

**МЕЛОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ФРОНТАЛЬНОЙ ЗОНЫ МОНЕРОНО-САМАРГИНСКОЙ
ОСТРОВНОЙ ДУГИ: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО БАЗАЛЬТАМ ГЛУБОКОЙ
СКВАЖИНЫ О. МОНЕРОН (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)**

В.П. Симаненко¹, С.В. Рассказов², Т.А. Ясныгина², Л.Ф. Симаненко¹, А.А. Чащин¹

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100-лет Владивостока 159, г. Владивосток, 690022, e-mail: Simanenko-07@yandex.ru

²Институт земной коры СО РАН, ул. Лермонтова 128, г. Иркутск, 664033, e-mail: rassk@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 12 ноября 2009 г.

В меловых вулканических породах, вскрытых глубокой скважиной на о. Монерон в интервале глубин 1253–4011 м, изучены вариации петрогенных оксидов и микроэлементов. Вулканогенный разрез включает два комплекса: раннемеловой и позднемеловой. Породы раннемелового комплекса залегают ниже глубины 1500 м. По химическому составу они относятся к низкокалийевым островодужным толеитам, а распределение микроэлементов свидетельствует об образовании их в надсубдукционном мантийном клине под влиянием водных флюидов, поступавших вначале из субдуцирующих осадков и океанической плиты при дегидратации субдуцируемых осадочных пород и океанических базальтов, а на заключительных этапах – преимущественно из базальтов океанической плиты. Раннемеловые базальты из скважины относятся к фронтальной части Монероно-Самаргинской островодужной системы. Вулканические породы позднемелового комплекса залегают выше глубины 1500 м. Они также представляют собой надсубдукционный геодинамический тип, но уже в структуре Восточно-Сихотэ-Алинского окраинно-континентального вулканического пояса, формировавшегося после аккреции Монероно-Самаргинской островодужной системы к Азиатскому континенту.

Среди островодужного разреза Монеронской скважины встречаются дайки андезибазальтов, по геохимическим характеристикам сопоставимые с ранне-среднемиоценовыми вулканическими породами Юго-Западного Сахалина.

Ключевые слова: мел, кайнозой, вулканические породы, базальты, диабазы, микроэлементы, Японское море.

ВВЕДЕНИЕ

Остров Монерон расположен в соединении Татарского пролива с Японским морем, в 43 км западнее юго-западного побережья острова Сахалин, и представляет собой вытянутый с юга на север гористый участок суши размером 7.1×4.0 км и площадью около 30 км² (рис. 1). В структурном отношении о. Монерон приурочен к Ребуно-Монеронскому подводному антиклинальному поднятию – клиновидному тектоническому блоку среди кайнозойских вулканических отложений, сложенному мощной толщей меловых вулканических пород и ограниченному субмеридиональными разломами. Поднятие частично выступает над поверхностью моря в виде островов Теури, Рисири, Ребун и Монерон. При ширине около 50 км поднятие прослеживается на расстоянии около

500 км от острова Хоккайдо на юге до широты м. Слепиковского на Сахалине и отчетливо фиксируется на космических снимках [7]. На о. Хоккайдо продолжением этого поднятия, видимо, являются горы Кабато. Поднятие отражается в геофизических полях положительными магнитными и гравитационными аномалиями [2, 9, 15, 16], трассирующими крупные зоны разломов земной коры.

В связи с выявлением перспектив нефтегазоносности шельфа Сахалина в начале 70-х годов прошлого века на о. Монерон была пробурена параметрическая скважина глубиной 4125 м, вскрывшая разрез вулканических и вулканогенно-осадочных пород, подразделенных на три комплекса: кайнозойский, позднемеловой и позднеюрско-раннемеловой [15, 16]. По особенностям химического состава, положе-

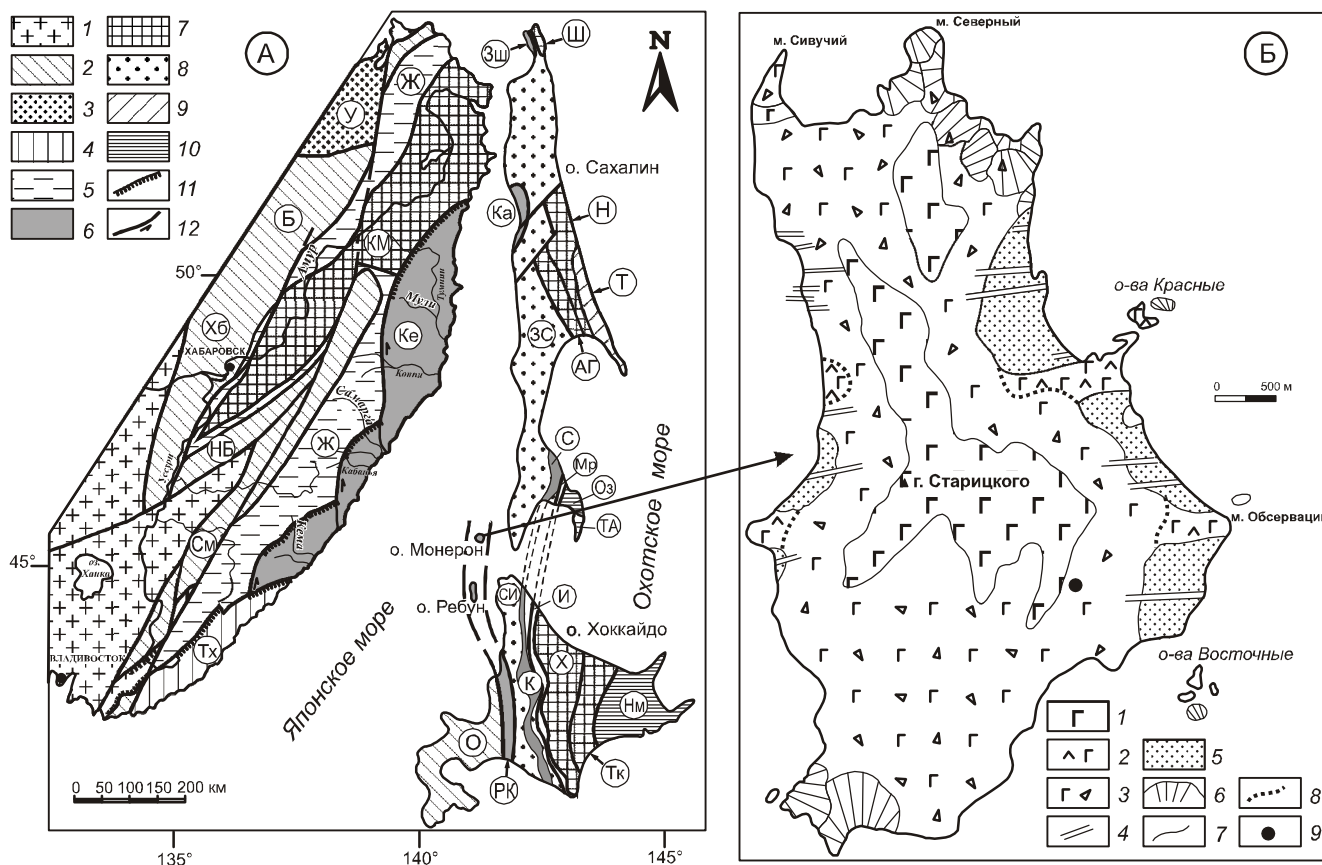


Рис. 1. А. Схема тектонического районирования юга Дальнего Востока России и прилегающих территорий.

1–10 – террейны: 1 – домезозойские; 2–3 – юрские: 2 – аккреционные призмы, 3 – турбидитовые; 4–6 – раннемеловые: 4 – аккреционные призмы, 5 – турбидитовые, 6 – островодужные (Монероно-Самаргинской островной дуги); 7–9 – ранне-позднемеловые: 7 – аккреционные призмы, 8 – турбидитовые, 9 – островодужные; 10 – поздне-меловые–палеогеновые островодужные; 11–12 – разломы: 11 – надвиги, 12 – сдвиги. Террейны: См – Самаркинский, НБ – Наданьхада-Бикинский, Хб – Хабаровский, Б – Баджалский, У – Ульбанский, КМ – Киселевско-Маноминский, Тх – Таухинский, Ж – Журавлевский, К – Кемский, ЗС – Западно-Сахалинский, Н – Набильский, Т – Терпения, ЗШ – Западно-Шмидтовский, Ш – Шмидтовский, Ка – Камышовый, С – Сусунайский, Мр – Марейский, Оз – Озерский, ТА – Тонино-Анивский, О – Оshima, РК – Ребун-Кабато, СИ – Сорачи-Иезо, К – Камуикотан, И – Идонанпу, Х – Хидака, Тк – Токоро, Нм – Немуро.

Б. Схема геологического строения о. Монерон. Составлена по материалам отчета Л.А. Павлова (РОСГЕОЛ-ФОНД), 1972 г.

1–3 – вулканические породы верхнего комплекса (средний миоцен): подушечные лавы базальтов (1), андезибазальтов (2); гиа-локластиты (3); 4 – дайки долеритов; 5 – вулканогенно-осадочные породы нижнего комплекса (средний миоцен); 6 – неки и шлаковые конусы; 7–8 – границы: геологических тел (7) и фациальные (8); 9 – местоположение параметрической скважины.

нию в разрезе и ассоциации с вулканогенно-осадочными образованиями авторы пришли к выводу о сходстве вулканитов двух нижних комплексов Монеронской скважины с вулканитами океанических поднятий [15, 16] и сравнивали их с юрско-меловыми океаническими образованиями формаций Сорачи и Йезо Японии. Однако последующими исследованиями с привлечением данных по когерентным микроэлементам было показано, что по основным петрогеохимическим показателям (повышенные глинозёмистость и железистость, пониженные содержания MgO, TiO₂, Ni, Cr и повышенные содержания V) ран-

немеловые базальты о. Монерон относятся к островодужному типу [3]. Японские геологи, изучавшие меловые вулканические формации на о. Ребун и гор Кабато о. Хоккайдо [28, 38, 39], пришли к выводу об островодужной их природе и выделили их в Ребун-Кабато вулканический пояс. Основываясь на единичных геохимических данных, мы также рассматривали меловые вулканические образования о. Монерон как островодужные и включили их в состав фронтальной части существовавшей в раннем мелу на окраине Азиатского континента Монероно-Самаргинской островодужной системы [23, 24, 35 и др.].

Целью настоящего исследования является уточнение на основе новых аналитических данных геодинамических условий образования меловых вулканических комплексов о. Монерон.

Фактической основой работы послужил каменный материал керна Монеронской скважины, переданный в ДВГИ ДВО РАН для исследования Б.Н. Пискуновым. Три образца представленной коллекции характеризуют нижнюю часть позднемелового комплекса, большая же часть образцов равномерно распределена по разрезу раннемелового комплекса. Петрогенные оксиды определены в лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток) методом “мокрой” химии. Остальные аналитические исследования проводились в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры СО РАН (г. Иркутск). Концентрации микроэлементов определены методом ICP-MS на масс-спектрометре VG Plasma Quad II+ Байкальского Центра коллективного пользования. Методики лабораторной подготовки проб и их масс-спектрометрического анализа приведены в работе [18]. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование пород проводилось в геохронологической лаборатории Института геологии и геофизики Китайской академии наук, Пекин (аналитики: Х. Хе и А.В. Иванов).

ГЕОЛОГИЯ

Надводная часть о. Монерон сложена миоценовыми вулканическими и вулканогенно-осадочными породами, различающимися по строению, составу и происхождению, которые подразделяются на два комплекса: нижний и верхний [5, 6, 15, 16]. Породы нижнего комплекса развиты узкой полосой шириной менее 1 км на восточном побережье, обнажаясь в береговых обрывах высотой до 150 м. Отдельные выходы известны и на западном побережье (рис. 1). Этот комплекс сложен вулканогенно-осадочными отложениями, состоящими из чередования светло-серых туфов среднего и кислого состава с прослоями туфоалевролитов, гравелитов и аргиллитов, подразделенными на семь пачек общей мощностью около 150 м [6]. По составу морской фауны эти отложения относятся к среднему миоцену и сопоставляются с породами невельской [5, 6], либо курасийской [16] свит Южного Сахалина. Породы верхнего комплекса, мощностью до 500 м, согласно залегают на породах нижнего и представлены потоками подушечных и шаровых лав, лавобрекчий, гиалокластитов базальтов и андезибазальтов, с прослоями туфов и вулканомиктовых пород. В последних обнаружены обломки раковин среднемиоценовых моллюсков [6]. Эти отложения сопоставляются с породами чеховской [6] или анивской [16] свит Сахалина. Вулканические породы обоих комплексов

прорываются многочисленными дайками, силлами и некками субвулканических долеритов.

Бурение параметрической скважины до глубины 341 м велось по породам среднемиоценового возраста без отбора керна. В интервале 341–4215 м (рис. 2) скважиной вскрыт сложный разрез чередования лаво-пирокластических, вулканогенно-осадочных и вулканомиктовых пород базальтового состава, разделенных на два разновозрастных комплекса: нижний, датированный поздней юрой–ранним мелом (4215–1481 м), и верхний, датированный поздним мелом (1481–341 м) [16]. Нижний комплекс состоит из нескольких вулканогенных толщ. В интервале 4215–3514 м выделена толща диабазов, долеритов, миндалекаменных базальтов, содержащих прослой туффилов, песчаников и гравелитобрекчий. Породы толщи подвержены интенсивным зеленокаменным изменениям с развитием эпидота, хлорита, пумпеллита, кварца, кальцита по основной массе и прожилков пумпеллит-карбонатного и альбит-цеолит-кварцевого состава в зонах дробления и милонитизации. На глубинах 3650 м, 3700 м и 3850 м для базальтов были получены К-Аг датировки 141 ± 3 , 77 ± 3 , 86 ± 5 млн лет, соответственно. Первое значение К-Аг возраста послужило основанием для датирования нижележащих отложений поздней юрой. Два других значения интерпретировались авторами как возраст молодых силлов и секущих даек [16].

В интервале 3514–1481 м разрез сложен толщиной вулканогенных и вулканомиктовых пород. Внизу этой толщи (интервал 3514–2950 м) залегают преимущественно лавы и лавобрекчий афировых базальтов с редкими прослоями вулканомиктовых брекчий и песчаников. Средняя часть (интервал 2950–2050 м) сложена крупнопорфировыми миндалекаменными плагиоклазовыми базальтами и андезибазальтами, гиалокластитам, а в нижней части – чередованием вулканомиктовых гравелитобрекчий с афировыми альбитизированными базальтами. Верхняя часть (интервал 2050–1481 м) сложена лавами и лавобрекчиями палагонитизированных гиалобазальтов и афировых миндалекаменных базальтов с единичными потоками трахиандезитов и трахиандезибазальтов и прослоями алевритистых песчаников, содержащих обломки иноцеромов. Для этой части разреза отмечается резко неравномерная степень вторичных изменений пород, смена процессов палагонитизации альбитизацией и хлоритизацией с глубиной, значительная раздробленность пород, сопровождаемая развитием густой сети пренит-тремолитовых и кварц-альбитовых прожилков. В интервале 1500–1660 м были получены К-Аг датировки базальтов 98 ± 12 , 118 ± 7 , 103 ± 13 млн лет, а на глубинах

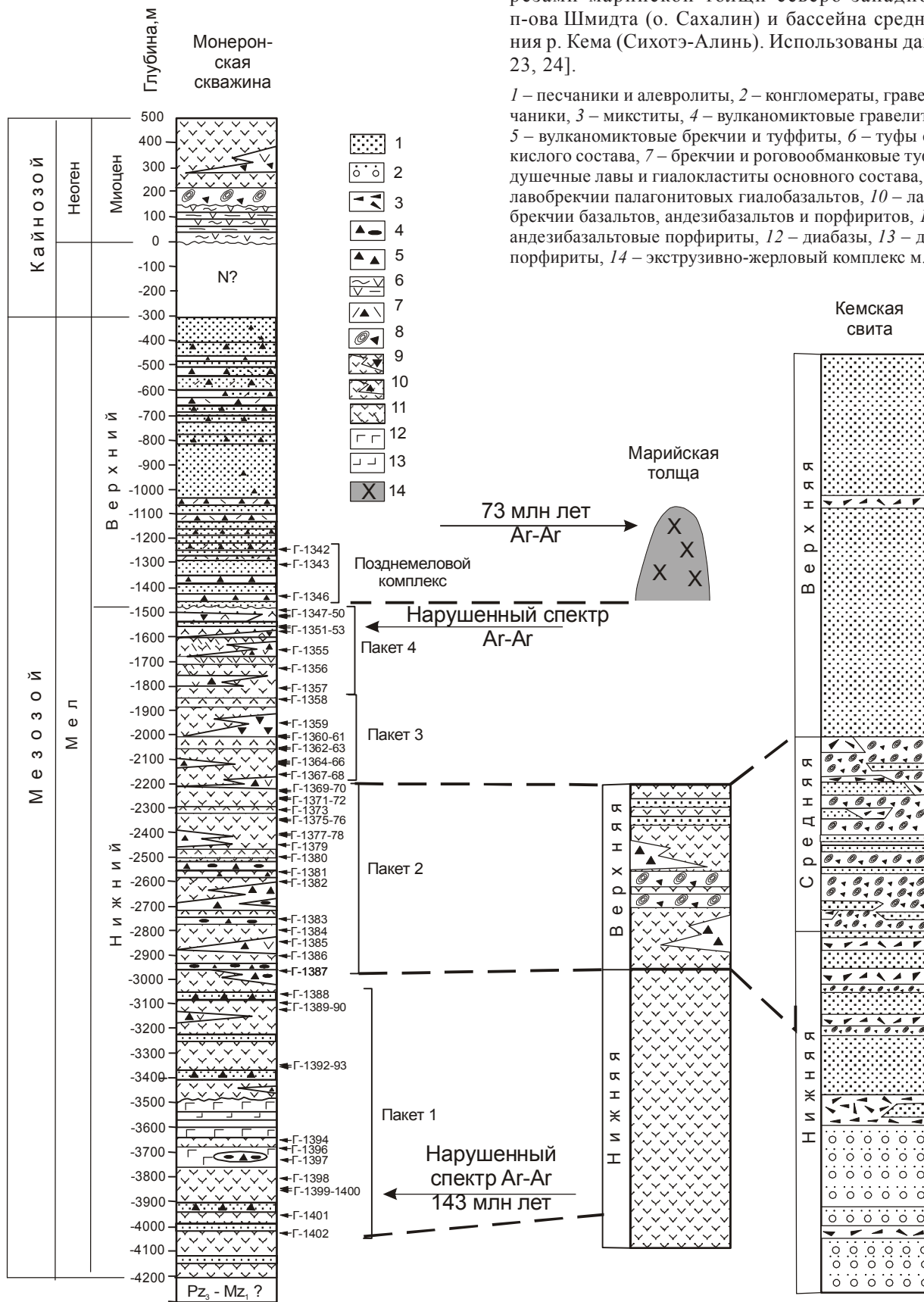


Рис. 2. Корреляция разреза скважины о. Монерон с разрезами марийской толщи северо-западной части п-ова Шмидта (о. Сахалин) и бассейна среднего течения р. Кема (Сихотэ-Алинь). Используются данные [16, 23, 24].

1 – песчаники и алевролиты, 2 – конгломераты, гравелиты, песчаники, 3 – микститы, 4 – вулканомиктовые гравелитобрекчии, 5 – вулканомиктовые брекчии и туффиты, 6 – туфы среднего и кислого состава, 7 – брекчии и роговообманковые туфы, 8 – подушечные лавы и гиалокластиты основного состава, 9 – лавы и лавобрекчии палагонитовых гиалобазальтов, 10 – лавы и лавобрекчии базальтов, андезибазальтов и порфиритов, 11 – трахиандезибазальтовые порфириты, 12 – диабазы, 13 – диабазовые порфириты, 14 – экструзивно-жерловый комплекс м. Марии.

2000, 2300 и 2700 м – значения 59 ± 3 , 90 ± 7 , 85 ± 1 млн лет, соответственно [16]. Две наиболее древние датировки свидетельствовали о раннемеловом возрасте пород, остальные указывали на вторичные изменения пород или позднее внедрение даек. В целом эта часть разреза скважины датировалась поздней юрой – ранним мелом [16] и сопоставлялась с валанжин-барремским разрезом базальтов и агломератов о. Ребун [28] и верхней частью серии Сорачи о. Хоккайдо.

Позднемеловой комплекс в интервале 1481–341 м представлен вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами с прослоями туфобрекчий, туффитов и туфов андезитов и андезибазальтов. Породы подвержены гидротермально-метасоматическим изменениям с образованием карбонатов, цеолитов, опала, хлорита, гидроксидов железа, указывающих на цеолитовую стадию зеленокаменного метаморфизма. В осадочных породах комплекса интервалов глубин 341–346 м и 843–848 м обнаружены споры и пыльца позднемеловых растений, характерных для сенондатских отложений Дальнего Востока, а в интервале 341–812 м – позднемеловые радиоларии [15, 16].

По петрохимическому составу вулканы нижнего и верхнего комплексов были подразделены на щелочно-известковую и известковую серии толеитового типа магм и субщелочную и щелочную – щелочного оливин-базальтового типа магм в систематике Б.Н. Пискунова [17]. Выявлено неравномерное распределение вулканитов разных петрохимических серий по разрезу [3]. В его верхней части (интервал 2000–1700 м) преобладают щелочные базальты, стратиграфически ниже находятся субщелочные базальты. Отдельные потоки щелочных базальтов встречены до глубины 3100 м. Базальты субщелочной серии располагаются на глубинах 2000–2140 м, 2350–2410 м, 3120–3740 м. Щелочно-известковые и известковые базальты толеитового типа встречены в разных частях позднеюрско-раннемелового разреза и преобладают в его верхней части (интервал 1500–1660 м).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ РАЗРЕЗА И ОЦЕНКИ СТЕПЕНИ ВТОРИЧНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ПОРОД

Вулканические породы раннемеловой части разреза скважины, в общем, близки по минерально-петрографическому составу и отличаются структурно-текстурными особенностями и степенью вторичных изменений. Долериты – полнокристаллические мелкозернистые, слабо порфириновые породы с офитовой, иногда паковой (в понимании В.Н. Лапина, Т.И. Фроловой) [10] структурой основной массы. Сложны они альбитизированным плагиоклазом (андезин-лабрадор), клинопироксеном (авгит-диопсид), пере-

менным количеством рудных минералов (магнетит или титаномагнетит) и вторичными минералами. Среди базальтов выделяются плагиофировые, пироксен-плагиофировые, афировые разновидности с интерсертальной, гиалопилитовой, витрофировой основной массой. Преобладают мелкопористые текстуры с порами до 5 мм, выполненными вторичными минералами. Встречаются также лавобрекчии базальтов (обр. Г-1355, Г-1372), состоящие из обломков базальтов с разными структурами основной массы (гиалопилитовой, интерсертальной, толеитовой). Туфы верхней части скважины кристаллокластические псефитовые, состоят из обломков базальтов, андезитов, плагиоклазов, пироксенов и пеплового цемента. Вулканогенно-осадочные породы представлены мелкозернистыми вулканомиктовыми песчаниками с неопределимыми остатками микрофауны (обр. Г-1343) и алевролитами.

В интервале 4011–3011 м превалируют долериты и микродолериты с подчиненным количеством менее раскристаллизованных базальтов. В интервале 3000–1480 м преобладают базальты и редко встречаются долериты (обр. Г-1371, Г-1375, Г-1384). Интервал 1480–1253 м представлен туфами и вулканомиктовыми осадочными породами.

Породы подверглись низкотемпературному зеленокаменному метаморфизму и спилитизации [13]. Степень измененности пород крайне неравномерная. Среди пород нижней долеритовой части разреза широко развиты альбит, хлорит, эпидот, пренит и карбонаты, замещающие первичные минералы, выполняющие миндалины и тонкие прожилки, указывающие на среднетемпературную пренит-пумпеллиитовую стадию зеленокаменного метаморфизма. В средней нижнемеловой базальтовой части первичные минералы замещаются альбитом, цеолитами, хлоритом, карбонатами, гидроксидами железа, опалом, что указывает на низкотемпературную цеолитовую стадию метаморфизма. Вверху нижнемелового разреза и в верхнемеловых туфах вместе с перечисленными минералами фиксируется гидрослюда и глинистые минералы, свидетельствующие о низкотемпературной пропилитизации пород.

Для удобства изложения и сопоставления аналитических данных нижнемеловой комплекс разделен на четыре пакета по преобладающим типам вулканических пород. Первый пакет включает породы диабазовой толщи и лавы афировых базальтов в интервале 4011–3070 м (обр. Г-1402 – Г-1388, табл. и рис. 2). Второй пакет образуют лавы и лавобрекчии плагиоклазовых порфиритов в интервале 2965–2200 м (обр. Г-1387 – Г-1369). Третий пакет составляют лавы и лавобрекчии афировых миндалекамен-

ных базальтов и гиаобазальтов интервала 2157–1840 м (обр. Г-1368 – Г-1358). Четвертый пакет образуют лавы и лавобрекчии базальтов и андезитбазальтов интервала 1810–1500 м (обр. Г-1357 – Г-1349). В отдельный, пятый пакет выделены верхнемеловые туфы и вулканомиктовые осадочные породы интервала 1486–1253 м (обр. Г-1346 – Г-1342).

ОЦЕНКИ ВОЗРАСТА ПОРОД С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ AR-AR ДАТИРОВАНИЯ

Для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования отобраны образцы нижнего (первого) (Г-1400, глубина 3867–3870 м) и верхнего (четвертого) (Г-1350, глубина 1507–1514 м) пакетов нижнемелового комплекса. Образец Г-1400 представляет собой плагиофировый базальт с гиаопилитовой основной массой. Вкрапленники основного плагиоклаза замещены криптозернистыми агрегатами мусковита. Основная масса сложена длинно-призматическими микролитами плагиоклаза с расщепленными окончаниями и скелетными формами незавершенного роста, образующими звездчатое расположение в буром, слабо просвечивающем вулканическом стекле. Образец Г-1350 – плагиофировый базальт с гиаопилитовой, участками интерсертальной основной массой. Вкрапленники плагиоклаза имеют зональное строение. Ядерные зоны на 10–15 % замещены соссюритом, с сохранением более кислых краевых зон. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза и кристаллами клинопироксена, беспорядочно разбросанными в темно-буром вулканическом стекле. Для обоих образцов датирование проводилось по основной массе породы и монофракциям плагиоклаза. Значений абсолютного возраста не получено, поэтому результаты ни в табличной, ни в графической форме не приводятся.

По основной массе образца Г-1400 в обратных изохронных координатах получен спектр, подобный по конфигурации точек спектру с потерями аргона в геологическом прошлом [20]. Характерная часть спектра – точки, спускающиеся в левой части диаграммы к оси абсцисс до ее пересечения. Рассчитанное значение кажущегося возраста 143 млн лет значительно (на десятки млн лет) превышает истинный возраст кристаллизации породы. В спектре плагиоклаза обр. Г-1400 в обратных изохронных координатах выделяются две группы точек, распределяющиеся субпараллельно оси абсцисс. Левая группа точек отражает потери аргона в плагиоклазе, а правая – содержания аргона в новообразованной светлой слюде. Правая группа точек дает предельную оценку времени потерь аргона как позднекайнозойскую. Отсутствие линейности распределения точек не дает возможности более точной оценки времени наложенных процессов.

По основной массе обр. Г-1350 в обратных изохронных координатах получено поле точек с большой дисперсией ($\sigma = 0.018$). Наклон линии регрессии по отношению к начальному воздушному аргону дает среднюю оценку возраста 114 млн лет. Измерения по плагиоклазу также дали линейное распределение точек с большой дисперсией ($\sigma = 0.011$). Рассчитанное значение возраста составляет ~60 млн лет. Очевидно, что спектры изотопов аргона нарушены и не дают верной оценки геологического возраста образца.

Неинтерпретируемые результаты Ar-Ar датирования и общая высокая степень вторичных изменений имеющейся коллекции вулканических пород из скважины ставит под сомнение значения для оценки возраста их кристаллизации, полученные прежде традиционным K-Ar методом [16]. K-Ar датировка границы юры-мела (141 млн лет, [16]) для первого пакета соответствует полученному кажущемуся $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрасту этого пакета (143 млн лет), существенно превышающему истинный возраст кристаллизации. Видимо, первый пакет должен относиться не к юре, а к раннему мелу.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Петрогенные оксиды

В меловых породах скважины содержание SiO_2 изменяется от 40 до 56 мас. %. В наименее кремнеземистых разновидностях ($\text{SiO}_2 < 46$ мас. %) наблюдаются высокие потери при прокаливании ($\text{H}_2\text{O}^+ + \text{H}_2\text{O}^- = 7\text{--}11$ мас. %). Большинство пород характеризуется суммой щелочей $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в интервале от 3.5 до 7.0 мас. %, при повышенном содержании натрия, что дало основание предыдущим исследователям относить некоторые из них к субщелочной и щелочной сериям. Содержание K_2O варьирует от 0.20 до 2.28 мас. %. Исключение составляет образец Г-1358, в котором содержание калия сильно понижено, возможно, вследствие выноса этого элемента при хлоритизации. Отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в основном варьирует от 1 до 5, а в сильно измененных породах увеличивается до 20 и более. Увеличение содержаний натрия и снижение – калия происходит на фоне снижения содержаний конституционной воды. Коэффициент алкаитности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, мол. %) во всех типах пород много ниже единицы. При петрографических исследованиях щелочные минералы не обнаружены. Следовательно, повышенная натриевая щелочность пород обусловлена вторичными изменениями. На диаграмме $\text{CaO} - \text{Na}_2\text{O}$ точки составов пород скважины располагаются вдоль “спилитового” тренда [22] низкотемпературного изменения базальтов, что обуславливает образование в породах парагенезиса альбита

Таблица. (Продолжение).

Компоненты	Г-1355	Г-1356	Г-1357	Г-1358	Г-1359	Г-1360	Г-1361	Г-1362	Г-1363	Г-1364
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Интервал глубины	1653-1660	1713-1718	1806-1810	1840-1853	1946-1950	2002-2005	2005-2009	2059-2062	2062-2066	2103-2106
SiO ₂	47.28	54.75	49.55	55.42	54.25	51.14	46.29	45.45	44.39	51
TiO ₂	1.45	1.22	1.39	1.05	1.22	1.27	1.35	1.04	1.07	0.87
Al ₂ O ₃	15.86	15.52	16.87	16.33	13.51	15.38	16.08	19.08	18.13	17.15
Fe ₂ O ₃	5.45	4.37	6.84	4.43	3.13	3.72	7	3.36	4.55	2.81
FeO	6.3	5.69	5.42	4.78	5.67	6.98	4.92	7.52	5.16	6.02
MnO	0.22	0.19	0.18	0.22	0.46	0.17	0.18	0.17	0.17	0.16
MgO	3.76	3.44	4.23	2.69	2.62	4.63	4.57	4.9	4.24	4.8
CaO	7.87	4.52	4.15	4.33	9.86	7.27	8.71	8.38	10.17	8.03
Na ₂ O	2.25	4.73	5.01	6.13	2.79	4.24	2.6	2.84	4	4.27
K ₂ O	0.76	1.83	1	0.05	1.39	0.61	0.8	0.53	0.17	0.48
P ₂ O ₅	0.39	0.28	0.26	0.46	0.33	0.27	0.18	0.23	0.18	0.25
H ₂ O ⁻	1.68	0.35	1.14	0.64	0.39	0.74	2.8	0.6	0.41	0.28
H ₂ O ⁺	6.86	2.6	3.7	2.93	4.3	3.36	5	5.88	6.9	3.86
CO ₂										
Сумма	100.13	99.49	99.74	99.46	99.92	99.83	100.19	99.98	99.54	99.98
Sc	39.12	40.79	35.95	25.71	32.56	42.13	40.34	34.81	37.01	32.26
Rb	13.37	30.91	13.21	0.83	14.86	8.27	10.92	7.81	2.17	7.92
Sr	1815.7	315.89	189.85	124.88	743.92	249.71	347.08	363.98	452.91	369.32
Y	32.78	29.95	30.34	54.52	21.49	24.85	19.79	22.47	22.91	18.01
Zr	87.44	78.75	82.55	152.83	44.49	49.55	46.93	46.70	55.28	48.00
Nb	4.23	3.76	3.73	8.92	2.40	2.12	2.02	2.11	2.00	1.74
Ga	17.38	13.47	17.13	20.98	14.93	16.40	16.64	14.25	20.79	12.91
Cs	1.69	0.52	0.13	0.10	0.75	0.31	0.81	1.30	0.11	0.21
Ba	213.47	200.21	187.10	11.15	157.34	273.58	407.96	327.32	43.81	78.49
La	9.65	6.64	8.66	19.14	6.00	5.41	4.54	4.85	5.30	4.29
Ce	22.69	17.25	20.04	47.33	14.87	13.64	11.16	11.61	12.11	10.26
Pr	2.92	2.71	3.01	6.33	2.27	1.89	1.73	1.59	1.85	1.59
Nd	15.99	13.02	13.90	33.21	11.16	10.07	8.31	9.67	8.79	7.81
Sm	4.49	4.28	4.10	9.20	3.38	3.30	2.71	2.43	2.95	2.26
Eu	1.63	1.35	1.32	2.54	1.17	1.26	1.08	1.06	1.12	0.88
Gd	5.16	4.76	4.67	9.08	3.72	3.64	3.24	2.88	3.04	3.04
Tb	0.82	0.84	0.82	1.37	0.56	0.58	0.60	0.58	0.51	0.53
Dy	5.51	5.35	5.22	9.15	3.54	3.98	3.39	3.45	3.75	3.15
Ho	1.24	1.13	1.14	1.93	0.76	0.85	0.76	0.88	0.83	0.66
Er	3.65	3.22	3.05	5.93	2.27	2.73	2.26	2.19	2.38	1.91
Tm	0.70	0.72	0.58	1.13	0.40	0.56	0.38	0.40	0.42	0.35
Yb	3.62	3.16	3.10	5.71	1.82	2.27	2.15	2.00	2.13	1.79
Lu	0.51	0.47	0.43	0.79	0.33	0.34	0.28	0.31	0.32	0.27
Hf	2.87	2.12	2.17	4.66	1.38	1.57	1.31	1.27	1.87	1.34
Ta	0.28	0.24	0.25	0.66	0.15	0.16	0.13	0.17	0.17	0.10
Pb	2.89	2.48	2.85	6.02	1.50	0.88	2.29	0.71	1.21	1.31
Th	1.51	1.36	1.25	2.70	0.67	0.68	0.68	0.56	0.62	0.49
U	0.45	0.60	0.58	0.68	0.49	0.24	0.22	0.13	0.23	0.16
Cr	6.31	5.19	4.51	6.74	26.82	26.01	23.72	47.19	55.77	53.76
Co	28.91	25.32	22.54	12.72	16.92	32.87	26.24	34.43	40.20	27.78
Ni	4.57	3.58	2.61	2.54	4.90	7.86	6.40	15.88	22.02	16.75
V	268.76	263.46	243.77	64.97	375.22	408.86	380.86	319.67	341.74	288.80

Таблица. (Продолжение).

Компоненты	Г-1365	Г-1366	Г-1367	Г-1368	Г-1369	Г-1370	Г-1371	Г-1372	Г-1373	Г-1374
	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Интервал глубины	2106-2112	2106-2112	2154-2157	2154-2157	2204-2210	2204-2210	2244-2272	2264-2272	2305-2313	2305-2313
SiO ₂	46.76	47.3	46.74	46.67	44.08	46.97	52.34	46.4	46.89	49.54
TiO ₂	1.11	0.91	1.27	0.89	1.08	0.93	1.77	1.03	1.93	1.45
Al ₂ O ₃	17.51	18.45	16.8	17.98	17.85	18.4	15	19.32	16.02	15.34
Fe ₂ O ₃	4.08	3.37	4.88	3.09	3.62	3.23	5.47	5.69	6.15	4.07
FeO	5.87	5.84	6.24	7.12	6.56	5.4	5.93	5.51	7.06	7.56
MnO	0.19	0.16	0.18	0.19	0.21	0.18	0.2	0.16	0.19	0.21
MgO	4.09	4.38	4.48	4.3	4.45	3.96	3.64	4.1	5.35	4.63
CaO	9.9	9.32	9.03	10.45	10.23	10.33	6.56	9.54	6.75	6.93
Na ₂ O	4	3.06	4.29	2.74	3.62	2.88	5.14	0.95	4.2	2.33
K ₂ O	0.26	0.48	0.35	0.63	0.19	0.41	0.41	1.01	0.7	1.4
P ₂ O ₅	0.2	0.22	0.23	0.21	0.2	0.2	0.27	0.24	0.26	0.33
H ₂ O ⁻	0.65	0.52	0.63	0.44	0.49	0.49	0.3	1.59	0.77	1.08
H ₂ O ⁺	5.39	5.35	4.88	4.93	6.27	5.07	2.66	3.92	3.55	3.69
CO ₂					1.38	1.67				1.04
Сумма	100.02	99.36	100	99.64	100.23	100.1	99.69	99.49	99.82	99.6
Sc	30.32	33.94	35.34	29.02	35.74	38.25	43.78	32.83	32.56	
Rb	3.63	7.15	3.34	13.07	3.81	6.44	9.51	36.72	8.38	
Sr	345.72	450.97	277.49	328.74	484.83	523.48	253.25	331.85	305.57	
Y	17.67	18.10	20.70	17.32	23.08	22.28	29.24	19.61	18.32	
Zr	41.93	43.95	50.25	56.64	64.37	49.55	74.15	49.14	45.89	
Nb	1.93	1.91	2.38	1.45	2.05	2.48	4.09	2.34	2.45	
Ga	14.47	15.64	17.45	16.04	18.20	16.77	16.11	17.74	16.27	
Cs	0.11	0.12	0.02	0.24	0.13	0.15	0.20	1.01	2.60	
Ba	80.82	120.68	76.79	138.90	46.75	123.30	132.01	92.22	66.15	
La	4.01	4.08	4.61	4.27	4.92	4.87	7.72	3.92	3.87	
Ce	9.88	9.99	11.46	10.22	11.98	12.08	18.33	11.10	10.23	
Pr	1.54	1.54	1.87	1.50	1.73	1.65	2.82	1.80	1.73	
Nd	7.76	7.70	8.89	7.31	9.48	9.42	13.27	9.19	8.30	
Sm	2.31	2.39	2.74	2.57	2.54	2.79	4.09	2.56	2.57	
Eu	0.86	0.84	0.88	0.86	0.92	1.26	1.45	1.11	0.99	
Gd	2.75	2.90	3.28	2.94	2.96	2.98	4.68	3.36	3.07	
Tb	0.53	0.49	0.55	0.46	0.52	0.53	0.80	0.55	0.55	
Dy	2.94	3.17	3.70	2.76	3.73	3.62	4.99	3.36	3.39	
Ho	0.61	0.69	0.75	0.62	0.72	0.78	1.09	0.68	0.71	
Er	1.88	2.01	2.37	1.81	2.37	2.28	3.23	2.11	2.06	
Tm	0.34	0.41	0.45	0.33	0.48	0.47	0.62	0.46	0.38	
Yb	1.73	1.80	2.07	1.64	2.34	2.08	2.98	1.70	1.91	
Lu	0.24	0.30	0.30	0.26	0.30	0.34	0.44	0.32	0.31	
Hf	1.32	1.22	1.29	1.62	2.17	1.78	2.40	1.50	1.34	
Ta	0.10	0.12	0.11	0.12	0.14	0.36	0.23	0.15	0.16	
Pb	2.80	1.98	2.65	1.45	1.10	1.48	2.15	2.02	7.51	
Th	0.58	0.60	0.55	0.42	0.53	0.58	0.88	0.69	0.62	
U	0.16	0.23	0.20	0.27	0.26	0.40	0.33	0.12	0.23	
Cr	37.43	38.38	29.18	36.43	49.70	52.45	9.36	28.97	20.85	
Co	26.89	27.01	29.71	26.23	38.72	36.03	26.60	25.48	25.60	
Ni	15.41	17.75	14.39	14.90	23.67	19.01	5.29	12.11	10.18	
V	280.34	282.45	325.56	304.48	325.12	314.15	379.63	282.85	284.42	

Таблица. (Продолжение).

Компоненты	Г-1375	Г-1377	Г-1378	Г-1379	Г-1380	Г-1381	Г-1382	Г-1383	Г-1384	Г-1385
	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
Интервал глубины	2351-2358	2406-2412	2406-2412	2460-2465	2501-2506	2548-2564	2558-2660	2757-2760	2801-2804	2852-2857
SiO ₂	49.38	45.84	48.3	49.07	49.8	44.9	46.33	50.6	49.63	52.49
TiO ₂	1.88	0.96	0.67	0.92	0.74	1.06	0.79	1.54	1.15	1.39
Al ₂ O ₃	15.46	19.32	19.34	18.68	19.35	19.58	18.89	14.01	18.56	15.96
Fe ₂ O ₃	5.99	3.89	3.08	3.2	4.79	4.26	4.43	4	3.44	4.42
FeO	7.95	6.8	5.67	4.63	3.46	5.15	5.61	8.29	6.97	6.29
MnO	0.22	0.16	0.14	0.1	0.12	0.16	0.14	0.21	0.22	0.21
MgO	4.94	4.33	4.41	3.71	3.73	5.3	5.04	4.48	4.83	4.24
CaO	5.6	7.5	7.64	8.2	9.18	8.83	9.72	7.73	7.57	4.81
Na ₂ O	4.19	3.32	3.57	4.83	1.89	2.26	1.38	4.96	3.31	4.86
K ₂ O	0.78	0.83	0.4	0.24	0.79	1.29	0.47	0.2	0.31	1.67
P ₂ O ₅	0.28	0.23	0.23	0.36	0.24	0.4	0.22	0.59	0.25	0.62
H ₂ O ⁻	0.41	0.8	0.59		1.94	0.7	1.62	0.6	0.24	0.7
H ₂ O ⁺	3	5.55	5.37	5.39	3.86	5.69	4.64	2.41	3.13	2.59
CO ₂										
Сумма	100.1	99.58	99.41	99.33	99.89	99.58	99.25	99.62	99.43	100.25
Sc	45.33	31.48	31.12	32.14	31.53	26.88	41.85	38.05	45.41	
Rb	12.96	14.91	6.08	3.06	13.35	17.21	9.71	1.11	2.46	
Sr	305.50	352.38	454.12	527.87	723.66	686.91	551.34	108.16	536.00	
Y	35.83	15.12	17.01	20.99	20.34	20.94	15.48	29.19	26.31	
Zr	84.78	36.42	50.13	42.36	41.78	41.91	37.00	74.83	52.05	
Nb	4.81	1.27	1.27	1.52	1.53	1.80	1.60	3.51	2.44	
Ga	17.67	15.48	16.09	15.58	18.71	14.97	18.11	17.51	22.60	
Cs	0.43	1.32	0.26	0.07	0.42	1.98	0.78	0.08	0.01	
Ba	347.29	222.63	36.98	95.30	145.95	271.66	51.70	21.32	107.92	
La	9.38	3.74	2.80	5.10	4.40	5.40	2.30	7.74	6.32	
Ce	22.19	8.74	7.49	11.92	10.96	12.14	7.47	18.67	14.82	
Pr	3.25	1.36	1.24	1.54	1.57	1.66	1.29	2.93	2.17	
Nd	17.85	6.79	6.33	8.05	7.42	8.22	6.28	13.49	10.23	
Sm	5.06	2.00	2.13	2.46	2.75	2.34	2.31	4.13	3.32	
Eu	1.75	0.93	0.85	1.04	1.06	1.01	0.92	1.33	1.30	
Gd	5.32	2.27	2.55	2.48	2.83	2.81	2.61	4.39	3.27	
Tb	0.85	0.40	0.48	0.46	0.42	0.44	0.42	0.75	0.59	
Dy	5.92	2.59	3.05	2.88	2.92	3.00	2.88	5.29	4.02	
Ho	1.31	0.60	0.67	0.73	0.70	0.66	0.60	1.05	0.95	
Er	3.53	1.59	1.66	2.16	1.97	1.95	1.98	3.05	2.58	
Tm	0.80	0.34	0.33	0.40	0.35	0.42	0.34	0.61	0.49	
Yb	3.79	1.58	1.90	1.98	1.89	1.88	1.69	3.28	2.46	
Lu	0.52	0.28	0.26	0.30	0.25	0.27	0.32	0.41	0.37	
Hf	3.00	1.03	1.17	1.34	1.13	1.57	1.11	2.09	1.72	
Ta	0.31	0.08	0.09	0.21	0.11	0.11	0.08	0.18	0.38	
Pb	1.53	5.22	1.41	1.87		1.34	5.14	3.47	3.14	
Th	1.01	0.63	0.45	0.62	0.54	0.74	0.57	1.40	0.90	
U	0.34	0.20	0.16	0.34	0.30	0.33	0.14	0.37	0.45	
Cr	11.03	26.43	24.72	32.33	33.62	26.67	30.93	9.71	24.71	
Co	33.79	25.04	24.31	36.79	29.00	27.07	32.06	31.97	34.54	
Ni	5.38	11.52	12.64	24.33	12.88	10.30	12.47	7.84	6.95	
V	421.59	256.84	254.86	261.60	281.49	236.77	301.29	387.70	353.32	

Таблица. (Продолжение).

Компоненты	Г-1386	Г-1387	Г-1388	Г-1389	Г-1390	Г-1392	Г-1393	Г-1394	Г-1396	Г-1397
	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
Интервал глубины	2902-2905	2956-2965	3070-3074	3093-3096	3120-3124	3353-3355	3367-3369	3652-3653	3686-3689	3741-3743
SiO ₂	54.5	47.48	55.6	44.28	49.25	53.6	51.9	50.46	51.8	49.7
TiO ₂	1.09	0.93	1.24	1.86	1.54	1.44	0.97	0.62	0.61	0.77
Al ₂ O ₃	15.78	15.65	13.41	14.76	14.1	16.59	14.6	18.99	18.74	18.79
Fe ₂ O ₃	3.73	5.43	3.03	3.27	5.82	2.44	2.72	1.17	1	1.02
FeO	6.23	5.34	7.88	12.1	9.07	7.9	7.93	7.67	7	6.94
MnO	0.3	0.14	0.17	0.29	0.25	0.21	0.21	0.19	0.16	0.16
MgO	3.44	4.51	4.66	6.83	5.6	3.86	4.57	4.6	4.28	6.24
CaO	7.41	7.35	6.07	5.55	5.35	5.79	8.02	8.6	7.32	8.31
Na ₂ O	2.93	1.19	4.35	1.83	3.44	3.48	1.75	3	3.86	3.23
K ₂ O	1.4	1.21	0.46	1.55	1.46	0.98	1.3	1	0.52	1.6
P ₂ O ₅	0.35	0.41	0.32	0.54	0.39	0.35	0.3	0.27	0.28	0.2
H ₂ O ⁻		0.59		0.39	0.35		0.29	0.12	0.16	0.2
H ₂ O ⁺	2.22	8.21	2.05	7.04	3.25	3.03	5.37	3.41	3.68	2.39
CO ₂										
Сумма	99.38	98.44	99.24	100.29	99.87	99.67	99.93	100.1	99.41	99.55
Sc	31.73	37.21	43.37	61.21	44.51	37.03	39.85	36.59	38.98	35.43
Rb	22.69	33.23	5.47	40.82	13.81	13.03	22.09	21.47	15.40	27.27
Sr	310.84	434.51	165.27	163.71	188.57	331.70	742.66	406.99	485.24	427.49
Y	28.57	22.45	27.41	37.77	34.27	24.97	25.63	17.27	20.58	14.14
Zr	70.80	64.08	67.78	114.55	91.85	58.69	56.13	37.82	44.49	33.24
Nb	3.26	2.17	2.17	3.47	2.99	2.47	1.60	1.18	1.39	1.13
Ga	18.71	15.93	11.47	17.90	15.88	17.18	17.12	15.76	15.22	15.47
Cs	0.69	0.65	0.30	0.49	0.09	0.14	0.70	0.57	0.40	0.43
Ba	159.97	111.35	329.75	296.66	159.64	155.44	348.41	315.79	85.78	196.49
La	8.02	6.92	5.92	8.77	10.11	6.24	7.08	3.51	6.22	3.02
Ce	18.40	15.70	15.54	23.49	23.46	14.95	16.18	9.55	12.97	8.07
Pr	2.75	2.32	2.42	3.50	3.32	2.26	2.05	1.52	1.76	1.24
Nd	12.83	11.26	11.92	17.87	16.46	11.29	11.11	7.15	9.64	6.37
Sm	3.92	3.13	3.59	5.25	4.70	3.45	2.88	2.23	2.67	2.05
Eu	1.37	0.97	1.11	1.65	1.46	1.28	1.01	0.76	0.92	0.70
Gd	4.31	3.39	4.29	5.92	5.04	3.87	3.56	2.61	2.86	2.23
Tb	0.71	0.57	0.72	0.97	0.82	0.73	0.52	0.46	0.43	0.40
Dy	4.46	4.00	4.60	6.36	5.77	4.18	3.56	2.90	3.27	2.41
Ho	0.93	0.80	0.96	1.48	1.18	0.97	0.89	0.59	0.72	0.52
Er	3.03	2.70	2.81	3.98	3.85	2.65	2.55	1.71	2.00	1.65
Tm	0.57	0.48	0.60	0.75	0.80	0.53	0.55	0.36	0.50	0.40
Yb	2.97	2.40	2.70	3.87	3.66	2.38	2.49	1.85	2.39	1.87
Lu	0.44	0.35	0.39	0.58	0.53	0.38	0.39	0.28	0.33	0.28
Hf	1.97	1.70	2.10	3.33	2.76	1.76	1.44	1.41	1.52	1.02
Ta	0.16	0.14	0.12	0.22	0.17	0.16	0.10	0.11	0.11	0.09
Pb	3.33	10.89	4.31	5.33	30.71	4.62	3.37	2.61	1.53	3.12
Th	1.09	1.44	1.63	2.61	2.27	1.08	1.38	1.08	1.15	0.98
U	0.39	0.40	1.00	0.82	0.60	0.31	0.30	0.30	0.32	0.40
Cr	10.62	9.87	20.92	12.88	11.11	6.41	9.63	28.45	44.14	38.31
Co	22.14	30.54	35.30	42.98	37.64	22.73	38.14	29.16	34.72	27.89
Ni	4.66	8.73	14.72	13.26	9.56	3.04	6.38	15.97	17.68	16.13
V	257.89	336.07	422.91	591.13	482.45	264.32	389.95	302.35	320.67	279.92

Таблица. (Окончание).

Компоненты	Г-1398	Г-1399	Г-1400	Г-1401	Г-1402
	51	52	53	54	55
Интервал глубины	3810-3813	3867-3870	3867-3870	3952-3953	4010-4011
SiO ₂	55.35	43	46.62	46.85	51.33
TiO ₂	1.36	1.25	0.85	0.9	0.6
Al ₂ O ₃	15.51	21.5	21.05	18.15	17.87
Fe ₂ O ₃	3.21	3.3	4.09	3.47	1.67
FeO	6.79	8.02	6.74	5.51	6.44
MnO	0.17	0.24	0.22	0.18	0.16
MgO	4.02	5.98	4.5	4.48	4.62
CaO	5.11	7.69	7.7	8.61	8.18
Na ₂ O	3.83	2.01	2.55	3.2	3.19
K ₂ O	1.11	1.54	1.41	1.74	1.78
P ₂ O ₅	0.29	0.32	0.32	0.24	0.22
H ₂ O ⁻	0.12	0.49	0.17	0.5	0.48
H ₂ O ⁺	3.02	4.04	3.5	3.94	2.95
CO ₂				2.11	
Сумма	99.89	99.42	99.72	99.88	99.49
Sc	41.03	53.75	47.89	31.59	31.76
Rb	18.61	67.26	87.40	58.12	20.83
Sr	515.40	354.53	393.03	430.37	347.03
Y	31.82	26.70	24.15	17.57	13.58
Zr	72.97	57.67	54.66	34.62	33.20
Nb	3.07	2.31	1.72	1.23	0.93
Ga	20.08	19.00	21.92	15.82	13.05
Cs	0.31	1.25	1.18	2.76	0.55
Ba	373.74	540.93	568.72	153.34	274.50
La	8.72	8.81	7.52	5.85	3.93
Ce	21.36	20.32	17.43	12.56	8.98
Pr	3.20	2.75	2.28	1.68	1.32
Nd	15.50	13.94	10.96	8.50	6.09
Sm	4.45	3.93	3.06	2.14	2.00
Eu	1.81	1.38	1.17	0.80	0.66
Gd	4.24	3.68	3.33	2.38	2.12
Tb	0.82	0.68	0.60	0.47	0.36
Dy	5.20	4.50	3.50	2.56	2.58
Ho	1.15	0.85	0.81	0.64	0.47
Er	3.43	2.66	2.32	1.75	1.49
Tm	0.68	0.57	0.52	0.40	0.27
Yb	3.10	2.63	2.46	1.81	1.51
Lu	0.45	0.33	0.34	0.22	0.21
Hf	2.66	1.92	1.81	1.11	0.98
Ta	0.20	0.18	0.13	0.07	0.05
Pb	2.18	2.51	0.97	1.07	9.60
Th	1.38	1.55	1.40	1.11	0.89
U	0.37	0.42	0.31	0.25	0.27
Cr	9.25	70.08	58.18	41.88	24.63
Co	28.16	62.56	44.61	27.94	27.05
Ni	2.87	33.21	24.31	13.76	13.54
V	287.64	323.67	351.87	299.54	276.97

с хлоритом, актинолитом и эпидотом. Величина $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$, которая в неизменных базальтах срединно-океанических хребтов не превышает 0.32 [22], в спилитизированных породах скважины варьирует от 0.21 до 1.45.

Концентрации TiO₂ в породах варьируют от 0.60 до 1.93 мас. %. Низкие содержания TiO₂ (<1 мас. %) характерны для диабазовой толщи и верхнемеловых базальтовых туфов. В интервале 1480–3360 м преобладают базальты с содержанием TiO₂ >1 мас. %. Коэффициент титанистости пород $100 \times \text{TiO}_2 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ варьирует от 8 до 14. Породы с содержанием TiO₂ >1.4 мас. % обладают низким содержанием глинозема (Al₂O₃ 13.5–16.0 мас. %), которое варьирует от 13.5 до 20.3 мас. %. Преобладают высокоглиноземистые породы (коэффициент глиноземистости $al' = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Mg}) > 1$). Низкоглиноземистые составы ($al' < 1$) отмечаются в интервалах 3124–3070 м, 2760–2757 м и 2358–2305 м. Возрастание глиноземистости пород сопряжено с увеличением их кремнекислотности. Большинство базальтов характеризуются повышенным коэффициентом железистости, $K_{\phi} = 100 \times (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$ от 65 до 76, и умеренной концентрацией MgO (в пределах 3–5 мас. %). Лишь в отдельных образцах нижней диабазовой толщи и в верхней части раннемелового комплекса встречаются породы с MgO=6–8 мас. %.

На диаграмме (рис. 3А) базальты разных пакетов скважины образуют смешанный рой точек в области базальтов островных дуг. Точки образуют тренд под углом к трендам типичных надсубдукционных обстановок. На дискриминационной диаграмме [50], использующей для разделения магматических серий малоподвижные при метаморфизме микроэлементы и поэтому более надежной для классификационной цели, подавляющая часть пород располагается в поле андезибазальтов нормального ряда (рис. 3Б). Только два образца выпадают из общей группы: образец Г-1358 плагиофирового базальта третьего пакета с повышенным отношением Zr/Ti попадает в поле андезитов и образец Г-1373 с пониженным Zr/Ti – в поле базальтов.

На классификационной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ [29, 34] вулканические породы скважины образуют компактную группу в поле нормальной щелочности и соответствуют базальтам и андезибазальтам, лишь немногие из них располагаются в поле умеренной щелочности (субщелочного ряда) (рис. 4А). По содержанию K₂O большинство пород соответствует умеренно-калиевой серии, но часть пород первого и пятого (верхнемелового) пакетов попадает в поле высококалиевой субщелочной серии (рис. 4Б). При альбитизации и хлоритизации

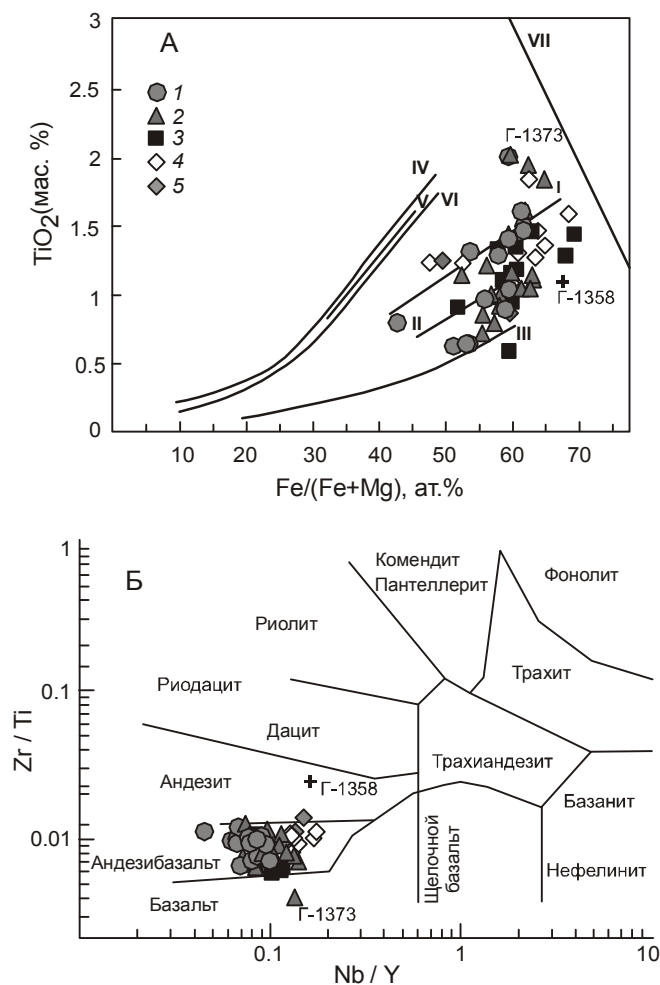


Рис. 3. Составы пород Монеронской скважины на классификационных диаграммах.

А – $TiO_2 - Fe/(Fe+Mg)$ [46], Б – $Zr/Ti - Nb/Y$ [50].

Здесь и далее на диаграммах: 1 – диабазы и базальты первого пакета, 2 – плагиофировые базальты и лавобрекчии базальтов второго пакета, 3 – афировые миндалекаменные базальты и гялобазальты третьего пакета, 4 – лавы и лавобрекчии базальтов четвертого пакета, 5 – верхнемеловые туфы и туфогенно-осадочные породы пятого пакета.

На рис 3А тренды дифференциации базальтов по [46]: I–III – островных дуг (I – Кюсю-Палау, II – Курило-Камчатской, III – Тонга); IV–VI – толеиты рифтовых зон океанов (IV – Тихого, V – Индийского, VI – Атлантического); VII – щелочные комплексы подводных гор. На диаграммах все составы пересчитаны на 100% без учета потерь при прокаливании.

концентрации калия в вулканических породах меняются, поэтому для их классификации диаграммы на основе содержания калия использовать нельзя. На дискриминационных диаграммах $FeO^*/MgO - FeO^*$, $TiO_2 - FeO^*/MgO$, $FeO^*/MgO - SiO_2$ А. Миасиро [14] (здесь не приводятся) все вулканы скважины располагаются в поле толеитов островных дуг.

По разрезу наблюдается смена процессов вторичных изменений. Соответственно изменяются ко-

эффициенты корреляции (R^2) содержаний петрогенных оксидов и потерь при прокаливании (ППП), характеризующих содержание H_2O , CO_2 и других летучих компонентов в породе, во втором–четвертом пакетах по сравнению с первым. Максимальное значение коэффициента корреляции равно единице – это случай прямой линейной зависимости, когда точки лежат на регрессионной линии. В базальтах второго–четвертого пакетов корреляции потерь при прокаливании с Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO и CaO более сильные, чем в вулканических породах первого пакета (рис. 5). В

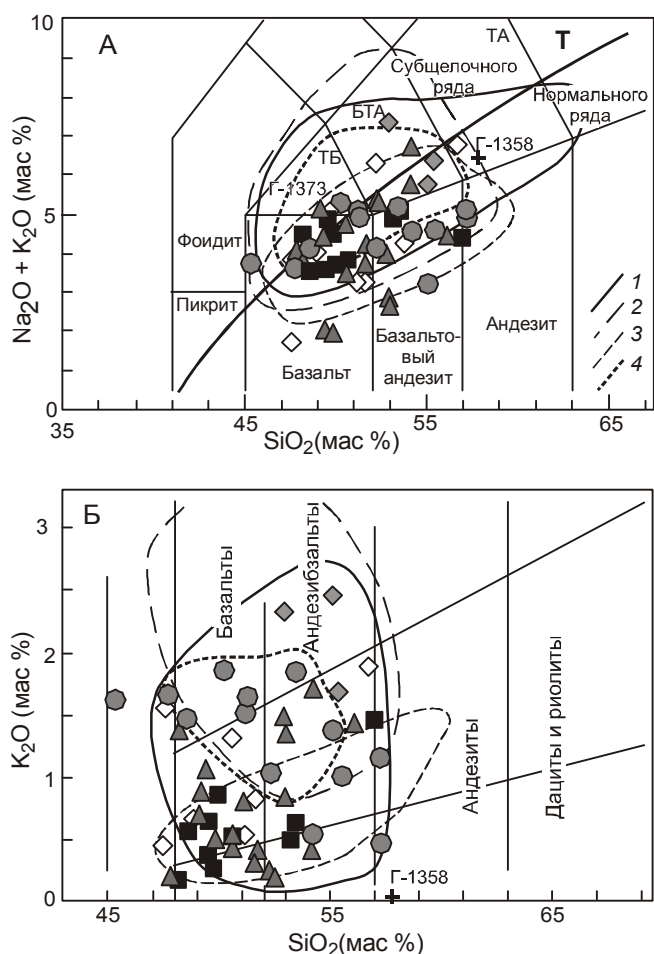


Рис. 4. Классификационные диаграммы, демонстрирующие петрохимический состав пород скважины: А – $(Na_2O+K_2O) - SiO_2$ [34], Б – $K_2O - SiO_2$ [34] (данные приведены в пересчете на “сухой” остаток). На рис. 4А разделительная линия (Т) пород нормального и субщелочного ряда нанесена по [29].

Контурами показаны поля: 1 – раннемеловых лав марийской толщи Северо-Шмидтовского террейна на Сахалине [24]; 2 – раннемеловых вулкаников Кемского террейна в Сихотэ-Алине [23]; 3 – вулканических пород о. Ребун [28]; 4 – вулканических пород гор Кабата на Хоккайдо [38]. ТБ – трахибазальт, БТА – базальтовый трахиандезит, ТА – трахиандезит. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

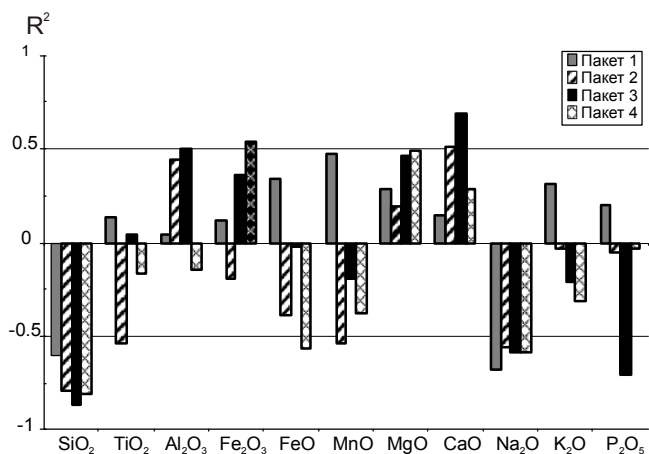


Рис. 5. Коэффициенты корреляции линейной регрессии (R^2) величины потерь при прокаливании (ПППП = $H_2O + H_2O^+ + CO_2$) и содержаний петрогенных оксидов в вулканических породах пакетов 1–4 Монеронской скважины.

базальтах второго и четвертого пакетов FeO, MnO и TiO_2 имеют отрицательные коэффициенты корреляции с потерями при прокаливании, что означает обратную зависимость содержаний этих оксидов от ППП – при увеличении потерь при прокаливании их концентрации понижаются.

На стратиграфической колонке [16] палагонитовые гиалобазальты относятся к третьему и четвертому пакетам (рис. 2), а ниже наблюдаются новообразования альбита и хлорита. Палагонит содержит до 20 % H_2O и примерно столько же оксидов железа, в основном Fe_2O_3 . Таким образом, увеличение содержания летучих, Fe_2O_3 и CaO при снижении содержаний FeO и MnO связано с образованием палагонита и кальцита в породах второго–четвертого пакетов.

Микроэлементы

В вулканических породах нижней части разреза содержания микроэлементов слегка увеличиваются при возрастании величины ППП, но коэффициенты корреляции с ППП для них (кроме Cs) не выше 0.5 (рис. 6). Это означает, что в породах первого пакета содержания микроэлементов почти не зависят от вторичных изменений. Для вулканических пород второго и третьего пакетов коэффициенты корреляции содержаний редкоземельных элементов, среднесовместимых (Cu, Be, Cr, Zn) и совместимых (Co, Ni) микроэлементов с ППП по модулю достигают 0.5–0.6, причем содержания всех РЗЭ при увеличении содержания H_2O понижаются, а содержания Cr, Co, Ni и S – повышаются. В базальтах верхней части разреза с возрастанием содержания H_2O снижаются концентрации Th и U, повышаются – Cr, Co, Ni и Sc. Использо-

вание этих элементов для характеристики первичного состава вулканических пород проблематично.

Содержания Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu и Zn в породах по разрезу скважины заметно варьируют (табл.), но в целом находятся на низком уровне, соответствующем базальтам надсубдукционных геодинамических обстановок. Содержание Sc находится в узком интервале (26–53 мкг/г). Концентрации Ni варьируют от 2.5 до 20 мкг/г, а Co – от 22 до 30 мкг/г, увеличиваются в отдельных образцах четвертого пакета (Г-1347, Г-1348) до 50 мкг/г для каждого из этих элементов. Отмечаются низкие значения Ni/Co отношения (0.1 – 0.5), свойственные базальтам вулканических серий островных дуг [11]. Содержание Cr в рассматриваемых породах варьирует в пределах двух порядков (от 3 до 113 мкг/г), а содержание V менее изменчиво и составляет 190–400 мкг/г. Лишь в образце Г-1358 определено низкое содержание V (65 мкг/г), при низком содержании Cr (6.7 мкг/г). Наблюдается прямая зависимость содержаний V и Sc от Fe. Среди базальтов трех нижних пакетов преобладают образцы с Ti/V отношением в диапазоне от 10 до 20, что типично для базальтов островных дуг, а в четвертом и пятом пакетах – с Ti/V от 20 до 40, типичным для покровных континентальных базальтов и базальтов задуговых бассейнов [47]. Только один образец (Г-1358) имеет Ti/V около 100, соответствующее базальтам внутриплитных геодинамических обстановок.

Содержания редких щелочноземельных и щелочных элементов в породах скважины меняются в широком диапазоне (табл.). Так, концентрации Ba варьируют от 20 до 550 мкг/г. Количество Ba зависит от содержаний калия. Самое низкое содержание Ba (11 мкг/г) определено в образце Г-1358 с минимальной концентрацией калия. Содержание Sr в породах скважины составляет 300–740 мкг/г, но в отдельных образцах четвертого и пятого пакетов оно возрастает до 1815–2045 мкг/г. Содержание Rb в породах варьирует от 2 до 87 мкг/г. Повышенными концентрациями этого элемента обладают породы первого (20–85 мкг/г) и пятого (33–45 мкг/г) пакетов. В остальных породах Rb содержится на уровне 2–15 мкг/г. Поведение рубидия согласуется с поведением калия. K/Rb отношение составляет 117–350, а в породах диабазовой толщи снижается до интервала 66–124. Отношение Rb/Sr варьирует от 0.007 до 0.187.

Концентрации высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf) и Y в породах скважины, в основном, низкие (в мкг/г): Nb 1–3, Ta 0.05–0.2, Zr 33–90, Hf 1–2 г, Y 13–30. Величины отношения Zr/Hf варьируют от 22 до 40, а Zr/Nb – от 17 до 40. Отношения Zr/Y низкие (2.0–3.2), свойственные базальтам надсубдукционных обстановок. Высокие концентрации Nb (2.48–

8.92) и Ta (0.31–0.66) установлены в образцах Г-1358, Г-1370, Г-1375. Образец Г-1358 характеризуется высокими концентрациями всей группы высокозарядных элементов (табл.).

Породы скважины обладают умеренными концентрациями редкоземельных элементов (РЗЭ) – в 10–50 раз выше хондритовых (рис. 7). Исключением является образец Г-1358 с более высокими содержаниями РЗЭ. Большинство пород имеют спек-

тры РЗЭ со слабым обогащением легкими лантаноидами ($(La/Yb)_n=1.0-2.2$; $(La/Sm)_n=1.0-2.27$; $(Sm/Yb)_n=1.12-2.02$). Образцы лав второго пакета с самыми низкими концентрациями РЗЭ (Г-1382, Г-1378, см. рис. 7Б) слабо обеднены легкими лантаноидами ($(La/Sm)_n=0.62-0.97$) и имеют в левой части спектра слабый положительный наклон и выраженную положительную Eu аномалию. Возможно, это связано с кумуляцией плагиоклаза. В некоторых об-

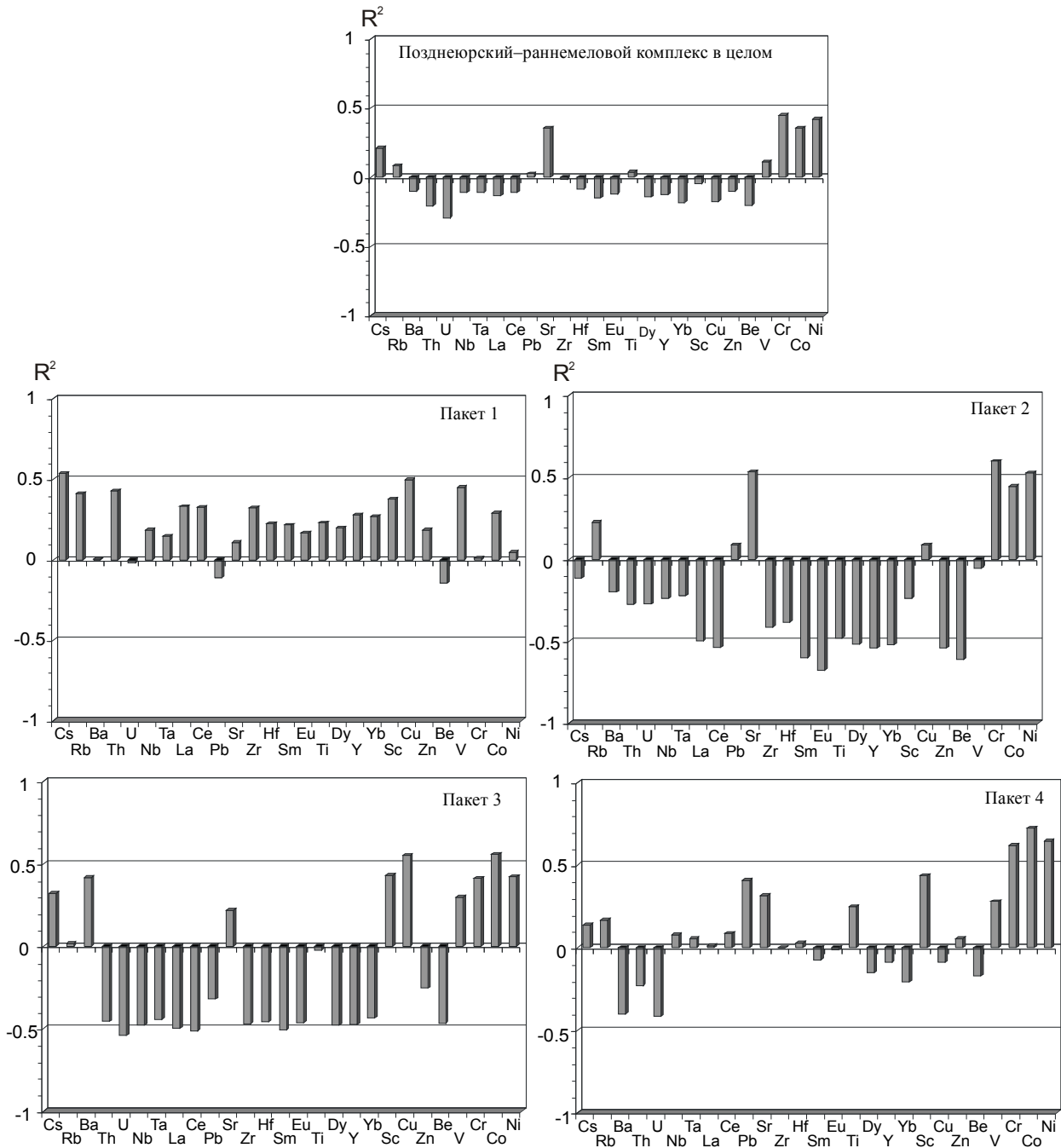


Рис. 6. Коэффициенты корреляции линейной регрессии (R^2) величины потерь при прокаливании (ППП) и содержаний микроэлементов в вулканических породах пакетов 1–4 Монероновской скважины.

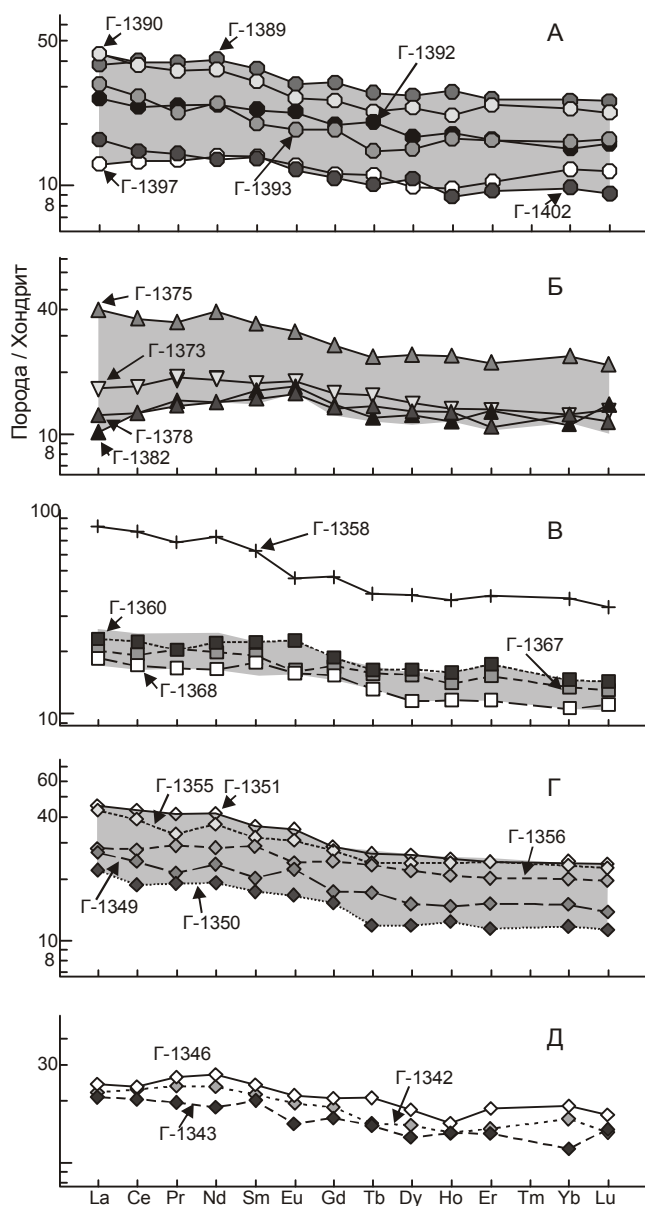


Рис. 7. Спектры распределения редкоземельных элементов в породах: А – первого, Б – второго, В – третьего, Г – четвертого, Д – пятого пакетов разреза Монеронской скважины. Для нормирования использован состав хондрита С1 [36]. Затемнены поля распространения элементов в пределах пакета.

разцах (Г-1350 и др.) наблюдается слабая отрицательная Се аномалия, возможно связанная с потерей этого элемента в процессе метаморфизма [44] или с участием в магматическом процессе над зоной субдукции водонасыщенных пелагических осадков.

Концентрации Рb в анализируемых породах повышенные (1–31 мкг/г) относительно среднего типа базальтов N- и E-MORB срединно-океанических хребтов, а во многих случаях превышают и сред-

нее содержание в ОИВ [48]. В то же время, отношения Се/Рb в них варьируют от 0.76 до 18.2, но в большинстве случаев находятся на уровне отношений, характерных для континентальной коры (2.94–4.76), по [45].

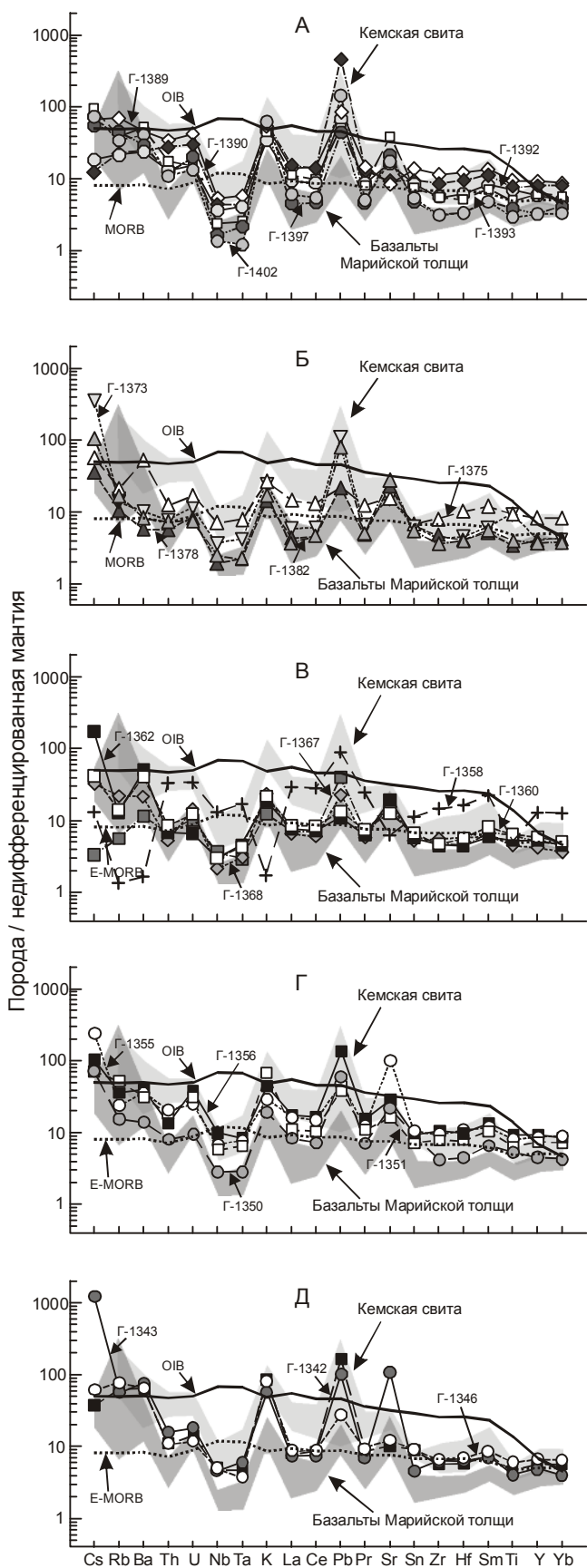
Содержания U в породах колеблются от 0.16 до 0.80 мкг/г, а Th от 0.42 до 1.5 мкг/г и соответствуют содержаниям этих элементов в породах островных дуг западной части Тихого океана [8]. В породах первого–четвертого пакетов с увеличением содержаний калия увеличиваются и содержания урана. В образце Г-1358 (пакет 3) при содержании $K_2O=0.05\%$, определены аномально высокие концентрации U и Th (2.7 и 2.7 мкг/г). В вулканитах второго и вулканогенно-осадочных породах пятого пакетов содержания U не зависят от содержаний K_2O . Индикаторные отношения элементов в породах находятся в пределах: Th/Ta – от 1.6 до 10.4, Th/Yb – от 0.26 до 0.68, Th/U – от 1.41 до 5.9.

Особенности микроэлементного состава вулканических пород отчетливо проявлены на диаграммах распределения элементов, нормированных к примитивной мантии (рис. 8). Большинство спектров имеет надсубдукционные признаки, такие как обогащение литофильными элементами с крупными ионными радиусами (Rb, Ba, K, Sr, La, Ce) и обедненность Nb, Ta, Zr, Hf, Ti. Но встречаются породы (обр. Г-1358) с геохимическими характеристиками, свойственными внутриплитным базальтам.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Источники магматических расплавов

Данные по микроэлементному составу свидетельствуют о том, что большинство пород мелового разреза Монеронской скважины обладают геохимическими признаками, свойственными вулканитам надсубдукционных геодинамических обстановок. На диаграмме Th/Yb – Ta/Yb (рис. 9), которая используется для выявления обогащенных или обедненных мантийных источников [40], все анализируемые породы скважины располагаются в области базальтов островных дуг, образованных из мантийного клина за счет флюидной добавки, поступавшей из обедненного мантийного источника субдуцировавшей океанической плиты. Смещение базальтов первого пакета может быть связано с относительно слабо выраженными вторичными изменениями пород этого пакета, либо предполагает большее влияние флюидной добавки при их формировании. Породы второго, третьего и четвертого пакетов занимают пограничную область между толеитовой и известково-щелоч-



ной сериями. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные породы пятого пакета смещаются в область активных континентальных окраин в сторону обогащенного мантийного источника. На флюидную добавку в мантийный источник указывают и в целом низкие величины Ce/Pb отношения в вулканитах островодужного разреза, отражающие степень обогащения расплава флюидом [37]. Низкие Ce/Pb в лавах могут также указывать и на плавление коры, так как в породах континентальной коры и в терригенных осадочных породах Ce/Pb низкое.

Низкие величины $(Ce/Yb)_n = 1.44-2.5$, нормированные к примитивной мантии [25], в породах скважины указывают на то, что плавление островодужных магм происходило на небольших глубинах в условиях шпинелевой фации. Распределение Nb и Yb в породах раннемеловой части островодужного разреза скважины свидетельствует об отделении материнских расплавов от мантийного источника, подобного источнику FMM (fertile MORB mantle) [41].

Из диаграммы $(La/Yb)_n - (Yb)_n$ (рис. 10) видно, что вулканические породы Монеронской скважины представляют собой выплавки из источника, содержащего не более 1 % граната. Степень частичного плавления для вулканических пород расчетных пакетов 1 и 2 изменяется от 6 до 25 %. Выше по разрезу доля расплава в источнике магм в целом увеличивается до 10–20 % (лавы пакета 3), а затем уменьшается до 10 %. Для поздне меловых туфов она могла составлять 10–15 %. Обр. Г-1358 отличается низкими содержаниями совместимых микроэлементов, K, Rb и Ba и высокими – Zn и PЗЭ, что, вероятно, связано с вторичными изменениями.

Для выявления состава мантийного источника и роли того или иного субдукционного компонента в островодужном магмогенезисе (флюид из измененной океанической коры; флюид, связанный с осадком; участие в плавлении осадочного материала континентальной коры; контаминация расплавами, отделившимися от субдуцировавшей плиты) используются величины отношений некогерентных элементов с близкими коэффициентами распределения минерал-расплав, но различной подвижностью в водном флюиде (K, Nb, La, Ta и т.п.) [25, 27, 41]. На различных диаграммах отношений мобильных (Cs, Ba, Pb, Sr,

Рис. 8. Концентрации ряда совместимых и несовместимых элементов, нормированных к недифференцированной мантии [36], в породах: А – первого, Б – второго, В – третьего, Г – четвертого, Д – пятого пакетов разреза Монеронской скважины.

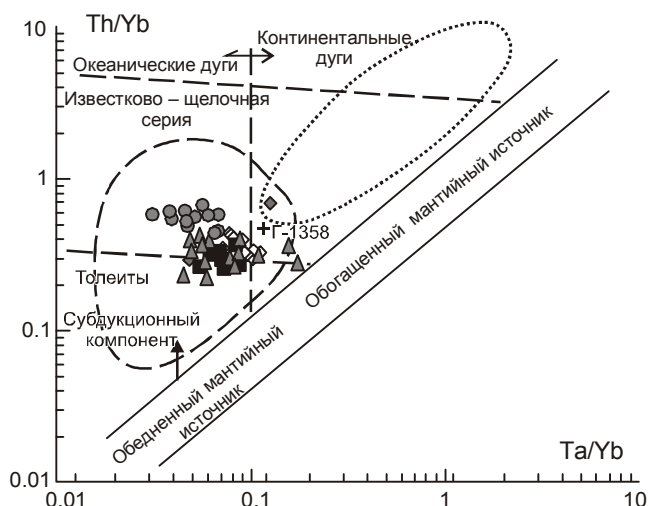


Рис. 9. Диаграмма Th/Yb – Ta/Yb [40] для пород Монеронской скважины. Символы см. на рис 3.

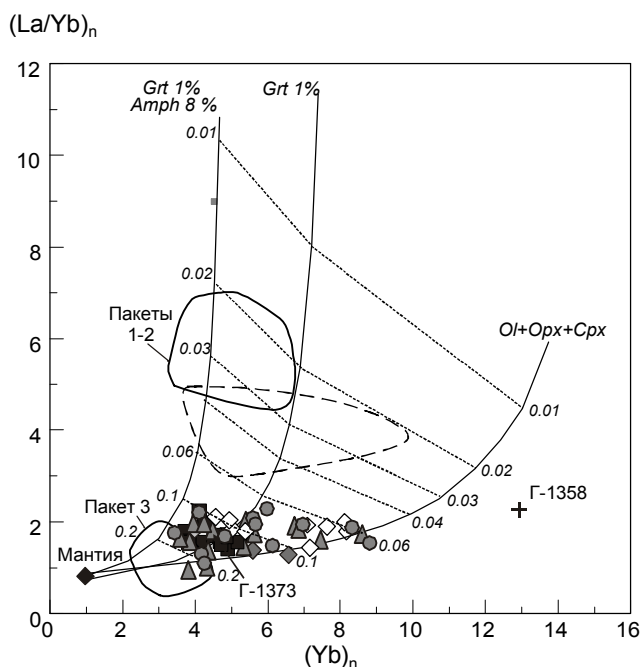


Рис. 10. Соотношения $(La/Yb)_n - (Yb)_n$ в породах Монеронской скважины, нормированные к недифференцированной мантии (пиролиту, по [36]). Тренды плавления рассчитаны по соотношениям минералов и коэффициентам распределения минерал-расплав, приведенным в работе [24]. Мантийный источник соответствует составу пиролита [36]. Цифрами и штриховыми линиями показана степень частичного плавления (доля расплава). Символы см. на рис 3.

La, K) и инертных (Th, Nb, Ta, Zr, Hf) элементов в водном флюиде [12, 27, 30, 31, 49] породы первого пакета образуют компактную группу, в формировании которой значительная роль принадлежит и флюидам из субдуцирующего осадка, и флюидам из суб-

дуцирующих базальтов измененной океанической коры (рис. 11). Вулканиды второго-четвертого пакетов на диаграммах образуют единые поля, а формирование их магм происходило под влиянием, главным образом, флюида из измененной океанической коры.

Сопоставления

При сравнении раннемеловой части разреза Монеронской скважины и раннемеловых вулканитов марийской толщи Западно-Шмидтовского террейна Сахалина [24] усматривается почти полная аналогия в стратиграфической последовательности, мощности и составе отложений (рис. 2), а также в геохимических особенностях вулканитов. Это демонстрируют диаграммы (рис 12 и 13). Породы нижней и промежуточной частей марийской толщи имеют наиболее высокие содержания K и La по сравнению с Ta – они резко смещены в область расплавов из надсубдукционного клина. К ним приближаются диабазы и афировые лавы пакета 1 скважины. Лавы и лавобрекчии пакетов 2 и 4, а также обр. Г-1359-1361 пакета 3 сопоставляются с вулканическими породами кемской толщи и верхней части марийской толщи. Часть пород пакетов 2 и 3 по значениям K/Ta и La/Ta (соотношениям мобильных в водном флюиде K и La и инертного Ta), а также по значениям K/La сопоставляются с голоценовыми рифтогенными базальтами (рис. 12). Это может быть следствием локального растяжения литосферы, либо вторичных изменений пород (снижения содержания калия в результате пропилитизации). Лавы пакета 3 имеют сравнительно низкие Sr/Zr (менее 10) (рис. 13) [21]. В других породах разреза Монеронской скважины Sr/Zr изменяются от 1.4 до 32. Значения Sr/Zr могут повышаться при добавлении материала карбонатных осадков.

Повышенные значения La/Yb (9–10) базальтов промежуточной части марийской толщи связано с присутствием граната (до 2.1 %) в источнике магм [24]. Лавы верхней части марийской толщи по La/Yb отношению (0.9–2.7), в общем, близки породам из Монеронской скважины (1.4–3.3) (рис. 10). Для дайтовых тел, прорывающих марийскую толщу, получен $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст 73 млн лет (неопубликованные данные авторов).

Развитые южнее в горах Китаками на северо-востоке о. Хонсю, в горах Кабата на о. Хоккайдо и о. Ребун, берриас-барремские вулканогенные формации, сложенные продуктами толейтового магматизма и известные как Ребун-Кабато вулканический пояс, японские геологи [28, 38, 39] коррелируют с раннемеловыми образованиями о. Монерон. В то же время, раннемеловые породы Монеронской скважины

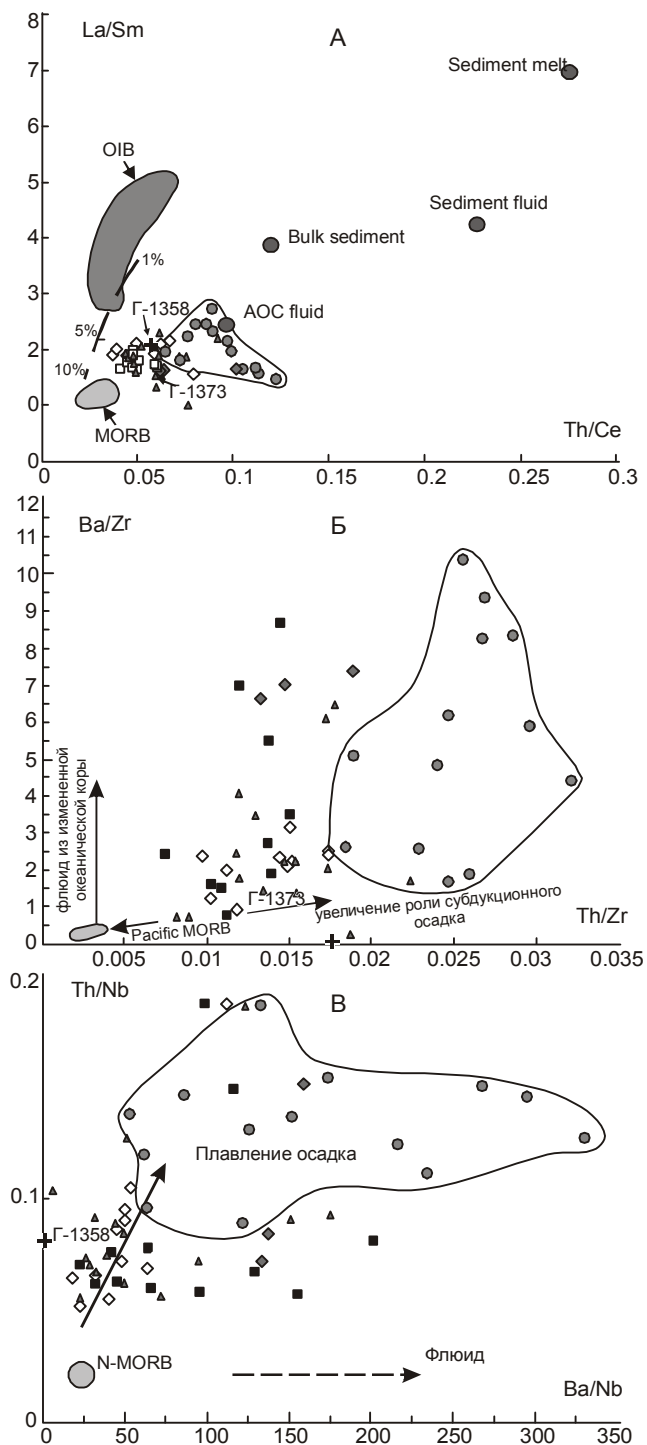


Рис. 11. Диаграммы: А – La/Sm – Th/Ce [31]; Б – Ba/Zr – Th/Zr [32], В – Th/Nb – Ba/Nb [26] отношений мобильных (La, Ce, Ba) и инертных (Nb, Th, Zr) по отношению к водному флюиду элементов в породах Монеронской скважины. АОС – флюид, образующийся при дегидратации океанической плиты, Sediment fluid – флюид, образующийся при дегидратации субдукцирующего осадка, Sediment melt – расплав, образующийся при плавлении осадков, Bulk sediment – валовый океанический осадок. На диаграммах ооконтурено поле пород первого пакета. Основные символы см. на рис. 3.

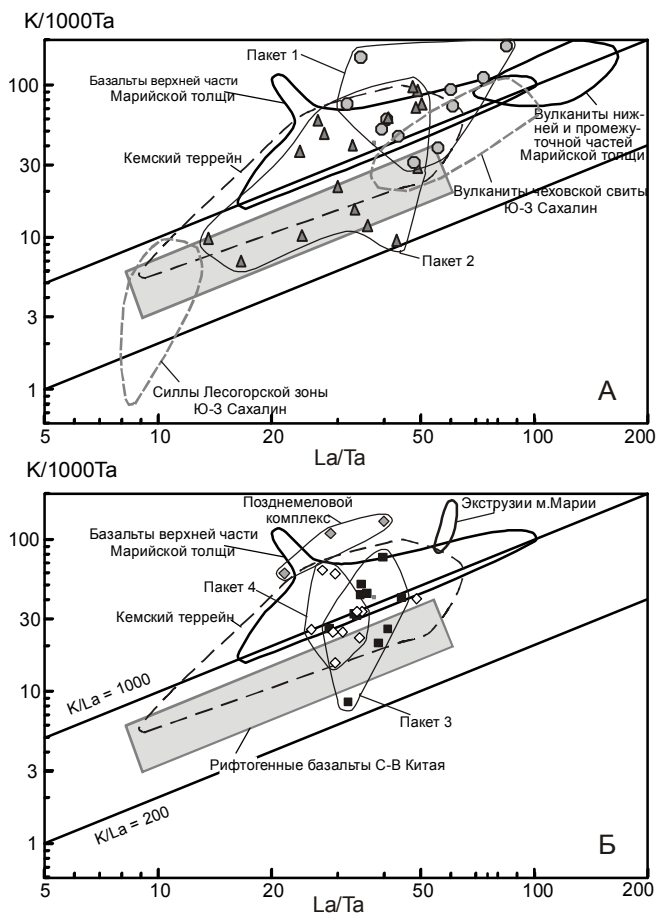


Рис. 12. Соотношения $K/(1000 \cdot Ta) - La/Ta$ в породах Монеронской скважины. Серым прямоугольником показано поле составов рифтогенных лав Северо-Восточного Китая [21]. Использованы данные [19]. Условные обозначения см. на рис. 3.

по петрогеохимическому составу значительно отличаются от близких им по возрасту вулканитов Кемского террейна Сихотэ-Алиня [23], в котором преобладают базальты высококальциевой известково-щелочной и шшонитовой серий и которые рассматриваются нами [23, 35] как образования тыловодужного бассейна. Обособленность кемских базальтов видна и на рис. 13. Учитывая генетическую общность раннемеловых вулканитов из островных структур Японского моря и в Сихотэ-Алине, мы рассматриваем раннемеловой разрез о. Монерон как фронтальную часть Монероно-Самаргинской островодужной системы [4, 23, 35].

Позднемеловые вулканические и вулканогенно-осадочные породы пятого пакета сильно обогащены Ba и Sr (компонентами биогенных илов [42, 43]), а также Th, La и Ce (детритовыми компонентами осадков [42]) и Li, Cs, K, Rb, U (компонентами изменен-

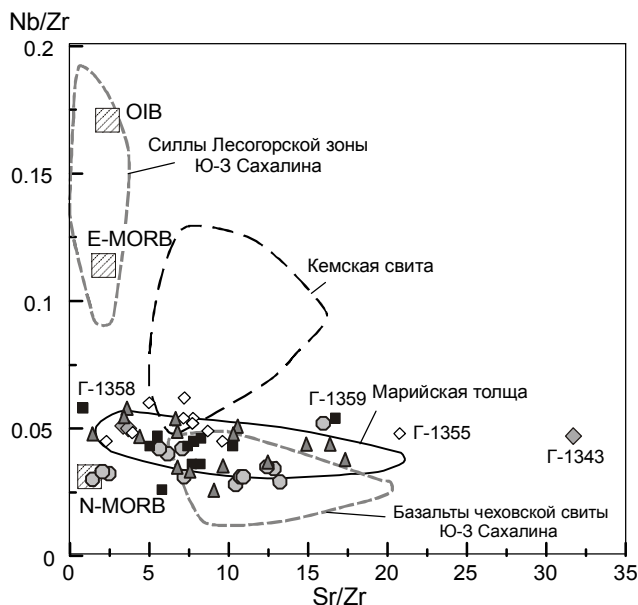


Рис. 13. Соотношения Nb/Zr – Sr/Zr. Использованы данные [19]. Средние составы океанических базальтов OIB, N-MORB и E-MORB показаны по [48].

ной океанической коры [33]). Обогащение этих пород компонентами осадков, видимо, в меньшей мере связано с флюидной добавкой из субдуцирующей плиты, а обусловлена механической примесью в вулканогенный материал терригенного осадка. Учитывая положение этих отложений в разрезе скважины, поздне меловой возраст и вулканогенно-осадочный состав, их можно сопоставлять с сеноман-туронскими вулканогенно-молассовыми отложениями петрозевской свиты и сабуинской серии Восточно-Сихотэ-Алинского окраинно-континентального вулканического пояса [1]. Образование их происходило не в обстановке островной дуги, а на активной континентальной окраине, в прибрежно-морской обстановке, после аккреции Монероно-Самаргинской островодужной системы к Азиатскому континенту [4].

Распределение элементов в образце Г-1358 почти полностью идентично распределению элементов образце Сх-02-337 пропилитизированного “Na-андезита” возрастного интервала 11–9 млн лет Чеховской зоны юго-западного Сахалина [19]. Вулканические породы этой зоны, имеющие субдукционные характеристики, по соотношениям K/La, K/Ta, La/Ta, Sr/Zr и Nb/Zr (рис. 12, 13) сопоставимы с раннемеловыми вулканитами марийской толщи и Монеронской скважины. В кайнозойских вулканических породах эти соотношения отражают плавление субстрата с характеристиками материала мелового мантийного клина Монероно-Самаргинской островодужной системы. Вероятно, образец Г-1358 характеризует молодую дайку, прорывающую раннемеловой комплекс.

ВЫВОДЫ

В керне Монеронской скважины получены геохимические характеристики базальтов раннемелового и поздне мелового вулканогенно-осадочных комплексов пород. Породы испытали вторичные изменения, которые привели к изменениям концентраций подвижных элементов, поэтому для геохимической характеристики магматических источников основное значение придается анализу инертных элементов.

Вулканиты раннемелового комплекса в интервале 1500–4011 м по химическому составу относятся к низкокальциевым островодужным толеитам. Повышенные концентрации натрия в некоторых образцах обусловлены процессами спилитизации. Геохимические особенности свидетельствуют об образовании расплавов этого комплекса в надсубдукционной геодинамической обстановке из мантийного клина под влиянием флюидов, поступавших вначале из субдуцирующих осадков и базальтов океанической плиты, а затем – преимущественно из базальтов океанической плиты. Геологические, вещественные и генетические особенности базальтов раннемелового комплекса и вулканитов из островных структур Японского моря и Сихотэ-Алиня позволяют рассматривать раннемеловую часть разреза о. Монерон как сформировавшуюся во фронтальной части Монероно-Самаргинской островодужной системы.

Вулканические породы поздне мелового комплекса также образовались в надсубдукционной геодинамической обстановке, но, видимо, уже в структуре Восточно-Сихотэ-Алинского окраинно-континентального вулканического пояса, формировавшегося после аккреции Монероно-Самаргинской островодужной системы к Азиатскому континенту на рубеже альба и сеномана.

Среди пород раннемелового разреза встречаются андезибазальты, по геохимическим особенностям близкие среднемиоценовым вулканитам Западного побережья Южного Сахалина. Они, видимо, характеризуют молодые дайки.

Благодарности

Авторы признательны д.г.-м.н., профессору С.А. Щеке (ДВГИ ДВО РАН) за обсуждение, замечания и рекомендации, способствовавшие улучшению качества рукописи, а также благодарят Т.М. Михайлик за помощь в оформлении рукописи.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов № 09-III-A-08-408 и № 09-I-OM3-01 ДВО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вулканические пояса Востока Азии / Ред. А.Д. Щеглов М.: Наука, 1984. 504 с.

2. Гнибиденко Г.С., Снеговский С.С. Структурная связь Сахалина и Хоккайдо // Докл. АН СССР. 1975. Т. 224, № 6. С. 1391–1394.
3. Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Легонькова Г.Н. Петрогеохимические особенности базальтов Японского моря // Геохимическая модель Тихоокеанской окраины Азии. М.: Наука, 1984. С. 185–203.
4. Голозубов В.В., Малиновский А.И., Симаненко В.П. О тектонических реконструкциях Сихотэ-Алинского звена Восточно-Азиатской окраины: возможны ли простые решения? // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25. № 4. С. 115–119.
5. Ерохов В.Ф., Жидкова Л.С., Литвиненко А.У. и др. Новые данные по геологии о. Монерон (северо-восточная часть Японского моря) // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182, № 3. С. 659–661.
6. Ерохов В.Ф., Жидкова Л.С., Литвиненко А.У. и др. Геологическое строение о-ва Монерон // Геология и геофизика. 1971. № 1. С. 46–57.
7. Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика юго-восточного Сахалина. Южно-Сахалинск: Сахалинское кн. издательство, 2004. 191 с.
8. Житков А.С. Радиоактивные элементы в вулканах островных дуг Западного сектора Тихоокеанской активной окраины // Океанология. 1990. Т.30. Вып. 5. С. 809–814.
9. Красный М.Л. Аномальное магнитное поле акватории Японского моря // Геомагнитное поле окраинных морей северо-западной части Тихого океана и его связь с геологическим строением. Южно-Сахалинск. 1975. С. 34–62. (Тр. СахКНИИ. Вып.38).
10. Лапин Б.Н., Фролова Т.И. Атлас структур базальтов Мирового океана. Новосибирск: ВО “Наука”, 1992. 261 с.
11. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра. 1980. 246 с.
12. Мартынов Ю.А., Кимура Дж. И., Ханчук А.И. и др. Магматические источники четвертичных лав Курильской островной дуги: новые данные по изотопии стронция и неодима // Докл. РАН. 2007. Т. 416. № 5. С. 670–675.
13. Метасоматизм и метасоматические процессы / Ред. В.А. Жариков, В.Л. Русинов. М.: Науч. мир, 1998. 492 с.
14. Миясиро А., Аки К., Шенгер А. Орогенез М.: Мир, 1985. 288 с.
15. Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука. 1978. 264 с.
16. Пискунов Б.Н., Хведчук И.И. Новые данные о составе и возрасте отложений острова Монерон (северная часть Японского моря) // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226, № 3. С. 647–650.
17. Пискунов Б.Н. Классификация серий четвертичных эффузивов и латеральная петрохимическая зональность Курило-Камчатской дуги // Вулканизм Курило-Камчатского региона и острова Сахалин. Владивосток: Кн. изд-во. 1976. С. 17–33. (Тр. Сах КНИИ. Вып. 48).
18. Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А. и др. Развитие позднекайнозойского магматизма активной континентальной окраины южного Приморья // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 1. С. 92–109.
19. Рассказов С.В., Мельников О.А., Рыбин А.В. и др. Пространственная смена глубинных источников кайнозойских вулканических пород Западного побережья Южного Сахалина // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 2. С. 10–32.
20. Рассказов С.В., Брандт С.Б., Брандт И.С., Иванов А.В. Радиоизотопная геология в задачах и примерах. Новосибирск: “ГЕО”, 2005. 268 с.
21. Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В. Слэбовые и надслэбовые позднекайнозойские выплавки в зонах конвергентных границ Азии и Восточном Хангае, Центральная Монголия // Изв. ИГУ, сер. Науки о Земле. 2008. Т. 1. С. 129–149.
22. Силантьев С.А. Метаморфизм в современных океанических бассейнах // Петрология. 1995. Т. 3, № 1. С. 24–36.
23. Симаненко В.П., Малиновский А.И., Голозубов В.В. Раннемеловые базальты Кемского террейна – фрагмента Монероно-Самаргинской островодужной системы // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 2. С. 30–51.
24. Симаненко В.П., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А. и др. Раннемеловые вулканы и раннекайнозойские экструзии м. Марии на п-ове Шмидта (Северный Сахалин): геохимические исследования // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26. № 3. С. 75–88.
25. Brandshaw T.K., Hawkesworth C.J., Gallagher K. Basaltic volcanism in the Southern Basin and Range: no role for a mantle plume // Earth and Planetary Science Letter. 1993. V.116. P. 45–62.
26. Duggen S., Portnyagin M., Baker J. et al. Drastic shift in lava geochemistry in the volcanic-front to rear-arc region of the Southern Kamchatka subduction zone: Evidence for the transition from slab dehydration to sediment melting // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006. V. 71. P. 452–480.
27. Hawkesworth C., Turner S., Peate D., et al. Elemental U and Th variations in island arc rocks: implications for U-series isotopes // Chemical Geology. 1997. V. 139. P. 207–221.
28. Ikeda I., Komatsu M. Early Cretaceous rocks of Rebun Island, north Hokkaido, Japan // Monograph Assoc. Geol. Collab. Japan. 1986. N 31 P. 51–62.
29. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 523–548.
30. Ishikawa Y., Sawaguchi T., Iwaya S., Horiuchi M. Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of interlying dacite and alteration halos // Mining Geology. 1976. V. 26. P. 105–117.
31. Ishizuka O., Taylor R.N., Milnon J.A., Nesbit R.W. Fluid-mantle interaction in an intra-oceanic arc: constraints from high-precision Pb isotopes // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 211. P. 221–236.
32. Ishizuka O., Taylor R.N., Milnon J.A. et al. Variation in the mantle sources of the northern Izu arc with time and space – Constraints from high-precision Pb isotopes // J. Volcanology and Geothermal Research. 2006. V. 156. P. 266–290.
33. Kelley K.A., Plank T., Ludden J., Stautigel H. Composition of altered oceanic crust at ODP sites 801 and 1149 // Geochim., Geophys., Geosyst. 2003. V. 4. 8910. doi: 10.1029/2002GC00435. 2003.
34. Le Maitre R.W., Bareman P., Dudek A. et al. A classification of igneous rocks and glossary of term. Blackwell, Oxford, 1989. 152 p.
35. Malinovsky A.I., Golozubov V.V., Simanenko V.P., Simanenko L.F. Kema terrane: a fragment of a back-arc basin of the

- Cretaceous Moneron-Samarga island-arc system, East Sikhote-Alin range, Russian Far East // *Island Arc*. 2008. V. 17. P. 285–304.
36. McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 223–253.
37. Miller D.M., Goldstein S.L., Langmuir C.H. Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents // *Nature*. 1994. V. 368, N 6471. P. 514–519.
38. Nagata M., Kito N., Niida K. The Kumaneshiri group in the Kabato mountains: the age and an early Cretaceous volcanic arc // *Monograph. Assoc. Geol. Collab. Japan*. 1986. N 31. P. 63–79.
39. Niida K., Kito N. Cretaceous arc-trench systems in Hokkaido // *Monograph. Assoc. Geol. Collab. Japan*. 1986. N 31. P. 379–402.
40. Pearce J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins / Hawkesworth, C.J. & Norry, M.J. (eds.) *Continental basalts and mantle xenoliths; papers prepared for a UK Volcanic Studies Group meeting at the University of Leicester Nantwich: Shiva publ.*, 1983. P. 230–249.
41. Pearce J.A., Parkinson I. J. Trace element models for mantle melting; application to volcanic arc petrogenesis // Prichard H.M., Alabaster T., Harris N. B. W., Neary C.R. (eds.) // *Magmatic Processes and Plate Tectonics, Geol. soc. Spec. Publ.* 1993. N 76. P. 373–403.
42. Plank T., Langmuir C.H. Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones // *Nature*. 1993. V. 362. P. 739–743.
43. Plank T., Langmuir C.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequence for the crust and mantle // *Chem. Geol.* 1998. V. 145. P. 325–394.
44. Rare earth element geochemistry / Henderson P. (ed.) Amsterdam: Elsevier. 1984. 510 p.
45. Rudnic R. L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Reviews of Geophysics*. 1995. V. 33. P. 267–309.
46. Scheka S.A., Vysotsky S. V., S'edin V.T., Tararin I.A. Igneous rocks of the main geological structures of the Philippine sea floor / Tokuyama H., Scheka S.A. Isezaki N. et al. (eds): *Geology and Geophysics of the Philippine Sea*. Tokyo: TERRAPUB, 1995. P. 251–278.
47. Shervais J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 59. P. 101–118.
48. Sun S.-s., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Saunders A.D., Norry M.J. (eds.) // *Magmatism in the ocean basin. Geological Society Special Publication*. 1989. N 42. P. 313–345.
49. Tamura Y., Tani K., Ishizuka O. et al. Are arc basalts dry, wet, or both? Evidence from the Sumisu Caldera Volcano, Izu-Bonin arc, Japan // *J. of Petrology*. 2005. V. 46, N 9. P. 1769–1803.
50. Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geol.* 1977. V. 20. P. 325–343.

Рекомендована к печати В.Г. Сахно

V.P. Simanenko, S.V. Rasskazov, T.A. Yasnygina, L.F. Simanenko, A.A. Chashchin

Cretaceous complexes of the frontal zone of the Moneron-Samarga island arc: geochemical evidence of basalts from the deep hole on Moneron Island (Sea of Japan)

Variations of petrogenic oxides and microelements determined by the ICP-MS method have been studied in the Cretaceous rocks outstripped by a deep hole on Moneron Island in the depth interval 1253–4011 m. The volcanogenic section holds two complexes: Early Cretaceous and Late Cretaceous. The rocks of the Early Cretaceous complex occur below 1500 m. Chemically, they belong to low-potassium island arc tholeiites, and microelement distribution suggests their formation in a suprasubduction mantle wedge under the influence of water fluids, which arrived first from the subducting sediments and oceanic plate during dehydration of the subducted sedimentary rocks and oceanic basalts; and at the final stages, mainly from basalts of the oceanic plate. The Early Cretaceous basalts from the hole belong to the frontal part of the Moneron-Samarga island-arc system. The volcanic rocks of the Late Cretaceous complex occur above 1500 m. They are also a subsubduction geodynamic type in the structure of the East Sikhote-Alin marginal-continental volcanic belt that formed after accretion of the Moneron-Samarga island-arc system to the Asian continent.

The island-arc section of the Moneron hole holds dikes of andesite basalts, which geochemically are comparable with the Early-Middle Miocene volcanic rocks of SW Sakhalin.

Key words: Cretaceous, Cenozoic, volcanic rocks, basalts, diabases, microelements, Sea of Japan.