
PPP	1.17	0.34	0.65	0.71	0.63	2.00	1.08	1.21	2.04	1.96	0.76
SUM	99.82	99.84	99.81	99.93	99.83	99.89	99.82	99.73	99.65	99.90	99.66
Ga	27.3	25.5	24.5	24.5	26.8	25.6	23.7	31.6	35.1	26.5	23.6
Rb	123	168	149	131	124	154	133	139	134	128	104
Cs	8	4	6	5	6	10	10	1	2	5	4
Sr	16	56	83	73	70	68	90	122	159	147	152
Ba	214	328	344	406	411	350	530	1399	1212	1320	1350
La	41.44	19.84	33.54	37.13	32.58	33.29	19.92	29.52	24.52	42.00	22.93
Ce	133.87	41.87	35.96	35.91	72.17	67.08	21.63	63.89	58.86	54.90	56.45
Pr	8.66	5.72	8.07	9.45	7.23	8.59	5.22	7.65	6.50	9.79	5.52
Nd	32.70	23.08	32.90	34.45	28.17	33.59	20.49	28.42	25.82	37.76	22.46
Sm	5.77	5.86	6.73	7.26	6.05	7.70	4.39	6.12	6.12	6.91	4.43
Eu	0.73	0.70	0.90	1.05	0.79	0.91	0.88	1.69	1.81	1.17	1.21
Gd	4.53	6.77	6.94	7.80	6.85	8.54	4.13	8.01	6.86	6.94	4.71
Tb	0.72	1.13	1.09	1.15	1.03	1.19	0.64	1.24	1.14	0.96	0.69
Dy	4.40	6.59	6.36	6.67	6.27	7.01	3.61	7.54	7.25	5.48	3.99
Ho	0.88	1.28	1.23	1.26	1.24	1.37	0.63	1.46	1.43	0.99	0.75
Er	2.68	3.92	3.65	3.71	3.60	3.88	2.00	4.34	4.32	2.94	2.23
Tm	0.40	0.57	0.53	0.56	0.52	0.55	0.27	0.67	0.61	0.40	0.34
Yb	2.96	2.78	3.51	3.39	3.42	2.55	2.07	4.27	3.88	2.90	2.38
Lu	0.34	0.52	0.49	0.48	0.49	0.48	0.29	0.62	0.59	0.41	0.33
Y	25	52	45	46	43	57	26	46	43	36	28
Th	12.48	10.29	13.29	11.74	13.91	15.67	5.04	8.68	8.79	8.69	6.90
U	1.98	3.57	3.01	2.69	3.63	2.71	2.02	1.78	4.53	1.82	2.12
Zr	529	244	269	229	228	255	308	613	661	533	462
Hf	14.4	7.5	7.6	7.0	8.3	7.8	7.0	18.0	18.9	11.9	10.9
Nb	42.8	38.4	30.5	28.3	25.8	31.1	30.4	69.8	79.5	35.8	32.5

Примечание. Оксиды даны в масс. %, микроэлементы – в г/т, прочерк – нет данных.

1–3 – породы станолиторского вулканического комплекса; 4–11 – ультракислые умеренно-щелочные риолиты (образцы 6, 7 со следами вторичного изменения); 12–18 – умеренно-щелочные и щелочные риолиты; 19–20 – щелочные трахидацииты; 21–22 – кварцевые сиенит-порфиры и гранит-порфиры хинганского комплекса.

Биотит присутствует в основной массе в виде тонких чешуек. Игнимбиты имеют хорошо выраженную псевдофлюидальную структуру, вдоль которой расположены пустотки, выполненные волокнистой массой калиевого полевого шпата с "гребенчатой" струк-

турой. Обломочный материал представлен кварцем, кислым плагиоклазом, вулканическим стеклом, его содержание не превышает 5%. Характерными особенностями пород являются пересыщенность кремнекислотой, содержание которой достигает 75–78 %,

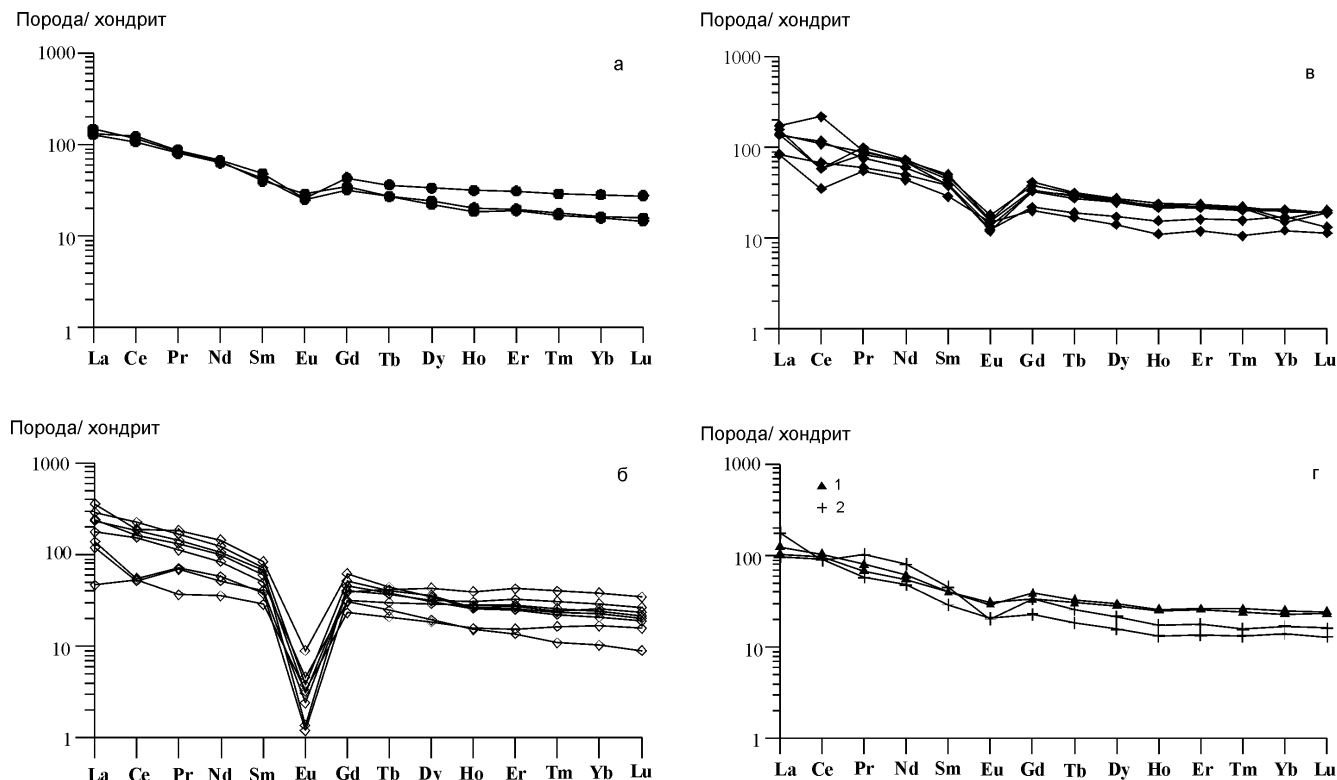


Рис. 4. Графики распределения редкоземельных элементов в мезозойских магматических образованиях Хингано-Олонойской вулканической зоны.

а – вулканиты станолиторского комплекса, б – ультракислые умеренно-щелочные риолиты, в – умеренно-щелочные и щелочные риолиты, г – щелочные трахидациты(1) и кварцевые сиенит-порфиры(2) хинганского комплекса.

Состав хондрита по [17].

низкие количества CaO, редко превышающие 0.25 % (табл. 1). По сумме щелочей, редко превышающей 8 %, они относятся к умеренно-щелочным породам (рис. 3) калиево-натриевой ($Na_2O/K_2O=0.5-0.7$) и калиевой ($Na_2O/K_2O=0.03-0.3$) серий. Составом пород свойственна отчетливо проявленная перглиноземистость (индекс $ASI=1-1.8$) и низкая магнезиальность. Геохимические особенности выражаются в высоких содержаниях Rb (120–320 ppm), Th (12–25 ppm), Nb (37–72 ppm,) Hf (8–14 ppm), низких – Sr (менее 30 ppm), Ba (12–60 ppm). Яркой отличительной чертой рассматриваемых пород является глубокая отрицательная европиевая аномалия. При этом, величина отношения $(Eu/Eu^*)_n$ зачастую не превышает 0.1 на фоне общего преобладания легких лантаноидов над тяжелыми, что подчеркивается параметром $(La/Yb)_n = 5.8-11.5$ (рис.4).

Величины возраста для основной массы трех образцов риолитов (В-4, В-7-1, В-11) составили 100–101 млн лет при расчете по плато и 98–101 млн лет – по изохроне (табл. 2). Наиболее молодой возраст – 98.1 ± 1.3 млн лет – получен при расчете в изохронном варианте, при этом, первичное отноше-

ние $^{40}Ar/^{36}Ar$ составляет 380 ± 48 , что значительно отличается от атмосферного и, вероятно, указывает на наличие избыточного ^{40}Ar . В этой связи, наиболее вероятный интервал формирования вулканитов может быть сужен до 100–101 млн лет. Несколько отличный результат 103–103.5 млн лет по плато и 104–109 млн лет по изохроне получен для игнимбрита риолита (В-22-1), что объясняется включениями обломков более древних пород, попавшими в анализируемую фракцию. Предполагаемый интервал формирования вулканитов первой группы соответствует альбскому возрасту солонечной свиты, включающей вулканогенные образования рассматриваемого комплекса, по флористическим данным [5].

Вторую группу составляют **риолиты** с порфировой структурой, где выделения плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата и биотита составляют от 3–5 до 25 %. Основная масса неравномерно, но значительно раскристаллизована и имеет микрографическую или фельзитовую структуру. Характерно повышенное содержание акцессорных минералов в сростках с биотитом. Это породы с обычной для данных пород кремнекислотностью 72–75 %, которые

Таблица 2. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования мезозойских магматических образований Хингано-Олонойской зоны.

Свита Комплекс Группа	Порода	Образец	Анализируемая фаза	Возраст* по всем ступеням, млн лет		Расчет по плато		Расчет по изохроне	
				млн лет	млн лет	Возраст*, млн лет	Выделенный ^{39}Ar (%)	Возраст*, млн лет	СКВО ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$) ₀
Хинганский	Кварцевый снетит-порфир	В-12-1	Матрикс	101.7±0.3	100.3±0.2	56.7	98.5±0.4	1.9	318±3
				98.7±0.6	99.1±1	42.7	-	-	-
Шелочные трахидациты	Шелочной трахидацит	В-1	Матрикс	101.8±0.2	101.5±0.1	84.7	101.4±0.3	1.6	298.5±2
				99.1±7	100.9±0.2	80.3	101±0.3	2.8	294±1
Умеренно- щелочные и щелочные риолиты	Трахириолит	В-14	Плаггиоклаз (ксенофаза)	106±0.6	105.7±0.6	97.5	106±0.6	0.6	292±3
				98.7±0.3	99.9±0.2	50	98.1±1.3	1.9	380±48
Ультракислые умеренно- щелочные риолиты	Риолит	В-7-1	Матрикс	101±0.4	99.9±2.7	99.8	101.3±0.5	0.5	287.5±8
				100.4±0.3	100.9±0.3	81.3	100.7±0.4	1.1	296±8
Игнимбрит	Игнимбрит	В-22-1	Матрикс I	104.7±0.3	103.4±0.6	71.1	109.4±0.8	2.4	234±6
				103.7±0.3	103.2±0.2	49.0	103.8±0.7	1.7	289±5
Станолорская	Дацил	В-5	Матрикс	105.3±0.3	105.4±0.2	82.6	108.1±2	1.5	276.8±20
				115±0.6	107.8±0.3	46.1	104.4±4	3.5	315±1
				110.1±0.4	108.5±0.3	66.6	111±0.6	3.7	297.6±0.2

Примечание. * Возраст рассчитан с доверительным интервалом $\pm 2\sigma$. Номера образцов в таблице соответствуют номерам в тексте и на рисунках.

по содержанию щелочей относятся к субщелочным породам (рис. 3) калиево-натриевой ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0.4-0.7\%$) серии при постоянном преобладании K_2O (табл. 1). Так же как и ультракислые риолиты первой группы, рассматриваемые породы являются перглиноземистыми (индекс $\text{ASI}=1-1.25$) и низкомагнезиальными. Геохимические особенности заключаются в умеренных содержаниях Rb (120–170 ppm), Ba (410–630 ppm), Th (11–13 ppm), Nb (28–38 ppm), Hf (7–8.3 ppm), Zr (230–270 ppm), низких содержаниях Sr (56–90 ppm), однако превышающих таковые в ультракислых риолитах первой группы. График распределения REE в рассматриваемых породах более пологий, с величиной отношения $(\text{La}/\text{Yb})_n = 5.1-7.8$, при менее выраженном европиевом минимуме $(\text{Eu}/\text{Eu}*)_n = 0.3-0.6$ (рис. 4).

Риолиты с такими геохимическими особенностями были отобраны в контуре как яуринской, так и обманьской свит. При этом величины возраста для основной массы образцов (В-14, В-27) из разных свит полностью тождественны и составили 101–101.5 млн лет при расчете по плато и в изохронном варианте (табл. 2). Значимо более древний возраст – 106 млн лет – получен для плаггиоклаза того же образца (В-27), однако для этой минеральной фазы предполагается ксеногенное происхождение. Предполагаемый интервал формирования вулканитов рассматриваемой группы, так же как и для первой, в стратиграфической шкале отвечает альбу. Это обстоятельство лишний раз подчеркивает существующие проблемы в схеме расчленения вулканических комплексов кислого состава Хингано-Олонойской зоны.

Третью группу составляют **щелочные трахидациты** – это породы с порфировой, гломеропорфировой структурой. Порфировые выделения – сильно пелитизированный нерешетчатый калишпат, плаггиоклаз (5–10 %) и пироксен (не более 3 %). Пироксен замещен оксидами железа, гидрослюдами, хлоритом. Основная масса – слабо раскристаллизованное стекло с индивидами этих же минералов и магнетитовой пылью. В щелочных трахидацитах отмечаются максимальные для пород рассматриваемой вулканической зоны (среди исследованных образцов) значения суммы $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}=10-10.4\%$ (табл. 1, рис. 3). Породам присущи высокие содержания Ba (1400–1700 ppm), Zr (610–660 ppm), Nb (70–80 ppm), Hf (18–19 ppm), умеренные – Rb (134–139 ppm), Sr (120–160 ppm). График распределения REE имеет пологий характер при величине отношения $(\text{La}/\text{Yb})_n = 4.5-5$ на уровне 50–100 хондритовых норм, со слабо проявленным европиевым минимумом $(\text{Eu}/\text{Eu}*)_n = 0.7-0.8$ (рис. 4).

Возраст основной массы, полученный для одного из образцов рассматриваемых пород (В-1) по редуцированному плато, составил 99.1 ± 1 млн лет (табл. 2), что в стратиграфической шкале соответствует позднему альбу. Эти породы были обнаружены в контуре солонечной свиты, однако, судя по геохимическим особенностям и более молодому возрасту, они представляют собой самостоятельные образования.

Выше упоминалось о том, что в строении Хингано-Олонойской зоны принимают участие также *субщелочные и щелочные гранит-профиры, кварцевые сиенит-порфиры*, слагающие небольшие тела среди кислых вулканитов. Исследованные нами образцы по своим петро- и геохимическим особенностям (табл. 1, рис. 3, 4) практически идентичны щелочным трахидацитам, описанным выше. Возраст основной массы для образца В-12-1 составил 100.3 ± 0.2 млн лет (табл. 2), при этом, они прорывают риолиты второй группы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные данные позволяют выделить в истории образования Хингано-Олонойской зоны Хингано-Охотского вулканического пояса два этапа магматической активности: 111–105 и 101–99 млн лет. Первый отвечает формированию дифференцированной базальт-андезит-дацитовый ассоциации (с преобладанием андезитов), второй – проявлению существенно кислого магматизма (нормального, субщелочного и щелочного рядов). Таким образом, полученные результаты не подтверждают распространенное мнение о наличии в пределах зоны вулканизма широкого возрастного диапазона от начала раннего мела и до границы мела – палеогена (см. обзор в [2, 4, 7, 13]), несмотря на то, что коллекция образцов охватывала все выделяемые вулканические комплексы.

Следует подчеркнуть, что впервые для магматических ассоциаций Хингано-Олонойской зоны удалось получить дискретные интервалы значений абсолютного возраста. В первую очередь это обусловлено методическим превосходством $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода, заключающемся в одновременном определении калия и аргона в одном эксперименте, что позволяет устранить влияние фактора геохимической неоднородности образца. Другое достоинство метода заключается в возможности оценки степени измененности образца непосредственно по результатам эксперимента. В этом отношении показательно сравнение значений, полученных для вулканитов станолирского комплекса по плато, с одной стороны, и по всем ступеням*, с

другой. Разница в значениях составляет 2–7 млн лет, при этом средневзвешенный возраст по всем ступеням в двух случаях из трех оказывается древнее возраста плато (табл. 2). Присутствие низкотемпературных ступеней, соответствующих возрасту от 120 до 200 млн лет, объясняется нами присутствием газожидких включений с избыточным ^{40}Ar , и именно они могут являться причиной получения искусственно удвоенных значений К-Аг методом, приводимых в литературе. С другой стороны, практически во всех спектрах удается идентифицировать и отсечь влияние наложенных процессов с возрастом 65–75 млн лет, 88–96 млн лет, что невозможно выполнить, используя К-Аг метод.

Приведенные в данной статье в аннотированном виде результаты петро- и геохимических исследований свидетельствуют, что выделяемые компактные по вещественному составу сообщества пород далеко не всегда соответствуют разделению по существующим вулканическим комплексам. Так, основу выборки риолитов, составляющих первую из выделенных нами групп, составляют породы солонечного комплекса, хотя некоторые образцы были отобраны в контурах станолирского и обманийского комплексов. Вторая группа сформирована из образцов обманийского и юринского комплексов, при этом их не удается корректно разделить по каким-либо геохимическим признакам. Третья группа кислых пород вообще включалась в состав более древнего вулканического комплекса. Таким образом, приводимые в данной статье результаты геохимических и изотопно-геохронологических исследований свидетельствуют о необходимости пересмотра схемы расчленения вулканических образований Хингано-Олонойской зоны на основе современных тонких геохимических и геохронологических методов.

Выше упоминалось, что геодинамическая обстановка формирования Хингано-Охотского пояса является остро дискутируемой проблемой. Среди возможных вариантов предполагается обстановка субдукционной [9–11] или трансформной [15] континентальной окраины. Геохимические особенности пород, охарактеризованные в предыдущем разделе, в частности, высокие содержания К, Rb, Th, Nb, Hf указывают на возможное участие в исходном магматическом расплаве источника, близкого к обогащенной мантии. Такие условия могли осуществиться как в рифтогенной зоне, так и в обстановке трансформной континентальной окраины. Данный вопрос требует дальнейшего уточнения.

Исследования проведены при поддержке совместного интеграционного проекта Президиумов

*Это значение приближенно соответствует величине, которая может быть получена в К-Аг варианте.

ДВО РАН и СО РАН (грант 04-2-0-00-022), РФФИ (грант 03-05-64533).

ЛИТЕРАТУРА

1. Вулканические пояса востока Азии. Геология и металлогения / Ред. А.Д.Щеглов. М.: Наука, 1984. 503 с.
2. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2500000 / Гл. ред. Л.И.Красный, Пэн Юньбяо. СПб.– Благовещенск – Харбин, 1996.
3. Геология зоны БАМ. Л.: Недра, 1988. Т. 1. 443 с.
4. Гоневчук В.А. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 298 с.
5. Кирьянова В.В. Новое в стратиграфии мела южного Приамурья // Корреляция мезозойских континентальных образований Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Чита: ГГУП «Читагеолсъемка», 2000. С.49-52.
6. Маркевич В.С. Бугдаева Е.В. Ископаемые флоры Зейско-Буреинского бассейна // Флора и динозавры на границе мела и палеогена Зейско-Буреинского бассейна. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 44–71.
7. 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.
8. Моисеенко В.Г., Сахо В.Г. Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1982. 192 с.
9. Натальин Б.А., Попеко Л.И., Чеботов С.А. Тектоника Западно-Джагдинской зоны Монголо-Охотской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1985. № 2. С. 42–64.
10. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
11. Натальин Б.А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 3–20.
12. Пономарчук В.А., Лебедев Ю.Н., Травин А.В и др. Применение тонкой магнитно-сепарационной технологии в К-Аг, ^{40}Ar - ^{39}Ar , Rb-Sr методах датирования пород и минералов // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 1. С. 55–64.
13. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и восточного Забайкалья: Комплект схем. Хабаровск: Хабаровское ГГПИ. 1994.
14. Сухов В.И. Вулканические формации Дальнего Востока. М.: Недра, 1975. 113 с.
15. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
16. Шевченко Д.О., Пономарчук В.А., Манойлов В.В. Пакет макросов Excel для обработки аргон-аргоновых данных // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: Материалы науч. конф. Москва, 15–17 ноября 2000 г. М.: ГЕОС, 2000. С. 408–411.
17. McDonough, Sun S-s. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. Is. 3–4. P. 223–253.

Поступила в редакцию 5 января 2004 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

A.A. Sorokin, V.A. Ponomarchuk, I.M. Derbeko, A.P. Sorokin

New data on geochronology of magmatic assemblages in the Khingan-Olonoy volcanic zone (Russian Far East)

The paper features new isotopic and geochronological data for the Mesozoic magmatic assemblages of the Khingan-Olonoy volcanic zone of the Khingan-Okhotsk volcanic belt obtained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ technique as well as the first results of geochemical studies of rocks conducted with the use of precision analytical devices. Two discrete stages of magmatic activity (111-105 Ma and 101-99 Ma) are distinguished in the history of formation of the volcanic zone under study. The former stage corresponds to eruption of the differential basalt-andesite-dacite association (with predominance of andesites), and the latter stage corresponds to manifestation of essentially acid magmatism (normal, subalkali, and alkali compositions). In spite of the fact that the collection of the analyzed samples covers all the already known rock complexes of the region, the traditional concept of the presence of volcanics of a wide age range (from the Early Cretaceous to the Cretaceous- Paleogene boundary) within the Khingan-Olonoy zone is not confirmed at the present stage of investigations. Geochemical peculiarities of rocks in this zone do not allow us to suggest their origin in a subduction environment; however, they allow the formation of the rocks in an environment of the transform continental margin.