

ЧУКОТСКИЙ СЕГМЕНТ УДСКО-МУРГАЛЬСКОГО И ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ: ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА И ВОПРОСЫ ВОЗРАСТА

П.Л. Тихомиров^{1,2}, Н.В. Правикова¹, Я.В. Бычкова¹

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет,
119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия

²Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,
685000, Магадан, ул. Портовая, 16, Россия

Приведены новые данные о геологии, геохронологии и геохимии вулканических комплексов Удско-Мургадьского и Охотско-Чукотского поясов, выходящих на поверхность на левобережье р. Анадырь в ее среднем течении. Структурные взаимоотношения стратонов, дополненные результатами U-Pb и ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования вулканитов, указывают на то, что в течение мелового периода на данном участке Тихоокеанской окраины имели место, по меньшей мере, три компрессионных тектонических события: преаптское, раннеальбское и позднегуронское. Комплексы Удско-Мургадьского и Охотско-Чукотского поясов разделены раннеальбским несогласием, но два прочих несогласия выражены ничуть не слабее. Изученный сегмент Удско-Мургадьского пояса до барремского века развивался в режиме энсиалической островной дуги. В апте, после аккреции островной дуги к окраине континента, вулканизм возобновился в обстановке окраины андийского типа. Главное геохимическое различие Удско-Мургадьского и Охотско-Чукотского поясов — разная объемная доля кремнекислых пород. Выявлены также второстепенные различия в содержании элементов-примесей, свидетельствующие об изменении состава мантийного протолита. Комплексам Охотско-Чукотского пояса свойственны признаки геохимической зональности как продольной, так и поперечной к простиранию границы континент—океан.

Магматизм, геохронология, геохимия, северо-восток Азии, Удско-Мургадьский пояс, Охотско-Чукотский пояс.

THE CHUKCHI SEGMENT OF THE UDA–MURGAL AND OKHOTSK–CHUKOTKA VOLCANIC BELTS: AGE AND TECTONIC ENVIRONMENT

P.L. Tikhomirov, N.V. Pravikova, and Ya.V. Bychkova

We present new data on the geology, geochronology, and geochemistry of volcanic complexes of the Uda–Murgal and Okhotsk–Chukotka belts that expose on the left bank of the Anadyr' River in its middle course. The structural relationships between the stratons, supplemented by the U–Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dates of volcanics, indicate at least three compression events at this segment of the Pacific margin during the Cretaceous: pre-Aptian, early Albian, and late Turonian. The complexes of the Uda–Murgal and Okhotsk–Chukotka belts are separated by an early Albian unconformity, but the other two unconformities are also well pronounced. The studied segment of the Uda–Murgal belt evolved in the ensialic island arc setting till the Barremian. In the Aptian, after the accretion of the island arc to the continent, volcanism reactivated on the Andean-type margin. The main geochemical difference between the Uda–Murgal and Okhotsk–Chukotka belts is the different volume portions of silicic rocks. The less significant difference in the contents of trace elements indicates a change in the composition of the mantle protolith. The complexes of the Okhotsk–Chukotka belt show signs of geochemical zoning, both longitudinal and transverse relative to the strike of the continent–ocean boundary.

Magmatism, geochronology, geochemistry, northeastern Asia, Uda–Murgal belt, Okhotsk–Chukotka belt

ВВЕДЕНИЕ

Юрско-меловые вулканоплутонические пояса — значимый элемент геологической структуры Восточной Евразии. Система этих поясов прослеживается не менее чем на 8 тыс. км от о. Хайнань до восточного побережья Чукотки [Геодинамика..., 2006; Zhou et al., 2015]. Огромные объемы изверженных магм и внушительный металлогенический потенциал соответствующих магматических провинций, разумеется, не могут быть обойдены вниманием исследователей: вопросам геологии, петрологии и металлогении юрско-меловых вулканических поясов Восточной Евразии посвящены сотни работ. В ближайшее десятилетие ожидается дальнейший рост активности исследований указанных вулканических

провинций, отчасти обусловленный промышленным освоением рудных месторождений, отчасти развитием приборно-аналитической базы.

Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП) является наиболее крупным вулканическим поясом Восточной Азии и, возможно, наиболее крупным из всех окраинно-континентальных поясов фанерозоя. Общая протяженность этой геоструктуры превышает 3000 км, а современная площадь распространения вулканических пород (без учета эродированных) приближается к 400 тыс. км². В 1960—1970 гг. ОЧВП рассматривался как типичный представитель «краевых вулканических поясов» [Богданов, 1965], позже, с утверждением плит-тектонической парадигмы, как надсубдукционный пояс андийского типа [Парфенов, 1984; Nokleberg et al., 2001].

В течение 60 лет, прошедших с момента публикации первых обзорных работ по геологии ОЧВП [Устиев, 1959, 1963], представления о возрасте этой провинции существенно менялись. Некоторые из исследователей считали, что ОЧВП формировался на протяжении всего мелового периода [Устиев, 1963; Шпетный и др., 1974; Умитбаев, 1986], некоторые ограничивали возраст вулканического пояса интервалом альб—сеноман [Белый, 1975, 1988]. Согласно современным представлениям, учитывающим результаты U-Pb и ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования магматических пород [Акинин, Миллер, 2011; Tikhomirov et al., 2012], формирование ОЧВП приходится на интервал 106—74 млн лет (альб—кампан, согласно шкале [Ogg et al., 2008]).

В 1980-е годы было предложено исключить из состава ОЧВП вулканогенные толщи верхней юры и нижнего мела (до апта включительно), накопленные преимущественно в субаквальной обстановке и отделенные от более молодых толщ субаэральных вулканических пород поверхностью несогласия. Геологическая структура, объединяющая верхнеюрско-нижнемеловые вулканические и комагматичные им интрузивы, получила название Удско-Мургальского вулканического пояса (УМВП), или вулканической дуги [Парфенов, 1984; Филатова, 1988]. Обзор сведений о стратиграфии УМВП и особенностях его тектонического строения приводится в ряде публикаций [Горячев, 2005; Белый, 2008; Sokolov et al., 2009; Русакова, 2011]. Вместе с тем информация о вещественном составе пород УМВП ограничивается большей частью данными о содержаниях петрогенных элементов. Концентрации элементов-примесей и изотопные отношения определены лишь в единичных пробах [Sokolov et al., 2009; Акинин, Миллер, 2011], и этих данных явно недостаточно для характеристики магматической провинции протяженностью свыше 2.5 тыс. км. Столь же немногочисленны результаты U-Pb и ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования магматических пород УМВП [Бондаренко и др., 1999; Лучицкая и др., 2003; Акинин, Миллер, 2011]. Дефицит прецизионных аналитических данных, в частности, оставляет открытыми вопросы о времени заложения УМВП, о динамике его активности и о степени родства источников магм УМВП и ОЧВП.

Определенный вклад в решение указанных вопросов вносят результаты работ, проведенных в 2008—2010 гг. в северном сегменте Удско-Мургальского пояса, в бассейне р. Убиенка (левого притока р. Анадырь). Данное исследование включало структурные наблюдения, отбор образцов и комплекс лабораторных процедур (петрографическое изучение пород, оценку U-Pb возраста цирконов и ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраста биотита, а также анализ валовых проб на содержание петрогенных и примесных элементов).

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ БАССЕЙНА Р. УБИЕНКА

Изученная территория расположена у юго-восточной границы Анадырского сегмента ОЧВП (рис. 1). Здесь из-под пологозалегающих вулканических пород Охотско-Чукотского пояса и вулканических толщ его преддугового прогиба на поверхность выходят комплексы УМВП, слагающие небольшое, примерно 30×10 км, Убиенкинское поднятие. Данная структура представляет собой северо-восточное окончание Удско-Мургальского пояса. Комплексы поздней юры и раннего мела выявлены и севернее, в пределах Чукотского блока, однако там они связываются с другими субдукционными системами [Морозов, 2001; Tikhomirov et al., 2008].

Схема корреляции стратонов северной части УМВП и перекрывающих их вулканических пород ОЧВП приведена на рис. 2. К Удско-Мургальскому поясу традиционно относятся три нижних подразделения (травкинская и усовская свиты, ярангинская толща), датированные интервалом титон—баррем на основании находок остатков двустворок и аммонитов [Малышева и др., 2012]. Положение восточнорезовской толщи, залегающей на подстилающих толщах с выраженным угловым несогласием (иногда с горизонтом базальных конгломератов), до получения результатов настоящего исследования оставалось неопределенным. В последней версии геологической карты м-ба 1:1 000 000 [Малышева и др., 2012] эта толща условно датирована ранним—средним альбом и рассматривается в составе нижних стратонов ОЧВП.

Возраст вулканогенных толщ ОЧВП, несогласно перекрывающих комплексы Удско-Мургальского пояса (волчинской свиты, кавральянской и убиенкинской толщ), определяется находками палеофлоры коньяк-кампанского возраста [Решения..., 2009]. Возрастной интервал вулканогенно-осадочных свит

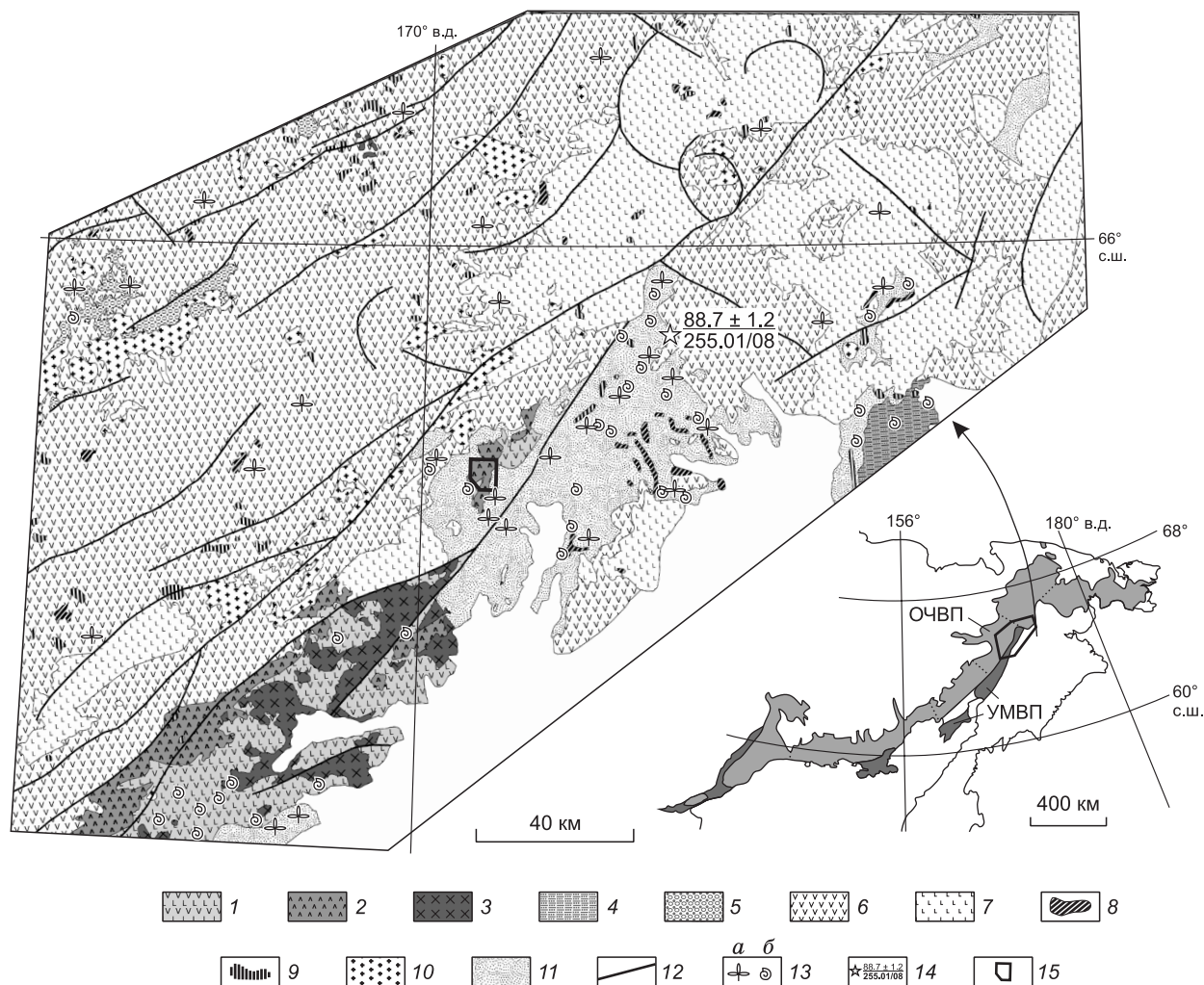


Рис. 1. Геологическая схема левобережья р. Анадырь в верхнем и среднем течении.

Составлена на основе геологической карты м-ба 1:1 000 000 [Малышева и др., 2012] с изменениями и дополнениями. 1–3 — комплексы Удско-Мургальского вулканического пояса: 1 — травкинская, ярангинская и усовская свиты, 2 — восточнорезовская толща, 3 — массивы гранитоидов мургальского комплекса; 4 — образования преддугового прогиба УМВП (чахматкульская свита, орловкинская и чацевитинская толщи); 5 — образования наложенных прогибов мезозойд Олойской зоны (чимчемемельская свита); 6–10 — магматические породы Охотско-Чукотского пояса: 6 — вулканиты среднего и кремнекислого состава, 7 — базальты и контрастные базальт-риолитовые толщи верхних частей разреза ОЧВП (энмываамская и чуванская свиты), 8–9 — субвулканические тела (8 — среднего и основного состава, 9 — кремнекислого состава), 10 — массивы гранитоидов яблонского, еропольского и кавральянского комплексов; 11 — образования преддугового прогиба ОЧВП (кривореченская, дуговская, крестовская, пастбищная свиты); 12 — разрывные нарушения; 13 — места находок ископаемой флоры (а) и фауны (б); 14 — точка отбора образца для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования с указанием полученного значения возраста, млн лет (над чертой) и номера пробы (под чертой); 15 — границы участка, показанного на рис. 3. На врезке: положение Удско-Мургальского пояса (темная заливка) и Охотско-Чукотского пояса (светлая заливка) относительно береговой линии Северо-Востока РФ. Пунктирными линиями показаны границы сегментов ОЧВП.

преддужья ОЧВП (кривореченской, дуговской, крестовской, пастбищной), распространенных в юго-восточной части рассматриваемой территории, значительно шире — от позднего альба до раннего кампана. Вулканиты ОЧВП интродированы несколькими гипабиссальными телами кварцевых монцонитов и гранитоидов с площадью выхода до 100 км². Как минимум с одним из плутонов (Ольховским) связано проявление минерализации медно-порфирового типа [Малышева и др., 2012].

В пределах Мургальского поднятия, в 20–30 км к юго-западу от изученного района, толщи УМВП смяты в пологие складки с углами наклона крыльев от 10 до 40° [Лобунец, Кузнецова, 1977, Невретдинов, 1985]. Комплексы ОЧВП не несут явных признаков складчатых деформаций, и углы падения вулканогенных толщ здесь редко превышают 15°. Главными факторами, определяющими наклон толщ

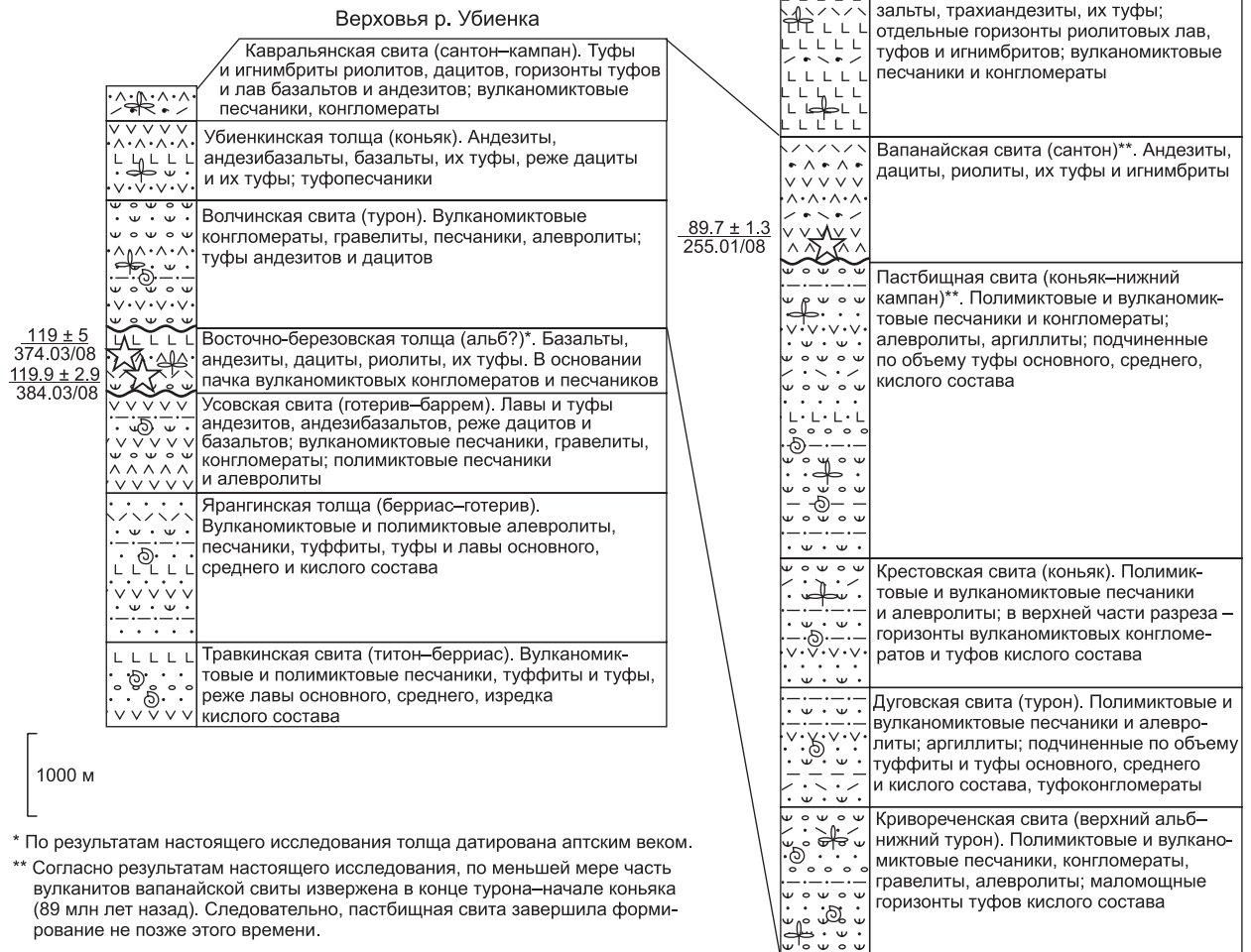


Рис. 2. Схема стратиграфии меловых образований бассейна р. Убиенка, по данным [Решения..., 2009; Малышева и др., 2012].

Высота ячеек соответствует максимальной мощности стратонов. Звездочками показано положение в разрезе образцов, использованных для определения изотопного возраста (над чертой — значение возраста (млн лет) и погрешность 2σ ; под чертой — номер образца). Сведения о находках ископаемой флоры и фауны приведены по материалам [Малышева и др., 2012].

Охотско-Чукотского пояса, вероятно, являются рельеф палеоповерхности и проявления кальдерной тектоники. При этом толщи преддугового прогиба, синхронные с вулканитами ОЧВП, смяты в складки, оси которых в общем случае субпараллельны простиранию вулканического пояса [Трунов, 1977]. Наклон слоистости толщ преддужья обычно составляет $10\text{--}20^\circ$, в приразломных зонах возрастая до 70° . На левобережье р. Убиенка и в бассейне р. Чинейвеем вулканогенно-осадочные образования преддугового прогиба несогласно перекрыты вулканитами вапанайской и энмываамской свит, залегающими полого (до 10°) и не несущими следов значимых деформаций. Эти вулканиты принято связывать с поздней стадией формирования ОЧВП [Белый, Белая, 1998]. Их возраст на основании находок ископаемой флоры и взаимоотношений с фаунистически датированными свитами преддужья определен как коньяк-кампанский [Малышева и др., 2012].

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОТБОР ОБРАЗЦОВ

Полевые исследования, выполненные в 2008 г. в районе Убиенкинского поднятия, показали, что образования УМВП здесь представлены двумя стратонами, резко различающимися литологическим составом и условиями залегания (рис. 3):

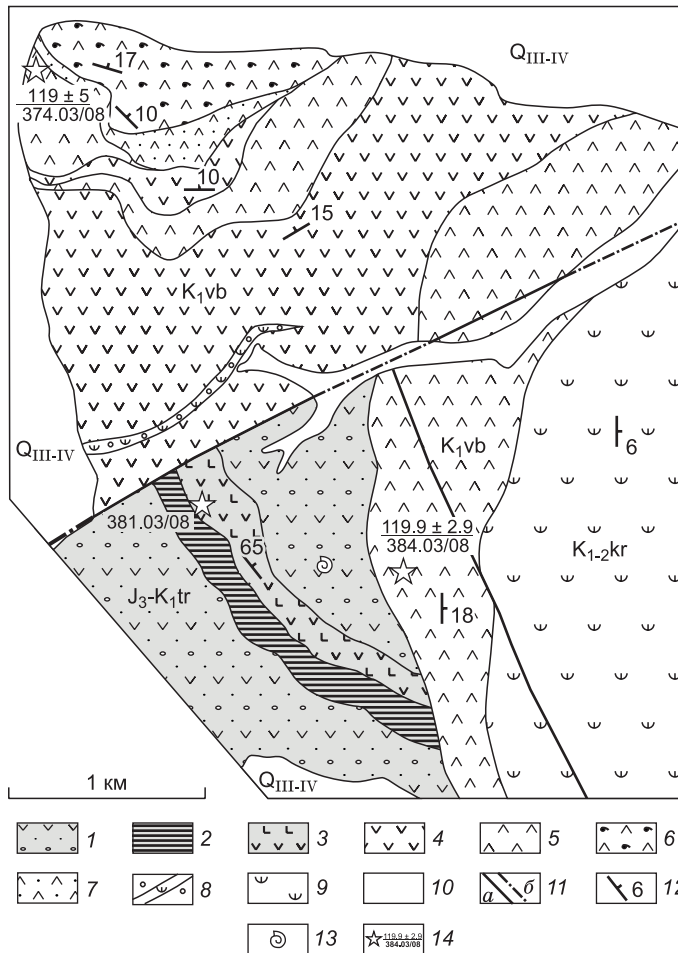


Рис. 3. Схема геологического строения участка детальных работ (правый борт р. Правая Убиенка).

Положение участка показано на рис. 1. 1—3 — травкинская свита, J_3 — K_1 tr (титон—нижний берриас): 1 — полимиктовые и вулканомиктовые песчаники, алевролиты и конгломераты с подчиненными по объему лавами базальтов и андезитов, 2 — частое чередование вулканомиктовых песчаников, лав базальтов и андезитов (в близкой объемной пропорции), 3 — лавы базальтов и андезитов, полимиктовые и вулканомиктовые песчаники, алевролиты и гравелиты; 4—8 — восточноберезовская толща, K_1 vb (апт): 4 — лавы андезитов с маломощными прослоями вулканомиктовых песчаников, 5 — лавы дацитов, 6 — игнимбриты дацитов, 7 — псаммитовые литокристаллокластические туфы дацитов, 8 — вулканомиктовые конгломераты; 9 — кривореченская свита K_{1-2} kr (альб—турон), вулканомиктовые конгломераты и песчаники; 10 — рыхлые четвертичные отложения (аллювиальные, ледниковые и флювиогляциальные); 11 — разрывные нарушения (a — достоверно установленные, б — скрытые под четвертичными отложениями); 12 — наклонное залегание стратифицированных образований; 13 — точка сбора остатков ископаемой фауны; 14 — точки отбора проб на U-Pb датирование цирконов (над чертой — полученное значение возраста (млн лет), погрешность 2σ , под чертой — номер пробы).

1. Нижняя часть доступного наблюдению разреза представлена толщей морских полимиктовых и вулканомиктовых песчаников и алевролитов, чередующихся с лавами и туфами базальтов, трахиандезиобазальтов и

трахиандезитов. Эти образования слагают моноклираль с углами падения от 50 до 70° (вероятно, крыло складки). В горизонтах осадочных пород собраны остатки бухий титона, поэтому указанные образования можно без особых сомнений соотносить с травкинской свитой.

2. На породах травкинской свиты с резким угловым несогласием залегает толща субаэральных вулканитов широкого ряда составов, от базальтов до трахидацитов и трахириолитов, с редкими прослоями вулканомиктовых конгломератов мощностью до 10 м. Вулканогенные покровы наклонены в восточных, северо-западных и северных румбах под углами от 10 до 20° (см. рис. 3). Несогласие, отделяющее данные образования от пород травкинской свиты, а также состав и условия их накопления дают основание считать эти вулканиты относящимися к восточноберезовской толще.

В пределах Убиенкинского поднятия не выявлены стратифицированные образования, которые могли быть уверенно отнесены к ярангинской толще и усовской свите — значимым компонентам разреза Мургаляского сегмента УМВП. На востоке породы восточноберезовской толщи с небольшим несогласием перекрыты вулканомиктовыми конгломератами и песчаниками кривореченской свиты преддугового прогиба ОЧВП.

Из вулканитов УМВП для оценки изотопного возраста отобраны три образца: 1) порфиновый дацит из блока, сложенного породами травкинской свиты, 2) кристаллокластический туф дацита восточноберезовской толщи и 3) лава порфирового трахириолита восточноберезовской толщи. Для характеристики возраста пород ОЧВП взят образец лавы порфирового дацита вапанайской свиты. Точки отбора проб, предназначенных для изотопного датирования, и их положение в разрезе показаны на рис. 1—3. Для геохимического исследования после предварительного изучения шлифов выбраны 26 образцов, представляющих вулканогенные стратоны Убиенкинского поднятия и его ближайших окрестностей (травкинская свита — 5 образцов, восточноберезовская толща — 11, убиенкинская толща — 4, кавральянская толща — 6). Кроме того, проанализированы 5 образцов вулканитов ОЧВП, отобранных в 40 — 70 км севернее Убиенкинского поднятия, в бассейне р. Чинейвеем. Эти образцы представляют вапанайскую и эмунеретскую свиты, примерно одновозрастные с убиенкинской и кавральянской толщами [Решения..., 2009]. Координаты точек отбора всех образцов приведены в табл. 1 и 2.

Таблица 1. Химический состав вулканитов Удско-Мургадьского и Охотско-Чукотского вулканических поясов (бассейн рек Убiena и Чинейвеем)

Ком- по- нент	Номер пробы									
	383.04/08	380.02/08	380.04/08	381.01/08	381.05/08	373.01/08	373.03/08	374.02/08	374.03/08	376.01/08
	65°29'48"; 170°21'33"*	65°30'05"; 170°20'07"	65°30'03"; 170°20'02"	65°29'49"; 170°20'02"	65°29'43"; 170°20'26"	65°32'10"; 170°18'16"	65°31'59"; 170°18'05"	65°31'46"; 170°18'36"	65°31'45"; 170°18'54"	65°31'31"; 170°19'41"
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	56.08	47.14	54.35	52.82	50.93	60.38	61.40	61.46	65.05	60.02
TiO ₂	0.96	1.16	1.25	0.75	1.16	0.68	0.77	0.77	0.57	0.89
Al ₂ O ₃	19.15	14.83	17.82	18.72	16.93	18.03	18.77	19.28	15.64	17.85
Fe ₂ O ₃	7.42	11.69	7.96	8.89	10.04	3.93	3.78	4.14	3.92	7.23
MnO	0.22	0.15	0.22	0.22	0.16	0.12	0.11	0.11	0.08	0.22
MgO	2.84	7.96	2.90	3.33	3.32	1.84	1.20	1.30	1.65	1.85
CaO	2.21	7.41	5.05	4.23	5.66	2.13	2.30	2.01	3.01	1.46
Na ₂ O	5.54	2.14	4.49	5.48	3.43	3.81	4.43	5.06	3.48	4.88
K ₂ O	2.17	1.11	1.68	0.99	2.42	4.57	3.95	3.31	3.53	2.59
P ₂ O ₅	0.60	0.36	0.66	0.71	0.35	0.23	0.20	0.21	0.15	0.27
П.п.п.	2.52	5.65	3.11	3.48	5.22	3.74	2.66	2.06	2.46	2.41
Сумма	99.71	99.60	99.49	99.63	99.62	99.45	99.57	99.71	99.55	99.68
Cs	0.58	1.45	0.96	0.17	2.75	3.99	1.75	0.97	4.94	0.18
Rb	27.2	16.7	22.1	12.3	51.8	90.3	76.2	37.7	67.6	30.8
Ba	716	904	1108	435	1536	1161	934	968	980	558
Th	7.16	6.22	7.56	4.29	8.56	25.31	24.02	24.45	18.89	7.86
U	0.97	0.91	1.02	0.53	1.22	3.58	3.43	3.27	2.36	0.99
Nb	13.75	3.25	11.44	6.81	4.57	7.92	7.98	7.99	6.03	19.54
Ta	0.95	0.36	0.87	0.53	0.38	0.80	0.75	0.70	0.54	1.38
La	21.2	13.7	20.2	14.9	16.8	26.6	27.9	26.6	23.9	27.7
Ce	45.3	30.6	44.6	32.9	36.1	56.3	57.9	54.7	45.8	58.5
Pb	9.35	6.90	5.95	4.93	5.10	17.19	17.83	14.55	13.13	6.72
Pr	5.86	4.34	6.07	4.50	4.91	7.22	7.25	6.74	5.51	7.39
Sr	539	658	866	572	672	554	386	369	389	323
Nd	25.0	19.3	26.1	19.9	21.3	29.0	28.9	26.8	21.3	29.9
Zr	186	87.9	177	94.9	124	294	299	303	87.3	313
Hf	4.36	2.37	4.25	2.51	3.28	7.41	7.43	7.48	2.83	7.00
Sm	5.41	4.56	6.13	4.39	4.92	5.96	6.05	5.53	4.19	6.55
Eu	1.93	1.65	2.03	1.52	1.84	1.75	1.79	1.78	1.28	2.07
Gd	5.24	4.36	6.12	4.17	4.67	5.69	5.73	5.37	4.01	6.44
Tb	0.85	0.67	1.02	0.69	0.75	0.89	0.91	0.87	0.61	1.10
Dy	4.73	3.57	5.59	3.79	4.08	4.90	5.08	4.88	3.31	6.29
Y	26.6	18.2	30.3	20.3	21.7	27.6	28.8	28.3	18.0	36.3
Ho	0.98	0.72	1.18	0.77	0.84	1.03	1.07	1.04	0.68	1.34
Er	3.03	2.09	3.48	2.32	2.47	3.17	3.33	3.28	2.03	4.16
Tm	0.45	0.28	0.50	0.33	0.35	0.47	0.50	0.49	0.30	0.63
Yb	3.08	1.88	3.40	2.21	2.34	3.27	3.46	3.44	2.05	4.38
Lu	0.48	0.28	0.51	0.33	0.34	0.51	0.54	0.54	0.31	0.68

Ком- по- нент	Номер пробы									
	376.02/08	384.03/08	377.01/08	378.01/08	379.01/08	276.02/08	283.01/08	284.01/08	304.01/08	315.01/08
	65°31'24"; 170°19'47"	65°29'49"; 170°22'17"	65°31'11"; 170°19'47"	65°30'44"; 170°19'37"	65°30'30"; 170°19'45"	65°39'10"; 170°11'22"	65°39'09"; 170°09'59"	65°39'06"; 170°11'21"	65°39'31"; 170°13'29"	65°39'27"; 170°18'33"
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	52.89	68.92	47.42	48.01	45.89	54.02	48.22	56.19	51.19	74.45
TiO ₂	1.39	0.37	1.45	1.91	0.99	0.80	0.84	0.92	0.67	0.13
Al ₂ O ₃	16.00	16.26	20.63	18.15	19.66	19.55	20.08	17.79	21.36	14.32
Fe ₂ O ₃	11.47	1.81	9.34	11.85	9.09	8.05	10.36	8.19	8.37	0.99
MnO	0.23	0.05	0.16	0.31	0.14	0.18	0.19	0.18	0.15	0.09
MgO	3.91	0.71	3.52	3.92	4.15	2.45	4.28	0.91	3.12	0.12
CaO	4.93	0.44	10.04	7.60	9.64	6.84	10.16	4.76	9.53	0.58
Na ₂ O	3.76	4.72	3.47	4.21	2.47	4.25	2.95	4.49	3.61	3.20
K ₂ O	1.46	5.55	1.03	0.84	0.92	0.39	0.13	1.38	0.37	4.19
P ₂ O ₅	0.38	0.11	0.41	0.47	0.25	0.37	0.37	0.44	0.24	0.03
П.п.п.	3.38	0.84	2.20	2.39	6.52	2.95	2.32	4.48	1.34	1.60
Сумма	99.80	99.78	99.67	99.66	99.72	99.85	99.90	99.73	99.95	99.70
Cs	0.16	0.39	0.10	0.12	0.50	1.05	0.73	1.34	0.57	1.20
Rb	26.2	100.4	13.2	8.0	13.1	5.6	1.1	16.9	3.5	73.9
Ba	319	882	465	513	292	303	176	580	227	1241
Th	4.88	23.25	4.58	3.89	4.46	1.18	0.52	1.86	0.56	6.06
U	0.62	2.70	0.59	0.55	0.46	0.42	0.19	0.68	0.21	1.63
Nb	4.51	5.43	4.94	6.84	1.94	3.30	2.52	5.93	1.83	4.71
Ta	0.48	0.52	0.51	0.58	0.30	0.66	0.51	0.53	0.37	0.43
La	12.1	18.9	11.4	12.7	8.6	11.8	7.2	17.3	7.2	19.3
Ce	28.0	37.0	25.3	29.3	19.3	26.9	17.2	39.6	17.6	33.9
Pb	3.49	14.65	4.49	5.52	7.55	6.90	2.81	14.08	3.85	10.63
Pr	3.95	4.34	3.57	4.28	2.78	3.90	2.40	5.79	2.48	3.39
Sr	277	156	709	621	713	744	643	306	755	71
Nd	18.2	15.9	16.4	20.3	12.9	17.6	11.3	25.4	11.3	11.2
Zr	134	95.6	80.1	109	49.9	82.2	56.0	160.7	55.0	81.5
Hf	3.62	2.97	2.17	2.82	1.46	2.42	1.59	4.23	1.40	2.29
Sm	4.75	3.13	4.03	5.29	3.13	4.30	2.90	6.21	2.72	1.86
Eu	1.47	0.94	1.44	1.89	1.11	1.45	1.03	1.64	0.95	0.26
Gd	4.98	2.92	4.03	5.31	2.88	4.00	2.80	5.63	2.49	1.19
Tb	0.88	0.46	0.67	0.90	0.45	0.69	0.50	0.97	0.43	0.26
Dy	5.32	2.52	3.73	5.18	2.32	4.19	3.12	5.63	2.53	1.42
Y	28.7	15.0	19.6	27.4	11.2	22.1	17.1	29.4	13.7	8.90
Ho	1.11	0.53	0.78	1.07	0.46	0.84	0.64	1.14	0.51	0.30
Er	3.27	1.68	2.26	3.09	1.31	2.36	1.85	3.14	1.42	0.91
Tm	0.47	0.26	0.32	0.43	0.17	0.34	0.27	0.46	0.21	0.15
Yb	3.08	1.78	2.08	2.82	1.09	2.28	1.82	3.04	1.36	1.10
Lu	0.47	0.27	0.31	0.41	0.15	0.34	0.27	0.45	0.20	0.17

Примечание. Содержания оксидов петрогенных элементов приведены в мас. %, элементов-примесей — в г/т. Анализ содержаний петрогенных элементов выполнен методом XRF в ГЕОХИ РАН (аналитик И.А. Рощина), элементов-примесей — методом ICPMS в ИГЕМ РАН (аналитик Я.В. Бычкова); н/д — анализ не выполнялся. 1—15 — породы

Номер пробы									
316.01/08	365.02/08	365.03/08	366.02/08	367.01/08	255.01/08	256.01/08	380-67/02	90-446/02	88-4824/02
65°39'39"; 170°18'51"	65°36'05"; 170°08'50"	65°36'03"; 170°08'52"	65°35'55"; 170°08'48"	65°35'47"; 170°09'09"	65°50'33"; 171°21'24"	65°50'23"; 171°22'02"	66°08'01"; 171°35'12"	66°11'30"; 171°50'36"	66°13'28"; 171°49'20"
21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
53.26	50.83	54.90	74.72	66.89	66.35	66.75	64.14	71.61	71.57
0.92	0.79	0.65	0.12	0.71	0.47	0.51	0.52	0.24	0.24
17.66	21.60	19.94	14.22	16.46	16.32	14.75	15.37	13.42	12.89
9.08	8.20	7.29	1.09	3.91	4.36	4.98	5.12	1.92	1.88
0.15	0.15	0.15	0.03	0.13	0.06	0.08	0.07	0.03	0.02
4.04	3.00	2.82	0.11	0.49	0.76	0.59	1.98	0.30	0.26
8.70	8.95	8.06	0.69	2.35	3.91	4.71	4.51	1.21	0.98
2.69	3.63	3.55	3.65	4.53	2.76	3.62	2.83	2.15	2.53
1.14	0.11	0.80	3.83	2.92	3.90	2.90	2.95	6.40	5.19
0.29	0.25	0.24	0.03	0.16	0.14	0.12	0.15	0.05	0.04
1.99	1.94	1.58	1.08	1.26	0.69	0.95	1.80	1.35	3.41
99.91	99.44	99.98	99.57	99.81	99.02	99.96	99.44	98.68	99.02
0.49	н/д	н/д	0.71	0.29	2.88	4.31	3.71	3.45	2.13
12.6	0.9	9.1	58.4	33.8	112.6	100.6	96.0	209.4	176.8
548	243	431	1208	931	685	647	634	697	698
2.61	0.85	1.03	6.70	2.42	12.04	11.11	10.85	18.68	17.09
0.97	0.23	0.40	1.72	0.88	1.92	3.19	3.23	3.86	4.75
3.70	2.99	2.90	5.17	9.91	7.75	7.87	7.61	7.00	6.84
0.29	0.27	0.33	0.49	0.61	0.55	0.53	0.53	0.74	0.68
13.8	9.8	9.9	26.0	18.1	25.7	27.8	25.8	31.3	33.0
31.7	23.0	22.9	33.5	42.0	50.0	56.4	54.2	61.6	64.0
7.87	5.03	3.92	24.37	10.22	16.20	17.00	14.84	20.45	20.30
4.27	3.20	3.04	4.76	5.58	5.96	6.81	6.23	6.43	6.67
552	654	575	145	257	297	333	296	181	158
18.3	14.1	13.4	15.3	23.2	22.4	25.8	24.0	21.8	22.3
125	75.7	74.2	84.7	185	109	114	105	144	126
3.27	1.92	1.64	2.41	4.99	3.54	3.62	3.37	4.34	3.83
4.21	3.48	3.17	2.55	5.46	4.33	4.98	4.61	3.67	3.70
1.08	1.16	1.04	0.33	1.40	0.81	0.88	0.82	0.68	0.66
3.97	3.20	2.92	1.55	4.96	3.96	4.75	4.53	2.92	3.01
0.69	0.59	0.51	0.34	0.95	0.59	0.71	0.68	0.42	0.45
4.08	3.48	3.17	1.88	5.78	3.54	4.15	4.00	2.35	2.62
22.7	19.1	16.8	9.9	33.4	19.0	23.2	23.5	15.8	18.9
0.84	0.72	0.65	0.37	1.18	0.72	0.85	0.82	0.50	0.56
2.35	2.04	1.83	1.10	3.52	2.16	2.56	2.49	1.38	1.64
0.34	0.31	0.26	0.18	0.54	0.32	0.38	0.36	0.24	0.28
2.25	1.86	1.68	1.30	3.70	2.24	2.57	2.42	1.76	2.14
0.33	0.28	0.23	0.19	0.57	0.34	0.39	0.37	0.26	0.32

УМВП: 1—5 — травкинская свита, 6—15 — восточноберезовская толща; 16—30 — породы ОЧВП: 16—19 — убненкинская толща, 20—25 — кавральянская толща, 26, 27 — вапанайская свита, среднее течение р. Чинейвеем; 28—30 — вапанайская и эмунеретская свиты, верховья р. Чинейвеем.

* Координаты (с.ш.; в.д.).

Таблица 2.

Результаты определения U-Pb возраста цирконов

№ анализа	$^{206}\text{Pb}_c, \%$	U	Th	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \pm \%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm \%$	Возраст, $\pm 1\sigma$, млн лет
		г/г					
Обр. 374.03/08 (туф дацита восточнорезовской толщи); 65°31'45"с.ш., 170°18'54" в.д.							
1.1	7.06	95	77	0.84	47.0 \pm 3.3	0.1337 \pm 7.1	126.2 \pm 7.9
2.1	9.62	106	83	0.82	46.5 \pm 2.7	0.1400 \pm 11	124.1 \pm 8.3
3.1	10.08	96	51	0.55	44.5 \pm 2.8	0.1520 \pm 12	128.8 \pm 9.1
4.1	11.14	93	71	0.78	45.6 \pm 2.9	0.1548 \pm 5.7	124.2 \pm 8.6
5.1	15.02	71	42	0.61	42.5 \pm 3.2	0.2080 \pm 7.9	127.0 \pm 12
6.1	13.49	104	79	0.79	43.0 \pm 2.7	0.1723 \pm 4.6	128.2 \pm 9.6
7.1	7.39	139	91	0.68	44.5 \pm 2.5	0.1320 \pm 15	132.7 \pm 6.9
8.1	9.46	109	56	0.53	47.0 \pm 2.7	0.1310 \pm 9.5	122.8 \pm 8.1
9.1	6.50	166	92	0.57	48.0 \pm 2.3	0.1110 \pm 12	124.2 \pm 5.8
10.1	8.58	123	81	0.68	48.7 \pm 2.6	0.1271 \pm 5.4	119.7 \pm 7.2
Обр. 384.03/08 (лава дацита восточнорезовской толщи); 65°29'49" с.ш., 170°22'17" в.д.							
1.1	2.54	229	125	0.57	52.3 \pm 1.9	0.062 \pm 5.2	119.1 \pm 2.7
2.1	1.77	622	934	1.55	52.9 \pm 1.4	0.0565 \pm 3.3	118.7 \pm 2.2
3.1	4.44	145	83	0.59	49.7 \pm 2.3	0.1001 \pm 9.1	122.7 \pm 4.3
4.1	1.67	327	126	0.40	51.7 \pm 2.1	0.0613 \pm 4.7	121.4 \pm 2.8
5.1	2.67	157	85	0.56	50.8 \pm 2.3	0.0835 \pm 5.7	122.2 \pm 4.3
6.1	4.73	206	182	0.92	50.4 \pm 2.1	0.0959 \pm 6.2	120.6 \pm 3.9
7.1	2.66	180	115	0.66	52.2 \pm 2.2	0.0861 \pm 9.1	119.0 \pm 3.3
8.1	2.69	286	244	0.88	53.4 \pm 1.9	0.0839 \pm 10	116.4 \pm 3.3
9.1	4.32	236	141	0.62	52.1 \pm 2.0	0.0906 \pm 5.7	117.4 \pm 2.8
10.1	1.62	319	295	0.96	52.3 \pm 1.8	0.0705 \pm 4.1	120.2 \pm 2.8
Обр. 381.03/08 (субвулканический (?) дацит из разреза травкинской свиты); 65°29'47"с.ш., 170°20'08" в.д.							
4.2	3.87	433	185	0.44	71.1 \pm 1.9	0.0904 \pm 11	86.6 \pm 2.6
4.1	3.68	405	181	0.46	68.4 \pm 1.8	0.0897 \pm 10	90.2 \pm 2.4
5.1	6.59	227	114	0.52	58.7 \pm 2.2	0.1170 \pm 15	101.6 \pm 4.2
5.2	10.03	178	84	0.49	57.1 \pm 2.5	0.1307 \pm 7.6	100.7 \pm 5.6
7.1	4.29	281	276	1.01	51.1 \pm 2.0	0.0990 \pm 12	119.6 \pm 3.9
3.1	5.13	225	139	0.64	50.6 \pm 2.1	0.0980 \pm 15	119.7 \pm 4.5
2.1	3.59	206	115	0.58	48.9 \pm 2.2	0.0947 \pm 8.2	125.8 \pm 3.8
6.1	10.71	99	53	0.56	44.2 \pm 2.9	0.1657 \pm 5.5	128.9 \pm 9.7
7.2	4.50	399	659	1.71	48.9 \pm 1.8	0.0896 \pm 6.8	124.6 \pm 3.4
6.2	14.64	98	53	0.56	41.9 \pm 2.9	0.1888 \pm 5.1	130.0 \pm 12
1.1	1.74	603	339	0.58	43.8 \pm 1.5	0.0646 \pm 6.1	143.1 \pm 2.3
8.1	1.02	355	227	0.66	17.1 \pm 1.4	0.0610 \pm 4.2	362.6 \pm 5.4

Примечание. Анализ выполнен на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ, аналитик А.Н. Ларионов. Возраст индивидуальных зерен рассчитан с поправкой на содержание обыкновенного свинца, с учетом определений содержания ^{204}Pb .

МЕТОДИКА ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Лабораторные исследования включали изучение шлифов, определение содержаний петрогенных и примесных элементов, а также выделение мономинеральных фракций циркона и биотита с их последующим изотопным датированием: цирконы — U-Pb SHRIMP методом, биотиты — $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом.

Цирконы для датирования выделялись из пород с использованием стандартной методики, в тяжелых жидкостях с последующим отбором вручную. По результатам изучения мономинеральных фракций циркона в катодоллюминесцентном изображении выделенные кристаллы имеют магматическую природу и лишены явных следов унаследованных ядер. Габитус и окраска цирконов, извлеченных из

одного и того же образца, сходны и не дают оснований для выделения каких-либо групп. U-Pb анализы выполнены на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике, описанной в работе [Larionov et al., 2004]. Сила тока первичного пучка ионов кислорода составляла от 1.5 до 2.2 нА, ускоряющее напряжение вторичных ионов — 10 кВ, размер анализируемого участка — 10×15 мкм. Перед началом анализа участок размером 20×30 мкм в течение двух минут обрабатывали ионным пучком для минимизации возможного поверхностного загрязнения обыкновенным свинцом. Каждое четвертое измерение выполнялось для стандартного обр. 91500 с содержанием урана 81.2 г/т и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастом 1065.4 ± 0.3 млн лет [Wiedenbeck et al., 1995]. Анализировали участки кристаллов, сравнительно темные на катодолюминесцентном изображении. Полученные данные обрабатывали с помощью программ SQUID 1.12 [Ludwig, 2005b] и ISOPLOT/Ex 3.22 [Ludwig, 20056]. Значения констант распада взяты из работы [Steiger, Jager, 1977].

Навеска биотита для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования отбиралась вручную под бинокляром. Оценка $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста пробы выполнена в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск, аналитик А.В. Травин). Облучение образца потоком быстрых нейтронов произведено в научном ВВР-К реакторе в Научно-исследовательском институте ядерной физики (г. Томск). Градиент нейтронного потока не превышал 0.5 % в размере образца. В качестве монитора использовался стандартный образец мусковита МСА-11 с возрастом 313.8 ± 9 млн лет. Образец датирован методом ступенчатого прогрева в кварцевом реакторе с малоинерционной печью внешнего прогрева [Травин и др., 2009]. Перед процедурой измерения производилась предварительная дегазация образца при температуре 150 °С. Холостой опыт по определению ^{40}Ar (10 мин при 1200 °С) не превышал $5 \cdot 10^{-10}$ нсм³. Очистка выделенного аргона производилась с помощью Ti и ZrAl SAES геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble Gas 5400 фирмы Micromass (Великобритания). Для коррекции на изотопы ^{36}Ar , ^{37}Ar , ^{40}Ar , полученные при облучении Ca и K, использовались следующие коэффициенты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000730 \pm 0.000026$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000320 \pm 0.000021$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.0641 \pm 0.0001$. Интерпретация возрастного спектра выполнена с помощью критериев, представленных в работах [Fleck et al., 1977; Gustafson et al., 2001].

Содержания петрогенных элементов определяли рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре Philips PW 1600 в ГЕОХИ РАН (аналитик И.А. Рощина), содержания элементов-примесей — в аналитической лаборатории ИГЕМ РАН (аналитик Я.В. Бычкова). Процедура подготовки образцов и их последующего анализа подробно описаны в [Бычкова и др., 2016]. Измерения проводились на масс-спектрометре с ионизацией в индуктивно связанной плазме с двойной фокусировкой Element-XR. Препарат пробы вводился в масс-спектрометр в потоке аргона в виде аэрозоля и ионизировался в индуктивно связанной плазме. Пределы обнаружения элементов составляли от 0.01 нг/г для тяжелых и средних по массе элементов с возрастанием до 1 нг/г для легких элементов. Погрешность измерения выдерживалась на уровне 1—3 отн. %. Контроль качества анализа осуществлялся при помощи стандартных образцов BCR-2 и CG-3.

Для построения петрохимических диаграмм использовали содержания оксидов, предварительно пересчитанные на сухой остаток.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

Диаграммы Тера—Вассербурга для изученных цирконов представлены на рис. 4, соответствующие аналитические данные сведены в табл. 2. На рисунке 5 показаны результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования мономинеральной фракции биотита.

Точки цирконов из образцов 374.03/08 и 384.03/08 (дацитовый туф и лава трахириолита восточно-березовской толщи) формируют на диаграммах дискордии (см. рис. 4, а, б). Судя по положению точек пересечения обеих дискордий с осью ординат ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.843$), смещение точек относительно конкордии, вероятно, обусловлено присутствием небольших количеств нерадиогенного свинца. Дискордии пересекают конкордию в точках 122.0 ± 2.5 и 119.0 ± 1.5 млн лет; обе даты соответствуют аптскому веку. Внесение поправки на присутствие обыкновенного свинца позволяет получить для обр. 384.03/08 конкордантную дату 119.5 ± 2.0 млн лет, мало отличающуюся от значения, полученного без коррекции. Существование аптского импульса активности УМВП подтверждается результатами датирования детритовых цирконов из толщ преддужья УМВП, примерно в 100 км к востоку от Убиенкинского поднятия [Моисеев, 2015].

В образце 381.03/08 (порфиновый дацит из разреза травкинской свиты) выделены несколько возрастных групп цирконов. Возраст наиболее многочисленной популяции (6 зерен) составляет от 120 до 130 млн лет. Два кристалла показали относительно древний U-Pb возраст (362.6 ± 5.4 и 143.1 ± 2.3 млн лет), а еще для четырех цирконов значение возраста варьирует от 101 до 87 млн лет (см. рис. 4, в). Поскольку факт формирования травкинской свиты в течение титона—берриаса подтверждается находками

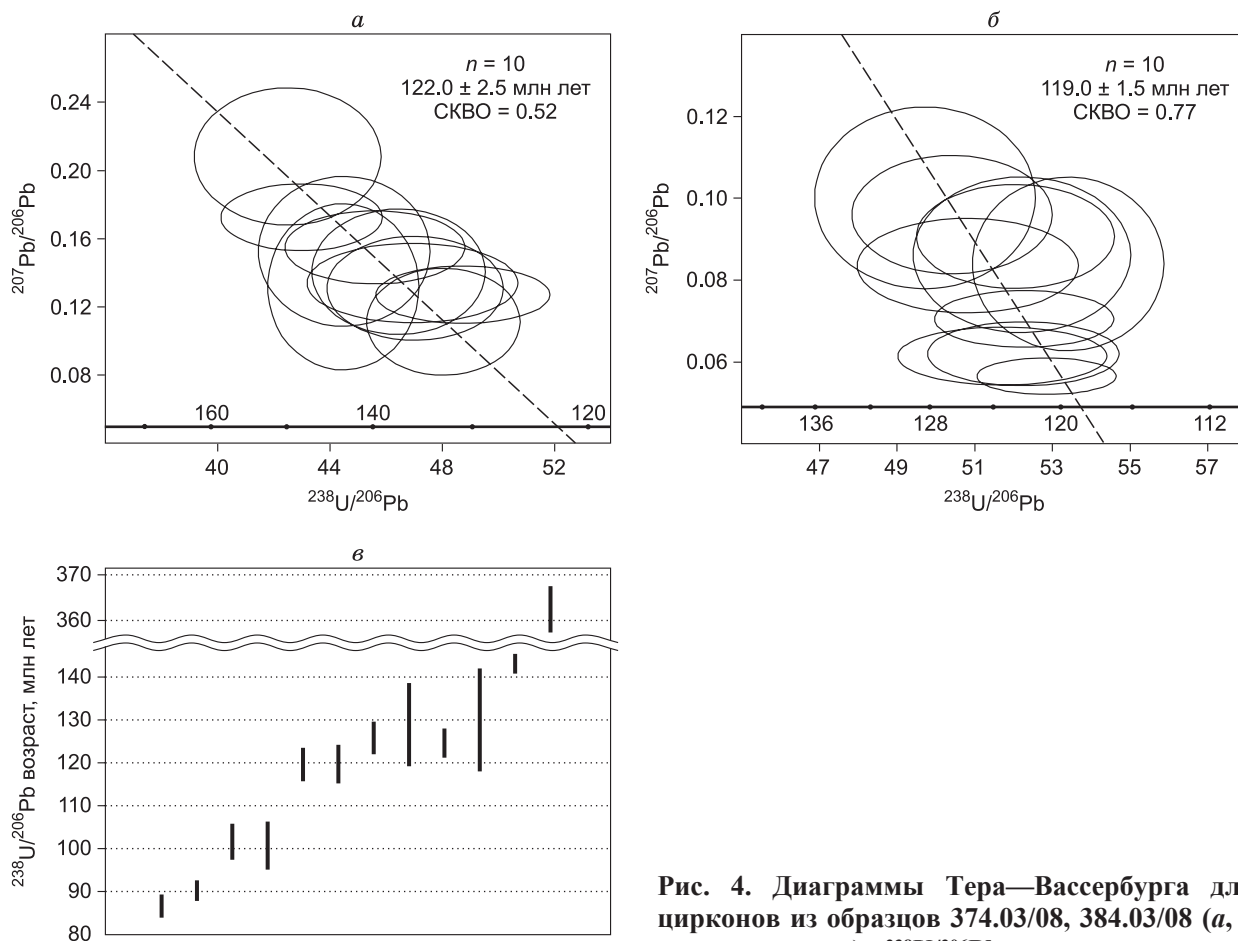


Рис. 4. Диаграммы Тера—Вассербурга для цирконов из образцов 374.03/08, 384.03/08 (а, б соответственно); $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ возраст индивидуальных зерен циркона из обр. 381.03/08 (после внесения поправки на обыкновенный свинец по измеренному ^{204}Pb ; высота отрезков соответствует величине 2σ) (в).

альных зерен циркона из обр. 381.03/08 (после внесения поправки на обыкновенный свинец по измеренному ^{204}Pb ; высота отрезков соответствует величине 2σ) (в).

фауны [Мальшева и др., 2012], то изученный образец представляет либо субвулканическую породу ОЧВП (предположительно коньякского возраста) с обильным захваченным материалом более древних комплексов, либо породу неопределенного возраста с нарушенными U-Pb системами цирконов.

Для биотита, выделенного из обр. 255.01/08 (дацитовая лава вапанайской свиты), возраст $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ плато составил 88.7 ± 1.2 млн лет (97.4 % выделенного ^{39}Ar), что примерно соответствует границе туронского и коньякского веков. Интегральный $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст пробы 89.7 ± 1.3 млн лет. Полученный результат противоречит представлениям о сантонском возрасте вапанайской свиты и коньяк-кампанском возрасте пастбищной свиты, несогласно перекрытой вапанайской [Мальшева и др., 2012].

Характер спектра $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста (см. рис. 5) и группировка эллипсов погрешности на диаграммах Тера—Вассербурга (см. рис. 4) не предполагают значимого нарушения изотопных систем (возможно, за исключением обр. 381.03/08). Принимая в

расчет сравнительно слабые гидротермальные изменения пород, можно сделать вывод, что результаты датирования прямо указывают на возраст соответствующих магматических событий и, таким образом, уверенно позволяют включить восточно-березовскую толщу в состав комплексов Удско-Мургальского пояса, а не ОЧВП.

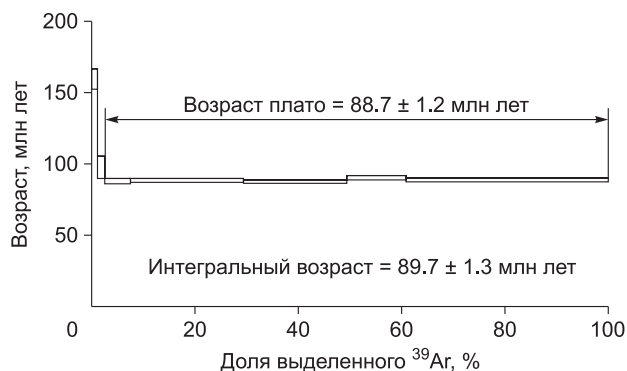


Рис. 5. График ступенчатого отжига и результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования обр. 255.01/08.

ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИТОВ УДСКО-МУРГАЛЬСКОГО И ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ПОЯСОВ

Результаты химического анализа вулканитов УМВП и ОЧВП представлены в табл. 2 и на рис. 6—12. Вместе с данными, полученными в ходе настоящего исследования, при построении диаграмм использованы результаты анализа двух образцов пород коэквиной(?) свиты ОЧВП, взятых в бассейне р. Чинейвеем, в 70 км к северо-востоку от Убиенкинского поднятия [Tikhomirov et al., 2016]. Наше исследование также включало обработку результатов 332 петрохимических анализов из геологических отчетов 1960—1980 гг. [Трунов, 1977; Лобунец, Кузнецова, 1977; и др.]. Данные анализы включены в базу данных, любезно предоставленную сотрудниками ФГУП «Георегион» (г. Анадырь). Большая часть этих анализов выполнена в Центральной лаборатории ПГО «Севостгеология» (г. Магадан) методом «мокрой» химии. В совокупности изученные выборки петрохимических данных характеризуют северную часть Мургальского сегмента УМВП (112 анализов) и фронтальную зону Анадырского сегмента ОЧВП (256 анализов).

Петрогенные элементы. Вулканиты УМВП и ОЧВП образуют непрерывный ряд от базальтов до риолитов включительно. В комплексах УМВП преобладают базальты и андезиты, а в ОЧВП, напротив, дациты и риолиты (см. рис. 6). В границах территории, показанной на рис. 1, вулканитам УМВП свойственны пониженные по сравнению с породами Охотско-Чукотского пояса содержания P_2O_5 , K_2O и, соответственно, пониженные отношения $K_2O/(K_2O+Na_2O)$. Различия в уровне общей щелочности при этом несущественны (см. рис. 7, а, и-л). Характер корреляции содержаний SiO_2 и прочих оксидов петрогенных элементов — типичный для большинства дифференцированных магматических серий: содержания K_2O с ростом кремнекислотности пород увеличиваются, TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO убывают. Содержания Na_2O возрастают в диапазоне концентраций SiO_2 47—57 %, а затем медленно снижаются или остаются на постоянном уровне (см. рис. 7, ж). Судя по соотношению концентраций оксидов щелочных металлов, железа и магния (см. рис. 8), в составе изученных выборок преобладают производные известково-щелочной серии. Доля пород, соответствующих толеитовой серии, составляет около 10% для ОЧВП и 30% для УМВП.

Образцы вулканитов УМВП, собранные в бассейне р. Убиенка, выделяются повышенной общей щелочностью: большая часть их фигуративных точек на TAS-диаграмме расположена в поле умеренно-щелочного ряда, а вулканиты Охотско-Чукотского пояса, взятые в том же районе — в поле нормально-щелочных пород (см. рис. 7, а). При этом породы травкинской свиты представлены сравнительно коротким рядом кремнекислотности (от базальтов до трахиандезитов), а восточнорезовская толща имеет контрастный состав: наиболее распространенными разновидностями пород здесь являются базальты и трахидациты (см. рис. 7, а). Изученным базальтам травкинской свиты и восточнорезовской толщи свойственны повышенные содержания TiO_2 (1—2 % против 0.7—0.9 % у базальтов ОЧВП) и K_2O (0.9—1.2 % против 0.1—0.4 %). Таким образом, в масштабе сравнительно крупных структур (сегментов вулканических поясов) породы УМВП обеднены несовместимыми элементами в сравнении с вулканитами ОЧВП, но в пределах Убиенкинского поднятия и в его ближайших окрестностях, наоборот, обогащены.

Элементы-примеси. Породы ОЧВП и УМВП примерно в равной мере обнаруживают признаки, типичные для магм субдукционных обстановок: относительное обеднение Ta и Nb, обогащение Pb, повышенные содержания крупноионных элементов относительно высоkozарядных и редкоземельных (см. рис. 9). Вулканиты кремнекислого и среднего/основного состава характеризуются сходным спектром содержаний несовместимых литофильных элементов, подобным таковому островодужных базальтов [Shibata, Nakamura, 1997] и верхней коры континентов [Rudnick, Gao, 2004]. Базальты и андезиты бас-

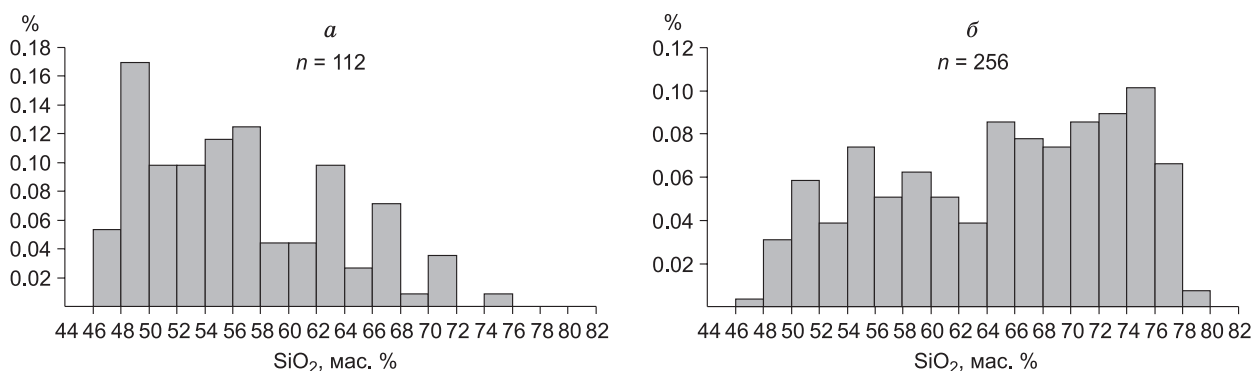


Рис. 6. Гистограммы содержания SiO_2 в породах Удско-Мургальского (а) и Охотско-Чукотского (б) вулканических поясов для территории, показанной на рис. 1.

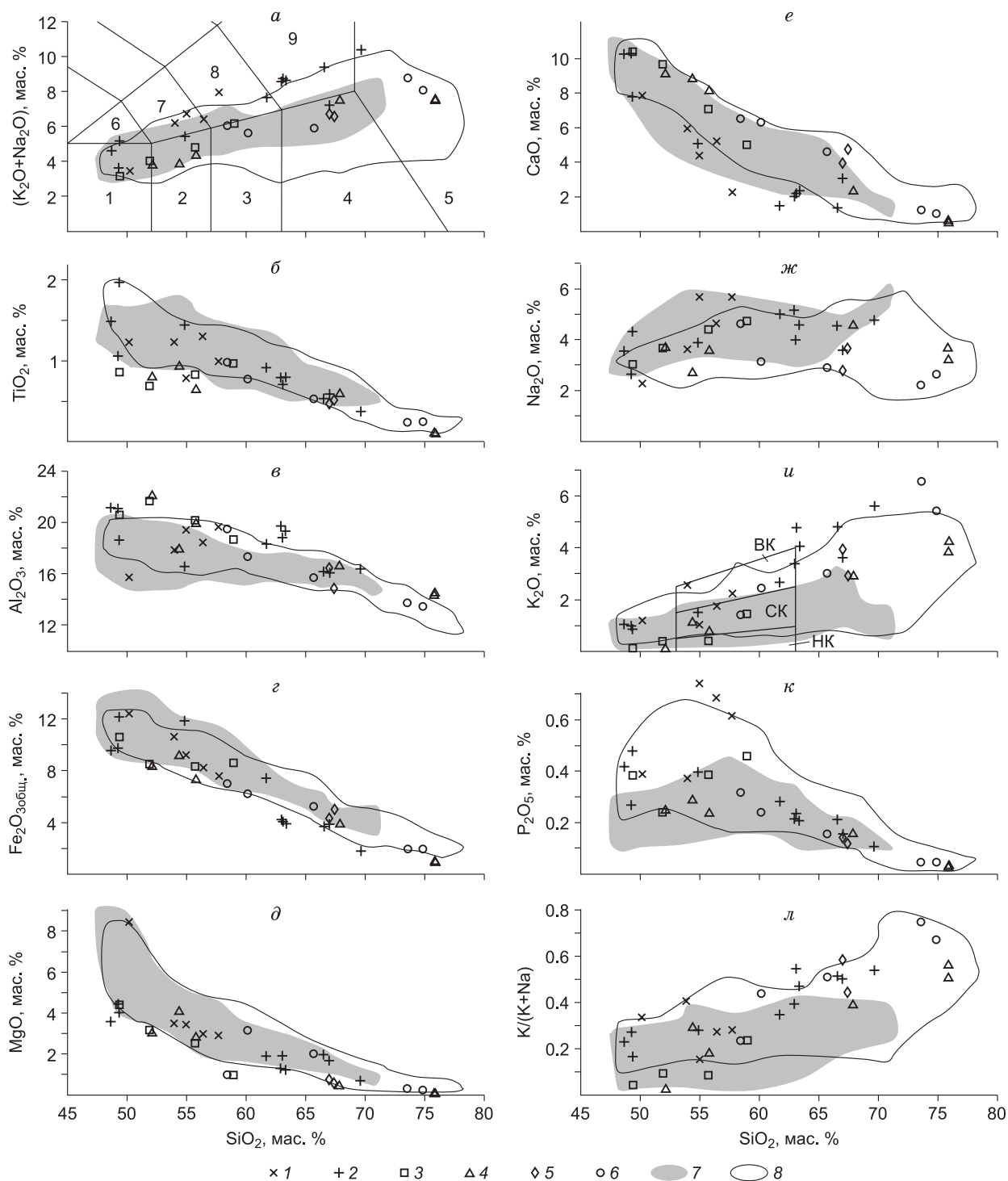
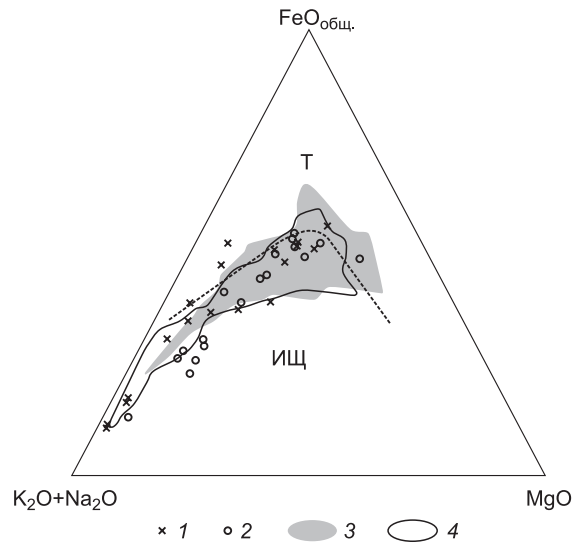


Рис. 7. Петрохимические диаграммы для изученных образцов вулканических пород:

a — TAS-диаграмма, *б–к* — диаграммы Харкера, *л* — диаграмма $\text{SiO}_2\text{—K}/(\text{K}+\text{Na})$. 1, 2 — вулканы УМВП: 1 — травкинская свита, 2 — восточноберезовская толща; 3–6 — вулканы ОЧВП: 3, 4 — бассейн р. Убиенка (3 — убиенкинская толща, 4 — кавральянская толща), 5 — среднее течение р. Чинейвеем (вапанайская свита), 6 — верховья р. Чинейвеем (козвуньская(?), эмунеретская и вапанайская свиты); 7, 8 — поля составов вулканических пород по результатам анализов 1960–1980 гг. [Трунов, 1977; Лобунец, Кузнецова, 1977; и др.]: 7 — УМВП (112 проб), 8 — ОЧВП (256 проб). Границы полей на диаграммах: *a* — по [Le Maitre, 1989]: 1 — базальты, 2 — андезитобазальты, 3 — андезиты, 4 — дациты, 5 — риолиты и трахириолиты, 6 — трахибазальты, 7 — трахиандезитобазальты, 8 — трахиандезиты, 9 — трахидациты и трахиты; *и* — по [Gill, 1981]: НК — низкокальциевые, СК — среднекальциевые, ВК — высококальциевые.

Рис. 8. Диаграмма AFM ((K₂O + Na₂O)—FeO_{общ.}—MgO).

1, 2 — по результатам настоящего исследования (1 — УМВП, 2 — ОЧВП); 3, 4 — поля составов вулканитов по результатам анализов 1960—1980 гг. (3 — УМВП, 4 — ОЧВП). Поля составов серий: Т — толеитовой, ИЩ — известково-щелочной.



сейна р. Убиенка геохимически сходны с основными и средними вулканитами других участков Анадырского сегмента ОЧВП [Tikhomirov et al., 2016]. Значимо выделяются только породы убиенкинской и кавральянской толщ, сравнительно обедненные крупноионными элементами (см. рис. 9, в).

Изученные образцы умеренно обогащены легкими РЗЭ по отношению к тяжелым (см. рис. 10). Величина отношения La/Yb в средних и основных породах варьирует от 4 до 14, в кремнекислых — от 5 до 20. Значимое обеднение европием свойственно лишь кремнекислым вулканитам ОЧВП (Eu/Eu* от 0.51 до 0.82), в остальных образцах аномалии европия выражены слабо (Eu/Eu* от 0.81 до 1.17).

Содержания несовместимых элементов ожидаемо возрастают с ростом кремнекислотности пород (см. рис. 11, а, б). Для отношений концентраций элементов с близкими значениями коэффициентов рас-

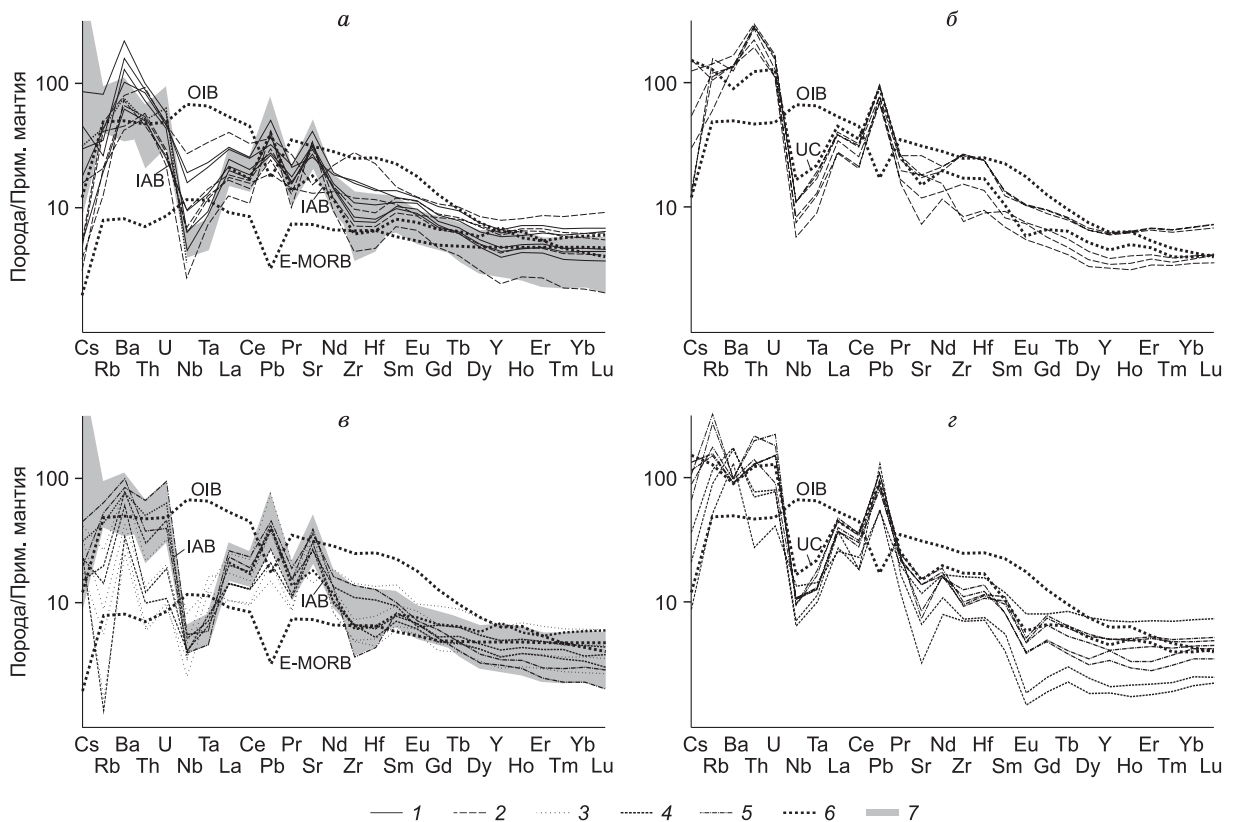


Рис. 9. Мультиэлементные диаграммы для вулканитов УМВП и ОЧВП.

Содержания элементов нормированы на состав примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]. а, б — УМВП (а — основные и средние породы, б — кремнекислые породы); в, г — ОЧВП (в — основные и средние породы, г — кремнекислые породы). 1—4 — вулканиты бассейна р. Убиенка: 1 — травкинская свита, 2 — восточнорезовская толща, 3 — убиенкинская толща, 4 — кавральянская толща; 5 — вулканиты бассейна р. Чинейвеем (козквуньская(?), эмунеретская и вапанайская свиты); 6 — эталонные составы (OIB, E-MORB, по [Sun, McDonough, 1989]; IAB — средний состав базальтов энсиалической островной дуги на примере четвертичных базальтов Северо-Восточной Японии [Shibata, Nakamura, 1997]; UC — состав верхней континентальной коры, по [Rudnick, Gao, 2004]); 7 — поле составов вулканитов Анадырского сегмента ОЧВП [Tikhomirov et al., 2016].

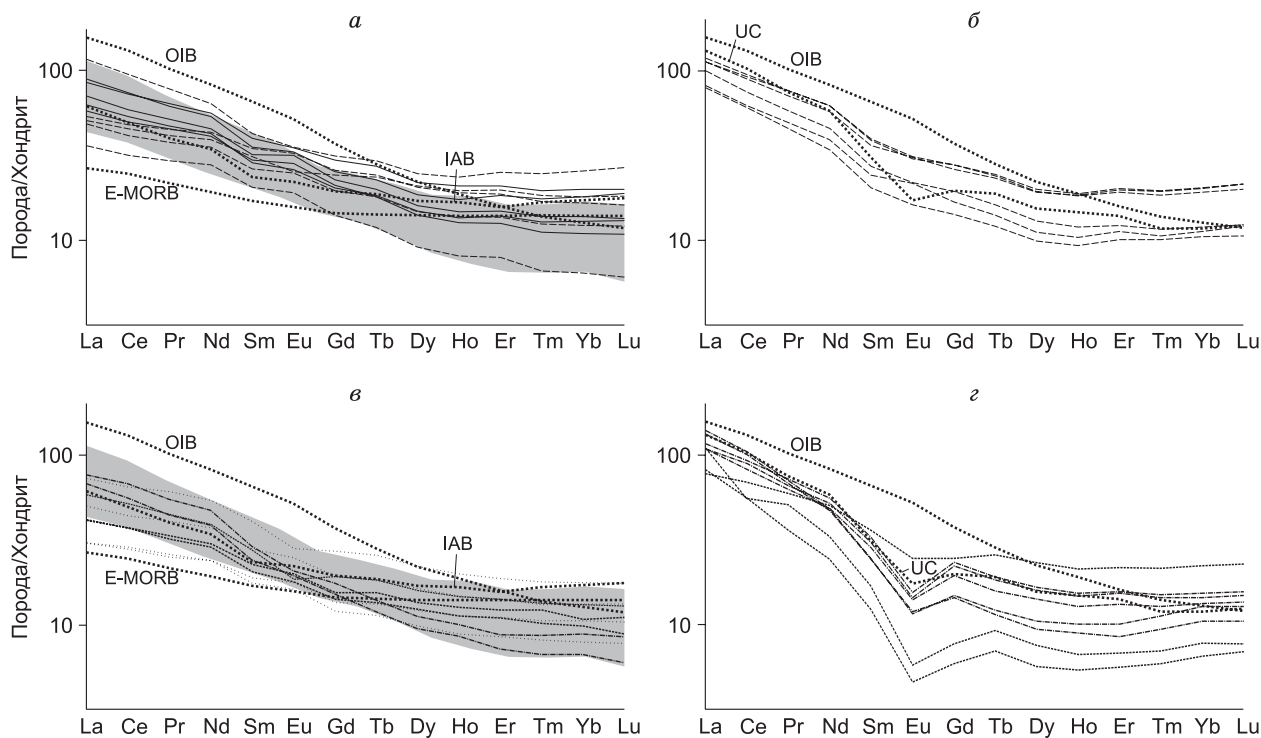


Рис. 10. РЗЭ-диаграммы для вулканитов УМВП и ОЧВП.

Содержания элементов нормированы на состав хондрита CI [Sun, McDonough, 1989]. *а, б* — УМВП (*а* — основные и средние породы, *б* — кремнекислые породы), *в, г* — ОЧВП (*в* — основные и средние породы, *г* — кремнекислые породы). Остальные усл. обозн. см. на рис. 9.

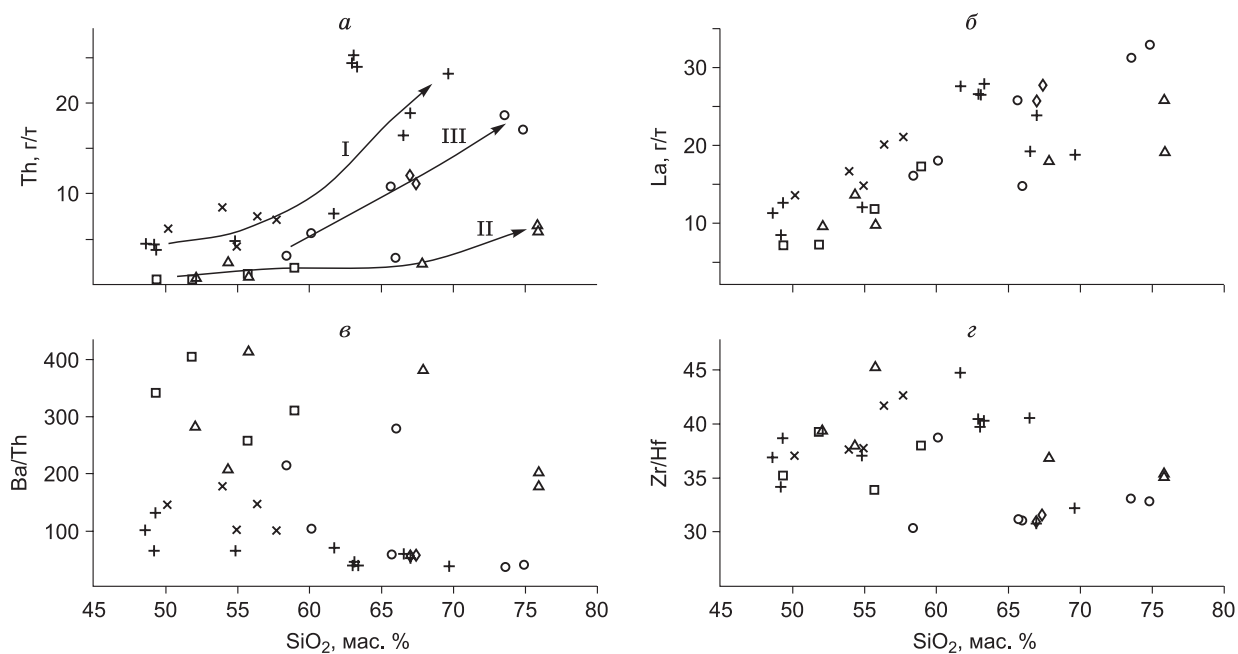


Рис. 11. Диаграммы зависимости содержаний Th (*а*), La (*б*), отношений Ba/Th (*в*) и Zr/Hf (*г*) от кремнекислотности для вулканитов УМВП и ОЧВП.

а — стрелками показаны тренды вариаций состава пород УМВП (I) и ОЧВП в бассейнах рек Убиенка (II) и Чинейвеем (III). Остальные усл. обозн. см. на рис. 7.

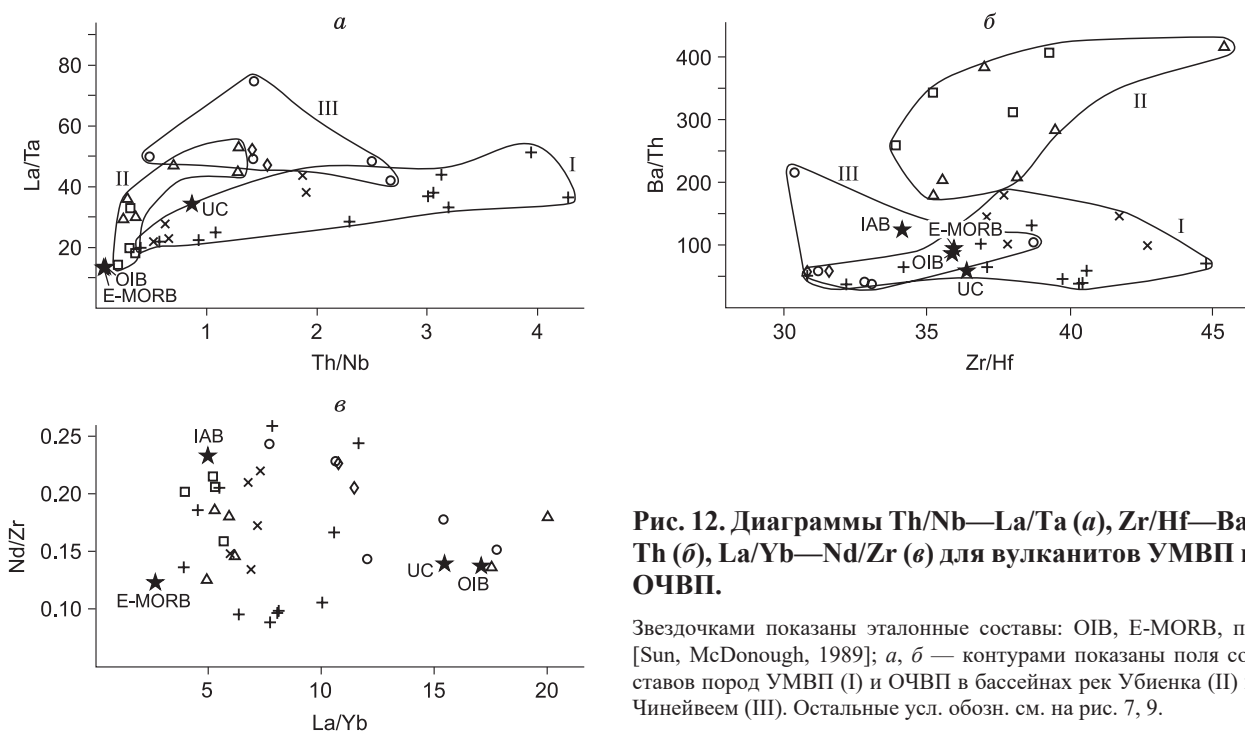


Рис. 12. Диаграммы Th/Nb—La/Ta (а), Zr/Hf—Ba/Th (б), La/Yb—Nd/Zr (в) для вулканитов УМВП и ОЧВП.

Звездочками показаны эталонные составы: OIB, E-MORB, по [Sun, McDonough, 1989]; а, б — контурами показаны поля составов пород УМВП (I) и ОЧВП в бассейнах рек Убиенка (II) и Чинейвеем (III). Остальные усл. обозн. см. на рис. 7, 9.

пределения (Zr/Hf, Ba/Th) подобная корреляция выражена слабее или отсутствует (см. рис. 11, в, г). На большинстве диаграмм, построенных в координатах таких отношений (см. рис. 12, а, б), изученные породы формируют три кластера, лишь в незначительной степени перекрывающиеся между собой: 1) вулканиты УМВП (без значимого разделения пород травкинской свиты и восточнорезовской толщи); 2) вулканиты ОЧВП, распространенные на периферии Убиенкинского поднятия (убиенкинская и кавральская толщи); 3) вулканиты ОЧВП, обнажающиеся севернее Убиенкинского поднятия, в бассейне р. Чинейвеем (вапанайская и эмунеретская свиты). Отличительными особенностями выделенных групп являются: для вулканитов УМВП — повышенные содержания крупноионных элементов и относительно высокое отношение Zr/Hf при пониженном Ba/Th; для пород ОЧВП из бассейна р. Убиенка — невысокие содержания крупноионных элементов и минимальные значения Th/Nb при сравнительно высоком Ba/Th; для пород ОЧВП из бассейна р. Чинейвеем — повышенные отношения La/Yb, La/Ta и Nd/Zr (см. рис. 12). На диаграмме SiO₂—Th точки пород выделенных кластеров формируют три различных тренда (см. рис. 11, а).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные выше результаты полевых наблюдений, определения изотопного возраста и химического состава пород позволяют внести некоторые дополнения в существующие представления о геологической истории северо-востока Азии.

Тектонические события

На территории бассейна рек Убиенка и Чинейвеем позднемезозойские комплексы сохраняют следы как минимум трех тектонических событий, сопровождавшихся формированием складок и, вероятно, имеющих компрессионную природу.

1. Событие, разделяющее периоды формирования травкинской свиты и восточнорезовской толщи, сопровождалось переходом от морского осадконакопления и субаквальной вулканической активности к субаральным извержениям. Новые результаты U—Pb датирования цирконов вместе со сведениями о возрасте фауны из разреза травкинской свиты ограничивают возраст указанного события интервалом валанжин—баррем. Поскольку южнее изученного района, в пределах Мургаляского поднятия, выявлены вулканогенные и осадочные толщи валанжина и готерива, перекрывающие травкинскую свиту без резкого несогласия [Мальшева и др., 2012], наиболее вероятен барремский возраст деформаций (130—125 млн лет). Несогласие, разделяющее образования готерива и апта/альба, сохраняется на значительной территории, вплоть до побережья Пенжинской губы [Лобунец, Кузнецова, 1977; Махонина, Бакай, 1979]. Не исключено также, что данное событие сказалось и на юго-западных

сегментах УМВП, поскольку к западу от п-ова Кони для вулканитов пока не получены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb даты, соответствующие готерив-аптскому временному интервалу.

Из возможных причин преаптского тектонического события наиболее вероятной представляется аккреция блока континентальной или переходной коры к окраине Сибирского континента. Поскольку характер разреза травкинской свиты типичен для островных дуг, то логично предположить, что аккрецировалась островная дуга, в добарремское время отделенная от континента бассейном с океанической или субокеанической корой. После аккреции этой дуги вулканическая деятельность продолжилась в условиях окраины андийского типа. Данная гипотеза объясняет и наблюдаемое угловое несогласие, и смену морских обстановок осадконакопления континентальными, и изменение состава извергающихся магм (см. ниже). Известно, что южные сегменты УМВП наложены на край Сибирской платформы и, без сомнения, формировались в режиме окраины андийского типа [Горячев, 2005]. Можно предположить, что в титоне—берриасе субдукционная магматическая провинция в северо-восточном (в современных координатах) направлении постепенно отдалялась от континента, как современные Зондская и Курильско-Камчатская дуги. Подобная модель уже использовалась при тектонических реконструкциях Северо-Западной Пацифики [Grantz et al., 2011]. В качестве альтернативы может быть рассмотрена модель, предполагающая одновременное существование на рубеже юрского и мелового периодов двух параллельных вулканических поясов (островодужного и окраинно-континентального) на определенном отрезке рассматриваемой континентальной окраины. Доказательство валидности указанных моделей требует охвата большей территории и привлечения большего объема структурных и аналитических данных.

Важно заметить, что для южной части УМВП пока получены лишь сравнительно древние U-Pb датировки магматических пород, соответствующие интервалу титон—готерив [Акинин, Миллер, 2011]. Не исключено, что аптские вулканиты бассейна р. Убиенка связаны со сравнительно локальным магматическим событием, проявленным только в северо-восточной части Удско-Мургалского пояса.

2. Угловое несогласие, разделяющее комплексы УМВП и ОЧВП в бассейне р. Убиенка, выражено примерно в той же мере или даже слабее, чем преаптское несогласие, внутреннее по отношению к комплексам УМВП. Судя по возрасту толщ, разделенных несогласием, соответствующее компрессионное событие случилось в интервале 119—105 млн лет (апт—альб). В первом приближении, данное событие можно позиционировать как граничное между периодами формирования УМВП и ОЧВП на всем их протяжении. Однако для гранитоидов Восточно-Тайгоносского батолита, структурно связанного с УМВП и удаленного от фронта ОЧВП на 100 км, получены U-Pb даты в интервале 105-97 млн лет [Лучицкая и др., 2003]. Вместе с информацией о структурном единстве позднеюрских и раннемеловых комплексов п-ова Тайгонос [Некрасов, 1976] это дает основания для предположения о том, что в альбское время, после заложения ОЧВП, некоторые структуры Удско-Мургалского пояса еще сохраняли магматическую активность. В этом контексте новую актуальность приобретает мнение ранних исследователей ОЧВП [Устиев, 1963; Белый, 1969], рассматривавших УМВП и ОЧВП как единый позднеюрско-меловой магматический пояс.

3. Несогласие в подошве вапанайской свиты сравнительно точно датируется поздним туроном (около 89 млн лет). Отсутствие отчетливо выраженных складок в альбских толщах тыловой зоны ОЧВП [Белый, 1977; Tikhomirov et al., 2012] говорит о том, что соответствующее компрессионное событие было относительно слабым и деформации затронули лишь толщи преддугового прогиба, не распространяясь далеко от края континента. Возможно, более интенсивной компрессии подверглась фронтальная зона Пенжинского сегмента ОЧВП, где описаны надвиговые дислокации вулканогенных толщ [Филатова, 1988; Монтин, 1992]. В тылу ОЧВП данное событие отозвалось лишь ускоренным подъемом и усилением эрозии, с выводом на поверхность крупных альбских интрузивов. В коньяк-сантонское время эти плутоны были со следами размыва перекрыты вулканитами [Тихомиров, 2018]. Указанному тектоническому событию во времени близки следующие изменения тектономагматической системы ОЧВП:

- на сеноманский век приходится ослабление активности ОЧВП, выраженное минимумом на графике изотопного возраста вулканитов [Акинин, Миллер, 2011; Tikhomirov et al., 2012];

- после сеноманской паузы значительно изменился средний состав извергающихся магм: в альбских толщах ОЧВП преобладают андезиты, а в толщах турон-кампанского возраста — кремнекислые породы;

- в коньяк-кампанское время ареал интенсивного вулканизма сместился примерно на 100 км к востоку (в современных координатах), в результате чего недеформированные толщи субаэральных вулканитов перекрыли смятые в складки осадочные толщи преддугового прогиба ОЧВП.

Миграцию ареалов субдукционного вулканизма относительно границы континент—океан нередко объясняют изменением наклона слэба [Tatsumi, Eggins, 1995; James, Sacks, 1999]. Смещение вулканических центров в сторону океана, согласно общей модели, происходит при увеличении угла падения зоны Беньоффа. Однако в подобных случаях сцепление плит ослабевает, и вероятность проявлений компрессионной тектоники снижается. Поэтому более резонанной представляется связь позднетуронского тектонического события с аккрецией блока коры повышенной мощности.

ВРЕМЕННЫЕ И ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ВАРИАЦИИ СОСТАВА МАГМ

После преапатского тектонического события вместе с переходом от субаквальной вулканической активности к существенно субаэральной в вулканитах значимо увеличилась доля кремнекислых пород и отношения содержаний элементов-примесей стали более вариабельными (см. рис. 7, 9–12). В целом вулканиды УМВП по комплексу геохимических признаков типичны для обстановок энсиалических островных дуг и окраин андийского типа [Wilson, 1989; Фролова, Бурикова, 1997].

В масштабе территории, показанной на рис. 1, различия петрохимических характеристик вулканидов УМВП и ОЧВП незначительны. Первые отличаются пониженным средним содержанием SiO_2 и отношением $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (см. рис. 7, л). Это может быть следствием прогрессирующего разогрева континентальной коры и роста объема анатектических магм от раннемеловой эпохи к позднемеловой [Тихомиров, 2010, 2018]. На сравнительно небольшой площади бассейна р. Убиенка породы УМВП и ОЧВП различаются более заметно, причем вулканидам УМВП свойственны признаки производных относительно обогащенных магм (см. рис. 7, 9–12).

Вулканиды УМВП, представляющие Убиенкинское поднятие, обогащены несовместимыми петрогенными элементами не только в сравнении с перекрывающими их толщами ОЧВП, но и с вулканидами УМВП, обнажающимися южнее, в пределах Мургаляского блока (см. рис. 7). Поскольку степень обогащения магм в субдукционных обстановках, как правило, связана прямой зависимостью с мощностью континентальной коры [Wilson, 1989; Фролова, Бурикова, 1997], то данный факт не согласуется с гипотезой о постепенном утонении коры УМВП с юга на север [Морозов, 2001; Grantz et al., 2011]. Решение данного вопроса требует более детального исследования, направленного на изучение изотопно-геохимической зональности УМВП и позднелюрско-раннемеловых магматических ареалов Чукотского блока.

Изученный фрагмент ОЧВП также обнаруживает признаки геохимической зональности — как продольной, так и поперечной к простиранию вулканического пояса. Поперечная зональность выражена в относительном обеднении пород фронтальной зоны Анадырского сегмента ОЧВП (убиенкинской и кавральянской толщ) крупноионными элементами в сравнении с вулканидами тыловой зоны того же сегмента (см. рис. 9, в). Подобный характер зональности типичен для многих субдукционных вулканических поясов [Wilson, 1989; Tatsumi, Eggins, 1995; Фролова, Бурикова, 1997], однако на существование такой зональности именно в ОЧВП ранее указывали лишь некоторые петрохимические данные [Котляр и др., 1981; Филатова, 1988]. В соседнем с севера сегменте ОЧВП, Центральном-Чукотском, поперечная зональность не выявлена, возможно, вследствие значительной контаминации мантийных магм веществом коры [Tikhomirov et al., 2016].

Продольная по отношению к простиранию изученного фрагмента ОЧВП геохимическая зональность выражена в возрастании с юга на север содержания большинства несовместимых литофильных элементов (см. рис. 9, 11) и в изменении ряда индикаторных отношений этих элементов (La/Yb , Th/Nb , Zr/Hf , Nd/Zr , см. рис. 12). В этом же направлении увеличиваются мощность и возраст континентальной коры: основание Анадырского сегмента составляет коллаж палеозойско-мезозойских террейнов Олойской и Южно-Анхойской зон (преимущественно островодужной природы), а Центральном-Чукотском — Чукотский блок с докембрийским фундаментом [Miller et al., 2006]. Полученные результаты согласуются с опубликованными данными о геохимических различиях сегментов ОЧВП [Котляр и др., 1981; Филатова, 1988; Акинин, Миллер, 2011; Tikhomirov et al., 2016]. Фактический материал, взятый за основу настоящей публикации, не позволяет ранжировать факторы, которые могли быть причиной указанной зональности (вариации состава мантийного протолита, коровых контаминантов, различная степень взаимодействия мантийных и коровых магм). В работах, где используются данные об изотопном составе магматических пород, высказано предположение о том, что главной причиной продольной геохимической зональности ОЧВП являются пространственные вариации состава субконтинентальной литосферной мантии [Tikhomirov et al., 2016; Тихомиров, 2018].

ВЫВОДЫ

1. Несогласие, разделяющее комплексы УМВП и ОЧВП, выражено не резче, чем внутренние несогласия этих геоструктур. Вместе со сведениями об одновременном формировании некоторых комплексов это говорит о доле условности в разделении данных вулканических поясов.

2. Рассмотренный отрезок активной зоны перехода континент—океан в течение поздней юры и берриаса развивался в режиме энсиалической островной дуги. После аккреции последней, предположительно в барреме, вулканизм возобновился в обстановке окраины андийского типа, с существенно возросшей долей продуктов субаэральных извержений. Таким образом, тектоническая история УМВП не является одноактной. Весьма вероятно, что данная геоструктура (в ее современных границах) включает комплексы, порожденные разными тектономагматическими системами.

3. В течение мелового периода на отрезке Тихоокеанской окраины, соответствующем Анадырскому сегменту ОЧВП, имели место, по меньшей мере, три компрессионных тектонических события, сопоставимых по интенсивности: предаптское (предположительно барремское), раннеальбское и позднетуронское. Вероятна связь этих событий с последовательной аккрецией блоков континентальной/ субконтинентальной коры к окраине Сибирского континента.

4. В районе, соответствующем бассейну р. Убиенка, наиболее явное изменение геохимии магм последовало за предаптским тектоническим событием, когда резко возросла средняя кремнекислотность вулканитов, вероятно, вследствие увеличения размеров области корового анатексиса. После раннеальбского события среднее содержание SiO_2 в магмах возросло незначительно, но особенности микроэлементного состава пород указывают на некоторое изменение состава мантийного протолита. Возможно, подобное изменение сопровождало и позднетуронское событие, но для проверки этого предположения необходим более представительный фактический материал.

5. Турон-сантонские толщи Анадырского сегмента ОЧВП несут признаки геохимической зональности, поперечной и продольной к простиранию вулканического пояса. Степень обогащения магм несовместимыми элементами возрастает в северо-восточном направлении в соответствии со сменой структур основания вулканического пояса (от коллажа террейнов Олойской и Южно-Анхойской зон к сравнительно древней коре Чукотского микроконтинента), а также к северо-западу, от фронтальной зоны ОЧВП к тыловой.

Полевые работы финансировались ФГУП «Георегион» (г. Анадырь). Авторы благодарны А.Б. Перепелову и В.В. Акинину за конструктивные отзывы, позволившие существенно улучшить содержание и форму представления статьи.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (16-05-00146, 18-05-70011) и программы НИР СВКНИИ ДВО РАН (0288-2017-0002).

ЛИТЕРАТУРА

Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология, 2011, т. 19, № 3, с. 249—290.

Белый В.Ф. Вулканические формации и стратиграфия северной части Охотско-Чукотского пояса. М., Наука, 1969, 175 с.

Белый В.Ф. Стратиграфия и возраст вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса // Мезозой Северо-Востока СССР. Тезисы докладов Межведомственного стратиграфического совещания. Магадан, Магадан. кн. изд-во, 1975, с. 107—108.

Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., Наука, 1977, 190 с.

Белый В.Ф. Актуальные вопросы фито-стратиграфии «среднего» мела Северо-Востока СССР. Магадан, СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Препринт, 1988, 33 с.

Белый В.Ф. Таловско-Тайгоноская эвклиминарная система (Северо-Восток России). Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2008, 67 с.

Белый В.Ф., Белая Б.В. Поздняя стадия развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (верхнее течение р. Энмываам). Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 1998, 108 с.

Богданов А.А. Тектоническое районирование палеозой Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Ст. 2. Варисийские складчатые системы // Бюл. МОИП, Отд. геол., 1965, т. 40, вып. 6, с. 8—38.

Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Лэйер П., Минюк П.С. Новые данные Ar-Ag изотопного датирования магматических и метаморфических пород полуострова Тайгонос (Северо-Восток России) // ДАН, 1999, т. 369, № 1, с. 76—83.

Бычкова Я.В., Сеницын М.Ю., Петренко Д.Б., Николаева И.Ю., Бугаев И.А., Бычков А.Ю. Методические особенности многоэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Вестн. МГУ, 2016, Сер. 4. Геология, № 6, с. 56—63.

Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток, Дальнаука, 2006, 572 с.

Горячев Н.А. Удско-Мургалская магматическая дуга: геология, магматизм, металлогения // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2005, с. 17—38.

Котляр И.Н., Белый В.Ф., Милов А.П. Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., Наука, 1981, 223 с.

Лобунец С.С., Кузнецова И.А. Государственная геологическая карта СССР. М-б 1:200 000. Серия Еропольская. Лист Р-58-VI. Объяснительная записка. Л., Картфабрика объединения «Аэрогеология», 1977, 80 с.

Лучицкая М.В., Хоуриган Дж., Бондаренко Г.Е. Новые данные SHRIMP U–Pb исследований цирконов из гранитоидов Прибрежно- и Восточно-Тайгоносского поясов, южная часть п-ова Тайгонос // ДАН, 2003, т. 389, № 6, с. 1—5.

Малышева Г.М., Исаева Е.П., Тихомиров Ю.Б., Вяткин Б.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации (новая серия). М-б 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Чукотская. Лист Q-59 (Марково). Объяснительная записка. СПб., Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012, 226 с.

Махонина Л.И., Бакай Г.Г. Государственная геологическая карта СССР. М-б 1:200 000. Серия Еропольская. Лист Р-58-IX. Объяснительная записка. Л., Картфабрика объединения «Аэрогеология», 1979, 88 с.

Моисеев А.В. Структура и история тектонического развития Усть-Бельского сегмента Западно-Коряжской складчатой системы (СВ России, Корякия): Автореф. дис.... к.г.-м. н. М., 2015, 30 с.

Монгин С.А. Складчато-надвиговые дислокации верхнемеловых вулканитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Вестн. МГУ, Сер. 4. Геология, 1992, № 2, с. 88—91.

Морозов О.Л. Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки. М., ГЕОС, 2001, 201 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 523).

Невретдинов Э.Б. Государственная геологическая карта СССР. М-б 1:200 000. Серия Еропольская. Лист Q-59-XXV, XXVI. Объяснительная записка. М., Союзгеолфонд, 1985, 95 с.

Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М., Наука, 1976, 158 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 280).

Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск, Наука, 1984, 192 с.

Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002). СПб., Издательство ВСЕГЕИ, 2009, 267 с.

Русакова Т.Б. Позднеюрско-неокомовый вулканизм Северного Приохотья: геология, тектоническая обстановка, рудоносность // Тихоокеанская геология, 2011, т. 30, № 5, с. 53—67.

Тихомиров П.Л. Крупнейшие фанерозойские провинции кремнекислого вулканизма: геодинамическая позиция и условия формирования // Вестн. МГУ, Сер. 4. Геология, 2010, № 3, с. 42—50.

Тихомиров П.Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм северо-востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма: Автореф. дис.... д. г.-м. н. М., МГУ, 2018, 44 с.

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2009, т. 47, № 11, с. 1181—1199.

Трунов Б.Д. Геологическая карта СССР. М-б 1:200 000. Серия Анадырская. Лист Q-59-XXI, XXII / Ред. Г.Г. Кайгородцев. Л., Картфабрика ВАГТ, 1977.

Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М., Наука, 1986, 286 с.

Устиев Е.К. Охотский тектономагматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы // Советская геология, 1959, № 3, с. 3—26.

Устиев Е.К. Охотский структурный пояс и проблемы вулканоплутонических формаций // Проблемы магмы и генезис изверженных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 161—182.

Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М., Недра, 1988, 264 с.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геодинамических обстановок. М., Изд-во Моск. ун-та, 1997, 320 с.

Шпетный А.П., Ичетовкин Н.В., Кайгородцев Г.Г. Магматические комплексы Северо-Востока СССР и их положение в геологических структурах // Магматизм северо-востока Азии. Труды Первого сев.-вост. петрографического совещания. Ч. 1. Магадан, Магадан. кн. изд-во, 1974, с. 25—38.

Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // Geochim. Cosmochim. Acta, 1977, v. 41, № 1, p. 15—32.

Gill J.B. Orogenic andesites and plate tectonics. New York, Springer, 1981, 390 p.

Grantz A., Hart P.E., Childers V.A. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada basins, Arctic Ocean / Eds. A.M. Spencer, A.F. Embry, D.L. Gautier, A.F. Stoupakova, K. Sørensen // Arctic Petroleum Geology: Geol. Soc. London Mem., 2011, v. 35, p. 771—799.

Gustafson L.B., Orquera W., McWilliam M., Castro M., Olivares O., Rojas G., Maluenda J., Mendez M. Multiple centers of mineralization in the Indio Muerto District, El Salvador, Chile // Econ. Geol., 2001, v. 96, p. 325—350.

- James D.E., Sacks I.S.** Cenozoic formation of the Central Andes: a geophysical perspective // *Geology and ore deposits of the Central Andes* / Ed. B.J. Skinner. Soc. Econ. Geol. Spec. Publ. 7, 1999, p. 1—25.
- Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G.** The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite / Eds. D.G. Gee, V. Pease // *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica*. Geol. Soc. London Mem., 2004, v. 30, p. 69—74.
- Le Maitre R.W.** A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geosciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, Oxford, Blackwell Scientific Publications, 1989, 193 p.
- Ludwig K.R.** SQUID 1.12. A user's manual. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2005a, 22 p.
- Ludwig K.R.** User's manual for ISOPLOT/Ex 3.22. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2005b, 71 p.
- Miller E.L., Toro J., Gehrels G., Amato J.M., Prokopyev A.V., Tuchkova M.I., Akinin V.V., Dumitru T.A., Moore T.E., Cecile M.P.** New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U–Pb detrital zircon geochronology // *Tectonics*, 2006, v. 25, № 3, p. TC3013.
- Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scotese C.R., Scoll D.W., Fujita K.** Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. US Geological Survey Professional paper 1626, 2001, 122 p.
- Ogg J.G., Ogg G., Gradstein F.M.** The concise Geologic Time Scale. New York, Cambridge University Press, 2008, 177 p.
- Rudnick R.L., Gao S.** Composition of the continental crust // *Treatise on geochemistry* / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Amsterdam, Elsevier, 2004, v. 3. p. 1—64.
- Shibata T., Nakamura E.** Across-arc variations of isotope and trace element compositions from Quaternary basaltic volcanic rocks in northeastern Japan: implications for interaction between subducted oceanic slab and mantle wedge // *J. Geophys. Res.*, 1997, v. 102, № B4, p. 8051—8064.
- Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Khudoley A.K., Morozov O.L., Luchitskaya M.V., Tuchkova M.I., Layer P.W.** Tectonic reconstruction of Uda–Murgal arc and the Late Jurassic and Early Cretaceous convergent margin of Northeast Asia–Northwest Pacific // *Geology, geophysics and tectonics of Northeastern Russia: A tribute to Leonid Parfenov*. Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 4, 2009, p. 273—288.
- Steiger R.H., Jäger E.** Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 36, № 3, p. 359—362.
- Sun S.-S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 313—345.
- Tatsumi Y., Eggins S.** Subduction zone magmatism (Frontiers in Earth sciences). Oxford, Blackwell Science, 1995, 211 p.
- Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Kobayashi K., Nakamura E.** Late Mesozoic silicic magmatism of the North Chukotka area (NE Russia): age, magma sources, and geodynamic implications // *Lithos*, 2008, v. 105, p. 329—346.
- Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Moriguti T., Makishima A., Kobayashi K., Cherepanova I.Yu., Nakamura E.** The Cretaceous Okhotsk–Chukotka Volcanic Belt (NE Russia): geology, geochronology, magma output rates, and implications on the genesis of silicic LIPs // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2012, v. 221—222, p. 14—32.
- Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Moriguti T., Makishima A., Kobayashi K., Nakamura E.** Trace element and isotopic geochemistry of Cretaceous magmatism in NE Asia: Spatial zonation, temporal evolution, and tectonic controls // *Lithos*, 2016, v. 264, p. 453—471.
- Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W.** Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analysis // *Geostand. Newslett.*, 1995, v. 19, p. 1—23.
- Wilson M.** Igneous petrogenesis: A global tectonic approach. London, Unwin Hyman, 1989, 466 p.
- Zhou Y., Liang X., Kröner A., Cai Y., Shao T., Wen S., Jiang Y., Fu J., Wang C., Dong C.** Late Cretaceous lithospheric extension in SE China: Constraints from volcanic rocks in Hainan Island // *Lithos*, 2015, v. 232, p. 100—110.