

ЭВОЛЮЦИЯ ЮРСКО-МЕЛОВОГО МАГМАТИЗМА ХАМБИНСКОЙ ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ (*Западное Забайкалье*)

С.В. Андрищенко, А.А. Воронцов, В.В. Ярмолюк*, И.В. Сандимиров

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

** Институт геологии рудных месторождений, петрографии и геохимии РАН,
119017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия*

Хамбинская вулканотектоническая структура образует северо-западное горстовое обрамление позднемеловой Гусиноозерской впадины. Ее происхождение обусловлено внутриконтинентальным рифтогенным режимом развития территории Западного Забайкалья в позднем мезозое, которое привело к формированию системы субпараллельных грабенов и горстов, выраженных в современном рельефе. Магматическая история этой структуры охватывает возрастной интервал от 159 до 117 млн лет назад и разбивается на три этапа. На первом (159—156 млн лет) — были сформированы мощные (до 1500 м) вулканические толщи, сложенные трахибазальтами, базальтовыми трахиандезитами, трахитами, трахидацитами, трахириолитами и пантеллеритами. На двух последующих этапах возникли одиночные палеовулканы (127—124 млн лет), представленные трахибазальтами, базальтовыми трахиандезитами, фонотефритами, тэфрифолитами и щелочными трахитами, и Муртойская (Гусиноозерская) дайка (122—117 млн лет) эссекситов. Основная тенденция изменения магматических ассоциаций от ранних этапов к поздним связана с сокращением объемов магматизма и разнообразия пород за счет уменьшения доли вулканитов кислого состава. В породах основного состава повышаются суммарная щелочность, содержания некогерентных Th, U, K, Rb, Pb, Nb, Ta, Zr, Hf, сумма редкоземельных элементов и отношение LREE/HREE. Изотопный состав Sr и Nd в них практически не изменяется и отвечает составу мантийных источников типа OIB-EMII. Вариации составов связываются с уменьшением во времени степени частичного плавления однотипного магматического источника.

Поздний мезозой, внутриконтинентальный рифтогенез, эволюция магматизма, Западное Забайкалье, Хамбинская вулканотектоническая структура.

EVOLUTION OF JURASSIC–CRETACEOUS MAGMATISM IN THE KHAMBIN VOLCANOTECTONIC COMPLEX (*western Transbaikalia*)

S.V. Andryushchenko, A.A. Vorontsov, V.V. Yarmolyuk, and I.V. Sandimirov

The Khambin volcanotectonic complex is a horst framing the Late Cretaceous Lake Gusinoe basin in the northwest. This complex is due to the intracontinental rift conditions which existed in western Transbaikalia in the Late Mesozoic. They gave rise to a system of subparallel grabens and horsts in present-day topography. The magmatic evolution of this complex spans from 159 to 117 Ma and is divided into three stages. The first stage (159–156 Ma) was the formation of thick (up to 1500 m) volcanic masses composed of trachybasalts, basaltic trachyandesites, trachytes, trachydacites, trachyrhyolites, and pantellerites. The next two stages were the formation of isolated ancient volcanoes (127–124 Ma) composed of trachybasalts, basaltic trachyandesites, phonotephrites, tephriphonolites, and alkali trachytes and the formation of the Murtoi (Lake Gusinoe) essexite dike (122–117 Ma). The main trends for igneous associations from early to late stages are reduced magmatism and reduced rock diversity because of the decreasing portion of felsic volcanic rocks. Mafic rocks show an increase in total alkalinity, contents of incompatible elements (Th, U, K, Rb, Pb, Nb, Ta, Zr, Hf), total REE contents, and the LREE/HREE ratio. The isotopic composition of Sr and Nd in these rocks remained nearly constant and corresponds to that of OIB-EMII mantle sources. Compositional variations are attributed to a time-dependent decrease in the degree of partial melting of a similar magma source.

Late Mesozoic, intracontinental rifting, magmatic evolution, western Transbaikalia, Khambin volcanotectonic complex

ВВЕДЕНИЕ

Территория Западного Забайкалья в мезозое неоднократно вовлекалась в процессы внутриконтинентального рифтогенеза [Гордиенко и др., 1995, 1999; Ярмолюк, Иванов, 2000; Литвиновский и др., 2001], что привело к формированию в регионе системы разновозрастных субпараллельных грабенов, горстов и приуроченных к ним субщелочных вулканических ассоциаций. Эти структуры и проявления магматизма сосредоточены в пределах полосы северо-восточного простирания, протянувшейся на расстояние свыше 1000 км при ширине до 200 км через бассейны рек Джиды, Селенга, Уда, Тугнуй, Хилок

на западе до Витимского плоскогорья на востоке. На раннемезозойском этапе развития этой системы формировались поздне триасовые базальт-трахит-трахириолит-комендитовые вулканические толщи цаган-хунтейской серии и массивы щелочных гранитов куналейского комплекса [Литвиновский и др., 2001; Воронцов и др., 2007]. Рифтогенные процессы позднего мезозоя в целом наследовали структурный план раннемезозойской рифтовой зоны, но привели к образованию новой системы хорошо выраженных в современном рельефе грабенов и горстов, выделяющихся в качестве поздне мезозойской Западно-Забайкальской рифтовой области. Начало формирования этой области охарактеризовалось масштабными излияниями вулканитов дифференцированной базальт-трахиандезит-трахит-трахириолит-пантеллеритовой серии, выделяемой в составе позднеюрской ичетуйской свиты. Близость состава и строения цаган-хунтейской и ичетуйской серий стала причиной того, что возрастная позиция дифференцированных вулканических ассоциаций в регионе в ряде случаев определялась на основе данного сходства. Возможно, это послужило мотивом для различного толкования возраста магматизма Хамбинской вулканотектонической структуры (ВТС), который в разные годы определялся либо как триасовый [Флоренсов, 1960; Белов, 1963], либо как юрский [Комаров, 1985]. На государственной геологической карте м-ба 1:200 000 [Государственная..., 1962] хамбинский вулканический комплекс отнесен к цаган-хунтейской свите. Неопределенность его геологической позиции в значительной степени осложняла интерпретацию закономерностей проявления разновозрастных рифтогенных процессов в регионе, так как в зависимости от отнесения этой структуры к раннемезозойской или поздне мезозойской возрастной группе менялись представления о строении соответствующих рифтовых зон. Нами были получены геохронологические данные, однозначно свидетельствующие о поздне мезозойском возрасте Хамбинской ВТС и о согласовании процессов вулканизма в ее пределах с их проявлениями в других районах поздне мезозойского вулканизма.

Целью настоящей статьи является обоснование возраста и места формирования Хамбинской ВТС в системе структур поздне мезозойской Западно-Забайкальской рифтовой области на основе результатов геологических, геохронологических и петрогеохимических исследований вулканических пород. Кроме того, в ней рассмотрены вопросы соотношения грабенообразования и магматизма, эволюции магматизма и его источников в геологической истории вулканотектонической структуры.

ГЕОЛОГИЯ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

В пределах поздне мезозойской рифтовой области Хамбинская ВТС расположена между западным (Джидинским) и центральным (Хилокско-Тугнуйским) ее секторами (рис. 1). В современном рельефе она связана с северо-западным горстовым обрамлением поздне меловой Гусиноозерской впадины, где ее

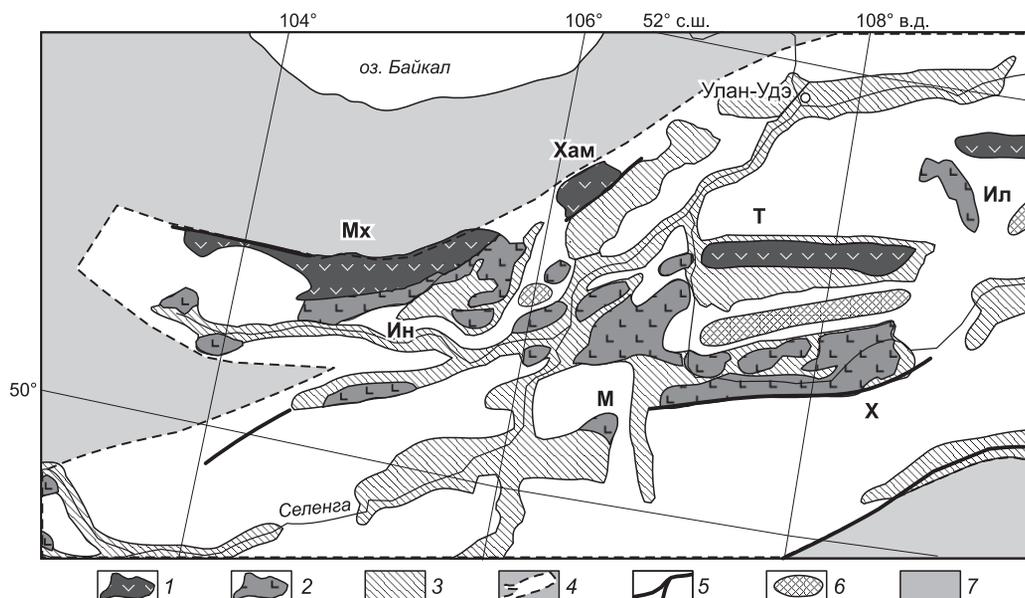


Рис. 1. Западный и центральный фрагменты поздне мезозойско-кайнозойской Западно-Забайкальской рифтовой области.

1 — позднеюрские вулканиты; 2 — раннемеловые и кайнозойские вулканиты; 3 — мезокайнозойские терригенные отложения; 4 — границы Западно-Забайкальской рифтовой области; 5 — разломы; 6 — комплексы метаморфических ядер, по [Скляров и др., 1997]; 7 — обрамление Западно-Забайкальской рифтовой области.

Грабены: Мх — Малохамардабанский, Хам — Хамбинский, Т — Тугнуйский, Х — Хилокский, М — Маргентуйский, Ин — Инзатгауйский, Ил — Илькинский.

представляют геологические комплексы Хамбинского хребта, а также хребтов Хоруха и Хухэ-Хада. Вулканотектоническая структура имеет ширину 15—20 км и протягивается в север-северо-западном направлении более чем на 50 км, от низовьев хр. Хоруха до северо-западного фланга оз. Гусиное (рис. 2). По своему геологическому положению она может рассматриваться как северо-восточное продолжение позднеюрской Малохамардабанской вулканотектонической структуры, но отличается от последней резко выраженным горным рельефом.

В пределах Хамбинской ВТС выделяются лавовое поле, вулканические аппараты (палеовулканы) центрального типа и муртойский (гусиноозерский) дайковый комплекс. Полученные нами К-Аг и Rb-Sr данные о возрасте пород лавового поля и палеовулканов в совокупности с опубликованными результатами Rb-Sr датирования Муртойской дайки [Литвиновский и др., 1989] позволили отнести эти геологические образования к разным этапам магматического развития Хамбинской ВТС.

В истории развития Хамбинской ВТС на основе геологических и геохронологических данных выделяются три этапа: позднеюрский, середина раннего мела, середина—конец раннего мела.

В позднеюрский этап было сформировано вулканическое поле, представленное серией лавовых покровов и экструзивных тел, сложенных дифференцированной (по SiO_2) ассоциацией пород. В состав последней входят: а) трахибазальты и базальтовые трахиандезиты; б) трахиандезиты и трахиты; в) трахидациты, трахириолиты и пантеллериты. В разрезах поля, наиболее полно вскрытых по долинам рек Галтай, Муртой, Сильвэ, Сангинэ и левобережья Удунги, а также в хр. Хухэ-Хада, породы разного состава обычно разделены, образуют обособленные серии покровов и характеризуются гомодромной последовательностью. Так, при доминировании трахиандезитов и трахитов среди всех пород к верхним частям разрезов увеличивается доля кислых составляющих ассоциаций — трахириолитов и пантеллеритов (см. рис. 2).

Вулканы залегают на размытой поверхности позднелавозойских гранитов и граносиенитов и перекрываются раннемеловыми осадками Гусиноозерской впадины.

Rb-Sr изохронный возраст вулканитов на южном (участок Хухэ-Хада) фланге Хамбинской ВТС соответствует 155.6 ± 2.5 млн лет при первичном отношении $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70575 \pm 0.00015$, на северо-восточном (участок Удунга) — 159.1 ± 2.7 млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70534 \pm 0.00031$. К-Аг возраст базальтового трахиандезита из разреза вулканической толщи на участке Хухэ-Хада соответствует значению 156.4 ± 4.7 млн лет [Воронцов и др., 2006]. Полученные оценки согласуются со временем образования вулканитов ичетуйской свиты, ее возраст формирования в пределах Западно-Забайкальской рифтовой области укладывается в диапазон 146—159 млн лет [Шадаев и др., 1992; Иванов и др., 1995; Литвиновский и др., 1996; Воронцов и др., 2002].

Необходимо отметить, что вулканические толщи обладают большой мощностью (до 1500 м) и прослеживаются практически непрерывно по всей протяженности Хамбинского хребта, не распространяясь за границы разломов субмеридионального простирания. Очевидно, это свидетельствует о том, что вулканы заполняли позднеюрский грабен, который в мелу был выведен из режима прогибания подобно другим позднеюрским грабенам Западного Забайкалья. Поэтому более поздние процессы грабенообразования, сформировавшие Гусиноозерскую впадину, протекали вне его пределов.

Этап середины раннего мела характеризуется резким сокращением магматической активности. С ним связано образование одиночных вулканических аппаратов центрального типа, в строении которых участвуют щелочные породы.

Наиболее детально нами изучен Шалутинский палеовулкан, расположенный в пограничной зоне между Хамбинским вулканическим полем и Гусиноозерской впадиной и контролируемый разделяющим эти структуры разломом. В его строении выделяются субвулканическая и вулканическая фации пород. Породы субвулканической фации образуют в центральной части палеовулкана два линзообразных экструзивных тела общей площадью около 2.5 км^2 , сложенных мелкозернистыми щелочными биотитовыми трахитами и трахидацитами. В краевых частях экструзивного тела наблюдаются лавобрекчии, бомбовые и лапиллиевые туфы среднеосновного состава, а также небольшие (около $5 \times 10 \text{ м}$) линзы трахитовых стекол. Вулканическая фация представлена покровами трахибазальтов и голубовато-серых пористых фонотефритов и тефрифенолитов, полого погружающихся ($10\text{—}20^\circ$) в сторону Гусиноозерской впадины. Общая видимая мощность лавовой серии не превышает первые десятки метров.

Породы Шалутинского палеовулкана перекрывают раннемеловые осадки Гусиноозерской впадины. От дифференцированной ассоциации пород предыдущего этапа породы вулканов отличаются преобладанием пористых разновидностей, кластолав, брекчий и туфов среднего состава.

К-Аг возраст для пород Шалутинского вулкана определен в диапазоне 124—127.9 млн лет [Воронцов и др., 2006], что отвечает времени образования (119—134 млн лет) ассоциаций щелочных пород в Западно-Забайкальской рифтовой области [Иванов и др., 1996].

Этап середины—конца раннего мела соответствует времени образования Муртойской дайки эссекситов, вытянутой в северо-восточном направлении параллельно простиранию хребта на 6—7 км в виде



Рис. 2. Схема геологического строения и разрез Хамбинской ВТС.

1—5 — породы лавового поля: 1 — трахидациты, трахириолиты и пантеллериты, 2 — трахиты, 3 — трахиандезиты, 4 — трахибазальты и базальтовые трахиандезиты, 5 — палеовулканы (XX — Хухэ-Хадинский, Шл — Шалутинский); 6 — фонотефриты и тефрифониолиты палеовулканов; 7 — позднепалеозойско-раннемезозойские граниты; 8 — область развития каледонских складчатых структур; 9 — раннемеловые отложения Гусиноозерской впадины; 10 — четвертичные отложения; 11 — элементы залегания; 12 — геологические границы; 13 — разломы: а — явные, б — погребенные; 14 — изученные разрезы, по которым проводилось опробование.

Цифрами обозначены Rb-Sr (курсив) и K-Ar датировки породных ассоциаций (млн лет).

гребня высотой до 25—30 м. Мощность дайки колеблется от 4—6 до 12—15 м, падение юго-восточное — 70—80°. На юго-восточном и северо-восточном окончаниях дайки фиксируются серии из трех-четырех субпараллельных или разветвляющихся даек-сателлитов мощностью от 0.5 до 5 м, сложенных мелкозернистыми эссекситами. Дайка имеет сложное внутреннее строение, определяемое, по меньшей мере, тремя фазами внедрения щелочных расплавов. Породы разных фаз внедрения отличаются главным образом по структуре (от стекловатых до среднезернистых), и в то же время они близки между собой по химическому и минеральному составам, что, вероятно, свидетельствует об отсутствии дифференциации в магматическом очаге. Геологический возраст дайки определяется тем, что она прорывает раннемеловые конгломераты. По данным Б.А. Литвиновского [1989], Rb-Sr изохронный возраст эссекситов отвечает 117 ± 6 млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70537 \pm 0.00017$, K-Ar возраст биотита из эссекситов равен 122 млн лет. Эти датировки в пределах погрешностей пересекаются с датировками пород палеовулканов, но также близки к возрасту (103—120 млн лет) трахибазальтов и связанных с ними тешенитов (гленмуиритов и кринанитов) Боргойской впадины, расположенной в юго-восточном обрамлении Хамбинского хребта. Учитывая, что эссекситы дайки прорывают раннемеловые отложения, следует говорить о ее формировании в результате того же импульса магматизма, который привел к образованию щелочных пород Боргойской впадины [Воронцов и др., 1997].

СОСТАВ ПОРОДНЫХ АССОЦИАЦИЙ

В процессе формирования Хамбинской ВТС возникли разные ассоциации магматических пород, отразившие в своем составе эволюцию магматизма. Эволюционный характер последнего выражен в уменьшении его объемов на поздних этапах, в направленных изменениях во времени вещественных характеристик пород.

Аналитические методы

Проведенные исследования базируются на обработке более 140 образцов и проб, отобранных нами на различных участках Хамбинской ВТС. Содержания петрогенных элементов были определены в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск) рентгенофлуоресцентным методом на многоканальном спектрометре СРМ-25 по методике [Афонин и др., 1984]. Редкие и редкоземельные элементы определены методом ICP-MS в Центре коллективного пользования ИНЦ СО РАН на масс-спектрометре с высоким разрешением ELEMENT-2 Finnigan MAT. Анализ проводили при стандартных операционных условиях для данного прибора. Для нивелирования возможного матричного эффекта и учета нестабильности или флюктуаций в течение процедуры съемки спектров применяли внутренний стандарт Rh. Для градуирования при расчетах содержания элемента в пробе использовали многоэлементные сертифицированные растворы (CLMS-1, -2, -4, SPEX, США). Пробоподготовка осуществлялась сплавлением образцов с метабораом лития.

Изотопные измерения выполнялись в Центре коллективного пользования ИНЦ СО РАН на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 с помощью активатора $\text{Ta}_2\text{O}_5 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ в смеси кислот $\text{HF}:\text{HNO}_3:\text{H}_3\text{PO}_4$ (1:1:1) [Birk, Allegre, 1978]. Для контроля измерений стронция и неодима использовали стандарты ВНИИМ-Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70801 \pm 20$) и INd-1 ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5121003 \pm 104$). Для измеренных партий проб получены значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70802 \pm 1$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115 \pm 10$.

Величина ϵ_{Nd} вычислялась относительно модельного хондритового резервуара CHUR с параметрами $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ [Фоп, 1989].

Петрографическая характеристика пород

Трахибазальты и базальтовые трахиандезиты представляют собой массивные порфиридные породы. В них присутствуют крупные (до 10 мм) лейсты зонального плагиоклаза An_{50-70} с характерными двойниками срастания. Структура основной массы пилотаксовая, интерсерральная. В ней наряду с микролитами плагиоклаза отмечаются зерна клинопироксена, реже оливина, калинатрового полевого шпата, биотита, роговой обманки, участки девитрифицированного стекла и аксессуарные — апатит, сфен, магнетит.

Для базальтоидов характерна сильная измененность всех магматических минералов. Так, пироксен замещается хлоритом, актинолитом, оливин почти повсеместно — серпентином с образованием магнетит-гематитовых кайм, плагиоклаз — соссюритом, серицитом. Кроме того, развиваются минералы группы эпидота и карбонаты.

Трахиандезиты и трахиты близки между собой по структуре и минеральному составу. Среди них выделяются афировые и порфировые разновидности. Афировые породы обладают мелкозернистой и стекловатой структурами и сложены преимущественно андезином, калиевым полевым шпатом и вулканическим стеклом. Порфировые разновидности содержат крупные (до 10 мм) вкрапленники зонального

андезина, бесцветного диопсида, ортоклаза. Минералы вкрапленников часто корродированы, обладают реакционными каймами и имеют округлую форму. Из второстепенных минералов отмечаются роговая обманка (до 15 об.%), чаще всего бурая, мелкие чешуйки биотита. Структура основной массы — трахиотная. Из вторичных изменений характерны серицитизация, сосюритизация и пелитизация, зачастую практически полностью изменяющие первоначальный облик минералов.

Трахидацинты, трахириолиты и пантеллериты представлены красновато-бурыми порфировыми флюидальными породами, часто с плитчатой отдельностью. Эти породы содержат миндалины, которые заполняются кальцитом и халцедоном. В трахидацинтах и трахириолитах крупные вкрапленники представлены ортоклазом или корродированным плагиоклазом (An_{20-30}). Мелкие вкрапленники представлены олигоклазом, чешуйками биотита и кварцем, часто имеющим округлую форму. Основная масса выполнена стеклом и мелкозернистыми сростками кварца, калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза. В пантеллеритах минералы-вкрапленники представлены щелочным полевым шпатом и кварцем, в основной массе появляются слабоизометричные мелкие (не более 0.1 мм) кристаллы буро-зеленого щелочного амфибола. Зачастую они замещены оксидами железа. В тонкозернистой основной массе этих пород также присутствуют темно-коричневые едва заметно плеохроирующие мельчайшие зерна энigmatита, образующие подобие дендритов.

Фонотефриты и тефрифолиты, широко распространенные в палеовулканах, представляют собой стекловатые мелкозернистые породы с шариково-пятнистым внешним обликом. Их минеральный состав определяют анортотит, клинопироксен, слюда в виде пластинок, титаномагнетит и выполняющий интерстиции ксеноморфный нефелин, а также апатит. Высокая щелочность пород отражена в составах минералов. Так, в пироксенах установлены повышенные содержания титана (до 2.2 мас.% TiO_2) и натрия (до 10 мас.% эгиринового минала). Слюда представлена высокомагнезильным титанофлогопитом ($Mg/Fe > 5.1$ при 6—6.6 мас.% TiO_2), а апатит — стронцийсодержащим фторапатитом [Иванов, Ярмолюк, 1996].

Эссекситы Муртойской дайки представлены тремя генерациями эссекситовой магмы. Породы всех генераций близки по химизму и минеральному составу. Единственное существенное отличие — широкое распространение среди ранних эссекситов биотит-амфиболовых разновидностей, тогда как более поздние эссекситы исключительно авгит-биотитовые. Главную часть объема породы (около 50—60 %) составляют зональные удлиненно-призматические зерна полевого шпата, ядра которых имеют состав $Ab_{58-69}An_{23-38}Or_{4-8}$, а периферические зоны сложены калиевым полевым шпатом состава $Ab_{52-61}An_{1-9}Or_{38-56}$. В интерстициях располагаются выделения санидина с 1—4 мол.% Ab . Фемические минералы составляют до 30 % объема пород и представлены высокотитанистым биотитом, субкальциевым ферротитанистым авгитом и амфиболом, промежуточным по составу между керсутитом и базальтической роговой обманкой (микронзондовые определения) [Литвиновский и др., 1989]. Для эссекситов характерны высокие содержания апатита (до 5 %) и титаномагнетита (до 7—8 %). Еще одна особенность — постоянное присутствие в интерстициях выделений кальцита и цеолита (стильбита). Местами в породах первой фазы эти минералы заполняют миндалины, их количество на отдельных участках достигает 10—15 об.%.

Петрогеохимическая характеристика пород и закономерности эволюции магматизма во времени

Содержания порообразующих оксидов и редких элементов в представительных разновидностях пород приведены в табл. 1 и отражены на TAS-диаграмме (рис. 3).

По мере уменьшения возраста магматизма Хамбинской ВТС в ассоциациях сокращается доля кислых вулканитов и увеличивается щелочность в породах основного и среднеосновного составов. Так, фигуративные точки составов пород позднеюрского этапа образуют непрерывный ряд в диапазоне SiO_2 от 47 до 73 мас.%, этапа середины раннего мела — от 47 до 67 мас.%, в базальтах и базальтовых трахиандезитах суммарное содержание щелочей составляет 6—8 мас.%. В эссекситах позднего этапа SiO_2 изменяется от 49 до 57 мас.%, общая щелочность достигает 10 мас.%. Для пород основного и среднеосновного составов характерны высокие содержания калия (1.92—4.00 мас.%), отношение Na_2O/K_2O редко превышает 2 и в среднем составляет 1.5.

На бинарных диаграммах (рис. 4) для пород всех этапов характерны общие закономерности распределения некоторых петрогенных и редких элементов в зависимости от SiO_2 . Точки составов пород для разных возрастных этапов образуют одинаковые тренды, что, вероятно, отражает общий состав источников расплавов и последовательность кристаллизации порообразующих минералов. С ростом количества SiO_2 в породах всех этапов уменьшаются TiO_2 , Sr и растут содержания некогерентных элементов Rb и Nb. Тренд увеличения Rb с ростом кремнекислотности усложняется аномально высокими его концентрациями в некоторых породах основного и среднего составов с признаками вторичных изменений, что объяснимо его высокой подвижностью и привнесом в постмагматические стадии с образованием вторичных калиевых полевых шпатов, слюд и хлоритов. Распределение K_2O и Al_2O_3 характеризуется слабым

Таблица 1.

Составы магматических пород Хамбинской ВТС

Компонент	Лавовое поле							
	Хам 1/3	ЦХ 20/5	ХРХ 1/3	ХРХ 2/4	Хам 1/6	ХРХ 3/2	ЦХ 16/17	ХРХ 2/1
SiO ₂ , мас.%	47.43	47.52	49.34	51.48	51.70	51.74	53.81	54.06
TiO ₂	1.84	2.14	2.31	1.25	1.44	2.02	1.31	1.02
Al ₂ O ₃	16.65	16.71	16.01	18.56	17.41	16.62	17.74	20.48
Fe ₂ O ₃ общ	10.85	10.49	11.20	7.55	9.03	9.21	8.27	6.29
MnO	0.22	0.14	0.10	0.14	0.21	0.12	0.12	0.13
MgO	5.45	5.23	3.07	1.95	3.55	3.98	2.61	1.93
CaO	7.53	7.15	6.71	7.02	6.01	5.02	4.92	6.53
Na ₂ O	3.65	3.89	4.45	4.62	5.36	4.72	4.45	4.53
K ₂ O	1.92	2.31	2.57	1.43	2.38	2.86	3.99	2.76
P ₂ O ₅	0.91	1.27	1.61	0.53	0.78	0.99	0.92	0.45
П.п.п.	3.33	2.86	2.60	5.44	1.79	2.51	1.45	1.53
Сумма	99.77	96.85	100.29	100.22	99.66	100.09	99.60	100.09
K _a	—	—	—	—	—	—	—	—
Rb, г/т	17	35	90	23	64	34	95	32
Ba	1393	1367	4079	4141	1691	1561	2520	1980
Sr	1426	1672	1286	1281	1896	1155	1657	1491
Zr	177	303	399	245	265	370	339	176
Nb	12	12	26	8	13	24	22	6
Hf	4	6	9	5	7	8	6	4
Ta	0.68	0.70	1.57	0.51	0.51	1.28	1.23	0.39
Y	16.23	22.93	27.22	18.78	17.06	26.74	12.48	21.36
Th	1.27	1.50	5.46	6.54	2.87	3.45	3.39	5.13
U	0.57	0.62	1.74	0.93	1.01	1.17	1.07	1.47
Pb	8.61	14.34	28.03	16.67	23.33	16.43	24.36	14.64
La	44	53	84	36	64	59	70	37
Ce	100	129	192	85	116	139	146	84
Pr	9.2	12.4	18.5	8.1	14.0	13.2	15.5	7.9
Nd	39.6	56.4	77.7	35.9	53.8	56.4	58.0	33.9
Sm	6.7	9.3	12.9	6.4	8.3	9.5	8.4	6.2
Eu	2.0	2.6	3.1	1.6	2.5	2.2	2.3	1.8
Gd	5.4	7.4	9.7	5.1	6.5	7.4	5.9	5.4
Tb	0.61	0.86	1.11	0.63	0.83	0.94	0.75	0.68
Dy	3.26	4.59	5.92	3.53	3.83	5.18	2.72	4.03
Ho	0.54	0.77	0.95	0.62	0.70	0.86	0.46	0.73
Er	1.32	1.94	2.40	1.62	1.64	2.34	1.16	1.99
Tu	0.18	0.25	0.31	0.22	0.22	0.31	0.14	0.28
Yb	1.07	1.51	1.87	1.41	1.20	2.00	0.93	1.87
Lu	0.15	0.23	0.27	0.23	0.18	0.30	0.12	0.29
Компонент	Лавовое поле							
	ГО 5/3	ГО 5/4	ЦХ 16/9	ЦХ 15/9	ЦХ 16/1	ЦХ 16/12	ЦХ 21/2	ХРХ 2/2
SiO ₂ , мас.%	55.60	55.72	55.96	60.81	63.00	64.65	64.39	66.63
TiO ₂	1.29	1.22	1.18	1.05	0.87	0.84	0.75	0.55
Al ₂ O ₃	18.03	17.76	16.90	17.11	17.08	16.39	17.24	16.52
Fe ₂ O ₃ общ	7.79	7.68	7.59	5.42	3.81	3.56	3.84	3.11
MnO	0.09	0.11	0.10	0.13	0.13	0.23	0.09	0.16
MgO	1.54	2.15	2.34	1.19	0.88	0.46	0.37	< 0.050
CaO	4.66	4.41	4.55	2.18	1.08	0.72	0.52	0.48
Na ₂ O	5.18	5.01	4.88	5.59	5.71	5.62	5.53	6.35

Компонент	Лавовое поле							
	ГО 5/3	ГО 5/4	ЦХ 16/9	ЦХ 15/9	ЦХ 16/1	ЦХ 16/12	ЦХ 21/2	ХРХ 2/2
K ₂ O	3.15	3.44	3.64	5.26	6.37	5.81	6.35	5.72
P ₂ O ₅	0.88	0.82	0.85	0.43	0.26	0.21	0.17	0.09
П.п.п.	1.48	1.39	1.54	0.76	0.80	1.46	0.74	0.31
Сумма	99.69	99.71	99.53	99.93	99.99	99.96	99.99	100.05
K _a	—	—	—	—	0.95	0.95	0.93	1.01
Rb, г/т	47	68	112	133	110	100	151	180
Ba	1370	1860	1769	1524	90	83	102	1689
Sr	1125	1085	1128	378	66	44	38	34
Zr	338	432	445	633	333	477	938	1068
Nb	16	22	23	25	25	31	29	45
Hf	6	8	8	11	7	10	16	19
Ta	0.85	1.16	1.23	1.68	1.77	1.77	1.67	2.78
Y	15.30	16.28	17.29	42.07	21.84	18.57	31.81	35.06
Th	5.19	4.98	4.85	11.63	3.76	4.87	13.31	20.78
U	1.52	1.54	1.49	2.88	0.53	0.84	4.03	4.65
Pb	9.82	21.77	20.88	29.93	19.99	39.19	35.19	45.70
La	66	71	70	78	79	61	87	103
Ce	140	147	146	168	187	170	202	253
Pr	12.3	15.6	15.4	15.0	21.6	17.2	18.5	23.2
Nd	48.7	57.3	56.8	61.0	81.5	68.4	75.6	92.1
Sm	7.2	8.3	8.5	10.2	12.6	11.0	11.6	14.2
Eu	1.8	2.1	2.1	2.6	3.3	2.6	2.0	1.8
Gd	5.2	6.3	5.8	8.6	9.6	7.5	8.6	9.9
Tb	0.56	0.75	0.78	1.18	1.22	1.00	1.08	1.27
Dy	2.91	3.26	3.27	7.00	5.20	4.38	6.07	7.25
Ho	0.47	0.60	0.56	1.31	0.88	0.72	1.08	1.25
Er	1.21	1.51	1.45	3.83	2.17	1.87	2.99	3.45
Tu	0.16	0.18	0.18	0.54	0.26	0.28	0.42	0.51
Yb	1.02	1.29	1.28	3.66	1.71	1.91	2.79	3.37
Lu	0.14	0.16	0.16	0.60	0.22	0.24	0.46	0.55
Компонент	Лавовое поле					Палеовулкан		
	ЦХ 16/2	ЦХ 16/6	ГО 3/9	ГО 3/6	Хам 1/31	Хам 3/15	Хам 3/14	Хам 3/16
SiO ₂ , мас.%	70.49	70.53	70.59	70.82	73.11	46.85	47.01	50.06
TiO ₂	0.29	0.31	0.32	0.31	0.22	2.20	2.19	1.94
Al ₂ O ₃	14.26	14.65	15.07	14.85	12.93	15.44	15.47	16.31
Fe ₂ O ₃ общ	3.62	2.78	1.96	1.91	2.79	11.12	11.00	9.31
MnO	0.13	0.04	0.08	0.05	0.23	0.14	0.15	0.13
MgO	0.10	0.13	0.07	0.15	0.04	5.91	5.89	4.03
CaO	0.15	0.12	0.11	0.29	0.09	7.76	8.04	6.67
Na ₂ O	5.51	5.55	5.01	4.21	5.32	3.56	3.58	4.18
K ₂ O	5.08	5.34	5.56	5.78	4.81	2.30	2.22	3.14
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.05	0.05	0.02	1.43	1.44	1.35
П.п.п.	0.21	0.43	0.24	0.37	0.30	2.48	2.66	2.45
Сумма	99.88	99.92	99.06	98.79	99.86	99.19	99.65	99.56
K _a	1.02	1.02	0.95	0.89	1.08	—	—	—
Rb, г/т	319	302	339	249	334	37	29	55
Ba	19	30	90	462	61	5141	1638	1974

Компонент	Лавовое поле				Палеовулкан			
	ЦХ 16/2	ЦХ 16/6	ГО 3/9	ГО 3/6	Хам 1/31	Хам 3/15	Хам 3/14	Хам 3/16
Sr	16	23	35	56	31	2241	1563	1731
Zr	1255	1276	637	428	1240	255	275	379
Nb	87	86	45	29	81	24	19	23
Hf	29	29	15	10	28	6	5	7
Ta	4.91	5.06	2.41	2.07	4.25	1.95	1.04	1.14
Y	42.93	27.82	45.60	45.10	54.92	23.21	22.31	22.12
Th	25.00	23.63	67.69	49.59	44.64	2.22	1.96	1.06
U	3.71	4.91	6.77	8.34	5.66	0.68	0.82	1.91
Pb	63.48	61.16	15.26	26.87	41.45	13.14	12.82	18.53
La	116	60	98	83	60	89	79	104
Ce	278	176	181	175	151	193	180	223
Pr	23.4	13.0	13.7	14.4	11.9	—	16.9	20.3
Nd	74.3	44.2	44.7	53.3	40.6	78.7	71.7	82.0
Sm	10.6	7.1	6.4	8.8	7.5	11.9	11.4	12.3
Eu	1.3	0.9	0.3	0.5	0.7	4.3	3.1	3.3
Gd	8.6	6.0	5.8	7.5	7.6	8.2	8.4	8.8
Tb	1.34	0.91	0.88	1.03	1.17	0.94	0.90	0.91
Dy	6.93	4.62	5.84	6.67	7.73	4.72	4.72	4.76
Ho	1.36	0.93	1.23	1.33	1.57	0.83	0.73	0.73
Er	4.04	2.81	4.12	4.02	4.86	1.84	1.83	1.75
Tu	0.61	0.38	0.68	0.62	0.76	0.24	0.23	0.23
Yb	4.28	3.00	5.24	4.19	5.35	1.35	1.44	1.38
Lu	0.59	0.45	0.86	0.67	0.85	0.18	0.20	0.20
Компонент	Палеовулкан		Мургойская дайка					
	Хам 3/12	Хам 3/4	МГ 3/8	ГО 1/1	ГО 1/6	ГО 1/5	ГО 1/83	ГО 1/81
SiO ₂ , мас. %	55.54	59.70	49.00	51.98	52.06	50.79	52.45	51.99
TiO ₂	1.24	1.13	2.43	1.72	1.71	1.68	1.81	1.82
Al ₂ O ₃	17.99	18.03	15.86	16.76	16.73	16.53	17.37	17.25
Fe ₂ O ₃ общ	8.05	4.78	11.61	8.56	8.16	7.88	8.88	9.26
MnO	0.15	0.20	0.20	0.11	0.11	0.12	0.12	0.10
MgO	1.30	0.67	3.19	2.77	2.85	2.67	2.93	2.73
CaO	3.56	1.58	5.86	5.79	6.05	6.78	3.67	4.26
Na ₂ O	6.48	6.56	4.60	5.33	5.78	5.13	5.99	5.59
K ₂ O	2.98	5.51	2.70	3.86	3.93	3.73	3.94	3.92
P ₂ O ₅	0.73	0.38	1.73	1.46	1.33	1.16	1.39	1.41
П.п.п.	1.69	1.03	2.63	1.42	0.81	3.17	1.11	1.25
Сумма	99.70	99.57	99.81	99.46	99.51	99.64	99.66	99.57
K _a	—	—	—	—	—	—	—	—
Rb, г/т	86	111	44	87	94	83	90	74
Ba	2225	3871	1906	2327	2362	2595	1962	1984
Sr	1461	1183	1386	2036	2234	1690	1322	1476
Zr	389	614	491	390	457	360	525	517
Nb	19	28	26	26	29	24	27	26
Hf	10	11	8	10	9	8	9	9
Ta	1.9	1.6	1.2	1.9	1.5	1.7	1.3	1.3
Y	19.0	35.9	19.2	18.0	17.2	17.2	20.1	19.5
Th	5.6	8.2	4.2	4.3	4.1	3.9	4.3	4.4
U	1.6	2.0	1.3	1.1	1.4	1.2	1.3	1.6

Компонент	Палеовулкан		Муртойская дайка					
	Хам 3/12	Хам 3/4	МГ 3/8	ГО 1/1	ГО 1/6	ГО 1/5	ГО 1/83	ГО 1/81
Pb	18.1	24.5	21.0	25.7	27.8	23.7	16.7	42.0
La	78	107	118	127	134	125	125	129
Ce	166	229	249	269	261	232	264	267
Pr	—	21.2	21.9	—	20.6	19.1	23.0	23.4
Nd	58.7	86.2	85.9	84.7	83.3	80.2	90.1	92.4
Sm	9.4	13.7	11.9	13.7	13.2	13.3	12.5	12.7
Eu	2.8	3.9	2.8	3.9	3.8	3.7	3.0	2.9
Gd	7.1	10.5	8.0	8.4	6.6	7.1	8.4	8.1
Tb	0.81	1.22	0.82	0.86	0.78	0.84	0.86	0.82
Dy	4.04	6.72	4.16	4.12	3.98	3.86	4.42	4.24
Ho	0.69	1.11	0.59	0.64	0.64	0.64	0.64	0.62
Er	1.82	2.90	1.48	1.52	1.45	1.43	1.54	1.51
Tu	0.23	0.39	0.18	0.18	0.18	0.17	0.19	0.18
Yb	1.43	2.47	1.10	1.07	0.98	0.92	1.19	1.20
Lu	0.16	0.38	0.16	0.14	0.14	0.12	0.16	0.16

Примечание. K_a — коэффициент агаптитности. Прочерк — нет данных.

увеличением содержаний при переходе от базальтоидов к трахитам и последующим уменьшением к кислым вулканитам. Такой характер зависимости соответствует их поведению при фракционировании на ранних стадиях темноцветных минералов, а затем плагиоклаза и калиевого полевого шпата.

Породы основного состава всех этапов обогащены редкими литофильными элементами и по количеству большинства из них сопоставимы или даже превосходят содержания этих элементов в высокощелочных базальтах океанических островов. В частности, они богаче REE, Ba, K, Pb, Sr и P. В то же время отмечаются неоспоримые отличия, связанные с обедненностью пород Ti, Nb и Ta. В этом отношении вулканиты Хамбинской ВТС сопоставимы с базальтами островных дуг. Однако по распределению РЗЭ они резко отличаются от последних, сопоставляются с ОИВ и даже выделяются на фоне последних более фракционированным распределением РЗЭ, что сближает их с породными ассоциациями внутриплито-

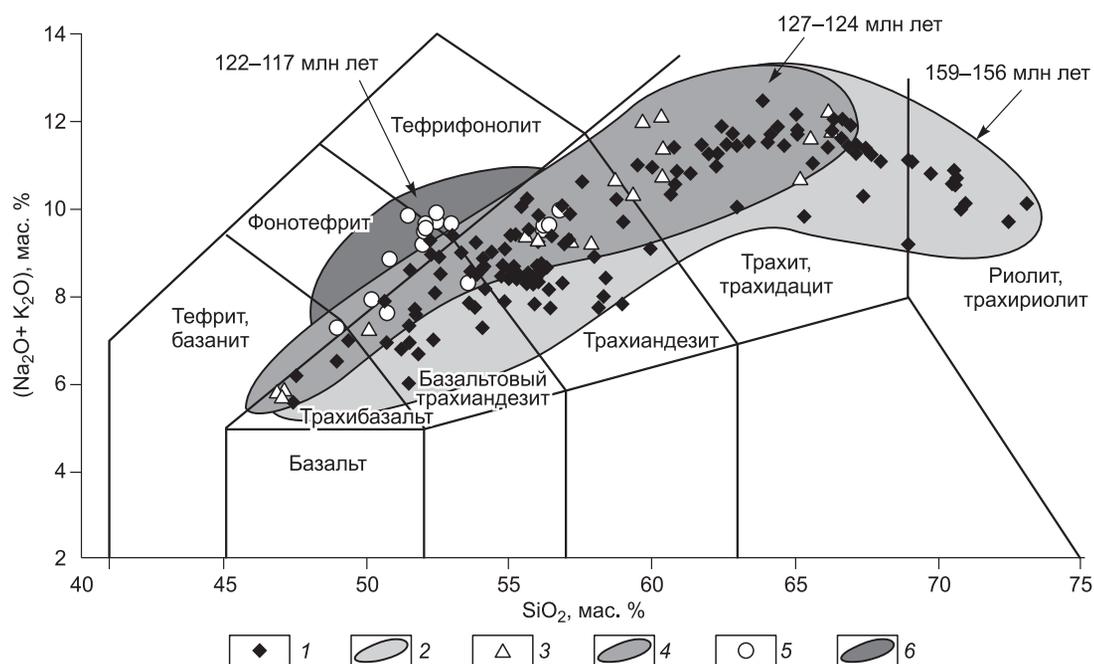


Рис. 3. Составы породных ассоциаций Хамбинской ВТС на диаграмме SiO_2 — $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$.

1—6 — магматические породы: 1, 2 — лавового поля, 3, 4 — Шалутинского палеовулкана, 5, 6 — Муртойской дайки.

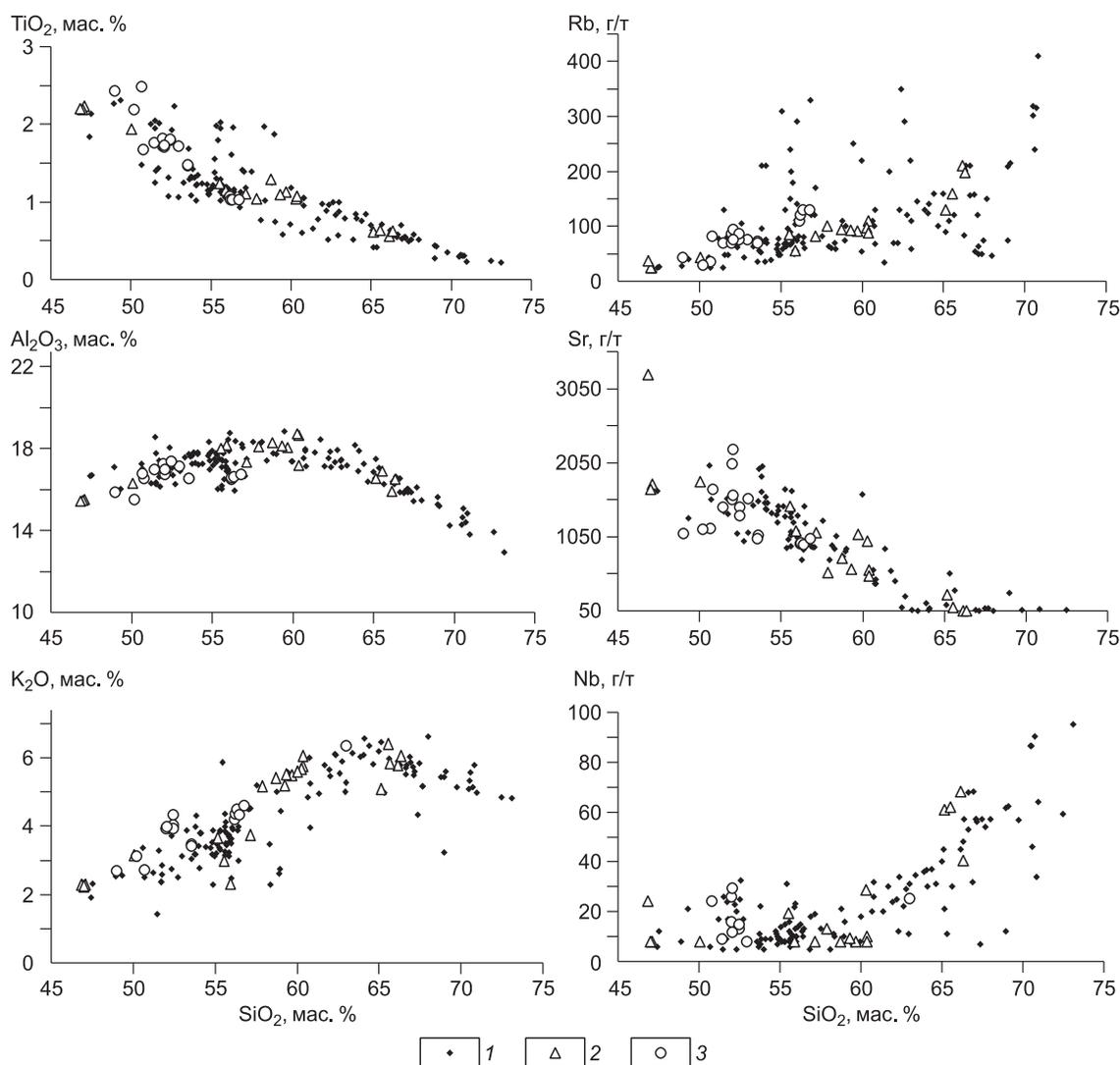


Рис. 4. Корреляционные зависимости между петрогенными и редкими элементами и SiO_2 в породах разных этапов развития Хамбинской ВТС.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

вых обстановок (рис. 5). В последовательном возрастном ряду основные породы ассоциаций обогащаются Th, U, K, Rb, Pb, Nb, Ta, Zr, Hf, суммой редкоземельных элементов и характеризуются увеличением отношения LREE/HREE. На диаграмме, предложенной С.Д. Великославинским, В.А. Глебовицким [2005], точки составов пород попадают в поле составов базальтов континентальных рифтов (рис. 6). Трахибазальты, базальтовые трахиандезиты, фонотефриты и эссекситы Хамбинской ВТС характеризуются высокими величинами отношений несовместимых элементов Th/Yb и Ta/Yb (рис. 7), и точки их составов расположены внутри мантийного ряда, образованного составами толеитов срединно-океанических хребтов и внутриплитовых базальтов [Pearce, 1983]. По сравнению с ними трахиандезиты, трахиты, трахидациты и трахириолиты обогащены Th относительно Yb и Ta, что отразилось в увеличении Th/Yb отношения и, возможно, является следствием влияния коровой контаминации на состав дифференцированных магм.

В кислых вулканитах в спектре распределения большей части несовместимых элементов отмечаются эволюционные закономерности изменения состава трахибазальтов, базальтовых трахиандезитов и фонотефритов. Так, в трахидацитах, трахириолитах и пантеллеритах концентрируются Th, U, Rb, Pb, Nb, Ta, Zr и Hf и в то же время отмечаются аномально низкие содержания Ba, Sr, P и Ti. В спектре распределения редкоземельных элементов (рис. 8) проявлены Eu-минимум, по-видимому, отражающий фракционирование плагиоклаза, а также обогащение HREE, которое может быть обусловлено как удалением из

Рис. 5. Распределение нормированных к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] редких и редкоземельных элементов в породах Хамбинской ВТС с содержанием $\text{SiO}_2 = 47\text{--}53$ мас.%.

Усл. обозн. см. на рис. 3. OIB — средний состав щелочных базальтов океанических островов, по [Sun, McDonough, 1989], IAB — поле составов островодужных базальтов, использованы данные из работ [Перепелов и др., 2006; Toothill et al., 2007].

расплава легких лантаноидов в акцессорные минералы и плагиоклазы на промежуточных этапах кристаллизационной дифференциации — «инверсией» состава редкоземельных элементов [Балашов, 1976], так и появлением дополнительных компонентов в источнике плавления. В пользу последнего, в частности, свидетельствуют графики, где в качестве индекса дифференциации использовано содержание Nb (рис. 9). На них видно, что распределение несовместимых элементов в породах основного и среднего составов (охватывающих интервал значений $\text{Nb} < 30$ г/т) укладывается в линейные корреляции, что свидетельствует о связи этих пород с более или менее однородным по составу источником расплавов. Контроль над содержанием элементов в породах определялся процессами фракционирования (для разновозрастных ассоциаций) и фракционного плавления, определившего различия в содержании несовместимых элементов в породах разных возрастных групп. Для вулканической серии Хамбинской ВТС видно, что при содержании $\text{Nb} \geq 30$ г/т происходит резкое изменение характера корреляционных зависимостей между элементами. Кислые породы резко обогащаются U, Y и тяжелыми редкими землями при стабилизации и даже относительном понижении содержания легких РЗЭ. Следствием разного поведения тяжелых и легких редких земель является резкое уменьшение величины La/Yb . Отмечаются резкие изменения в содержании Sr, Eu, но их вариации в соответствующем диапазоне пород (трахидациты, трахириолиты и пантеллериты) также контролируются процессами фракционирования полевых шпатов. Наблюдаемые резкие нарушения трендов вариаций несовместимых элементов в породах вулканической серии Хамбинской ВТС, по-видимому, можно связать с контаминацией исходных базитовых расплавов и продуктов их дифференциации коровым компонентом, обогащенным, в частности, тяжелыми редкими землями. Можно предположить, что таким компонентом являлись гранатосодержащие коровые породы, что и привело к изменению трендов дифференциации магматических расплавов.

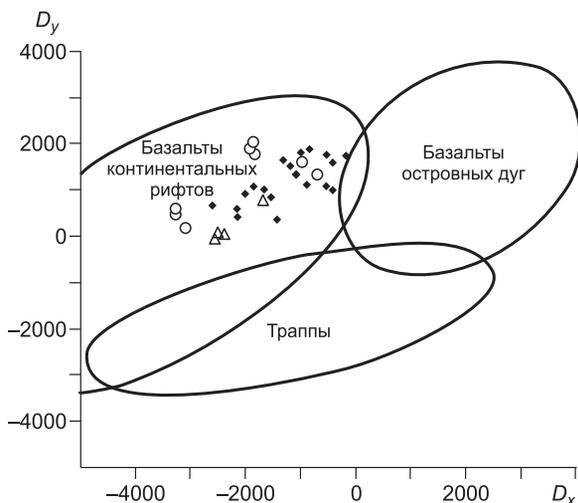
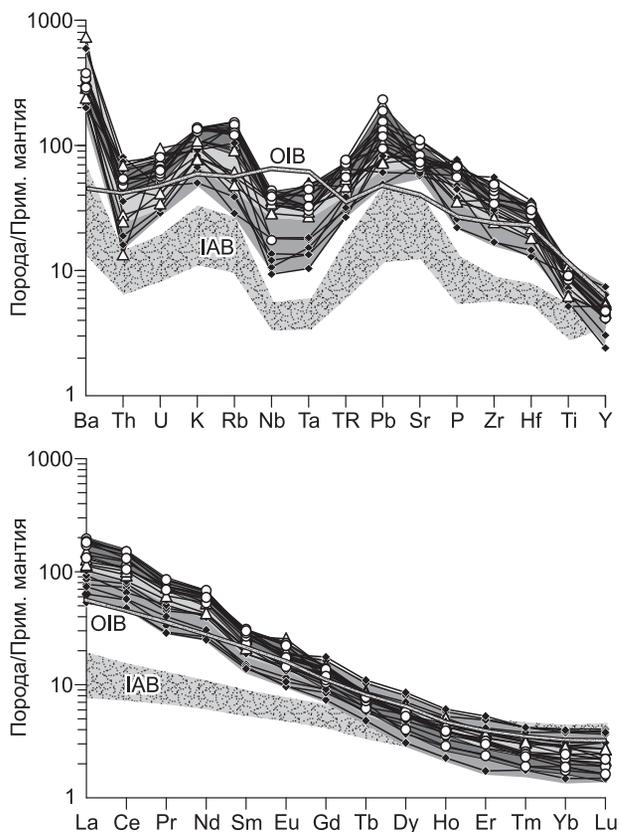


Рис. 6. Положение точек составов базальтоидов Хамбинской ВТС на дискриминантной диаграмме для классификации островодужных и континентальных базальтов на основе петрохимических данных [Великославинский, Глебовицкий, 2005].

Усл. обозн. см. на рис. 3. $D_x = 176.94\text{SiO}_2 - 1217.77\text{TiO}_2 + 154.51\text{Al}_2\text{O}_3 - 63.1\text{FeO}_{\text{общ}} - 15.69\text{MgO} + 372.43\text{CaO} + 104.71\text{Na}_2\text{O} - 19.96\text{K}_2\text{O} - 873.69\text{P}_2\text{O}_5 - 11721$. $D_y = 94.39\text{SiO}_2 - 103.3\text{TiO}_2 + 417.98\text{Al}_2\text{O}_3 - 55.63\text{FeO}_{\text{общ}} + 57.61\text{MgO} + 118.42\text{CaO} + 502.02\text{Na}_2\text{O} + 6.37\text{K}_2\text{O} + 415.31\text{P}_2\text{O}_5 - 13724.66$.

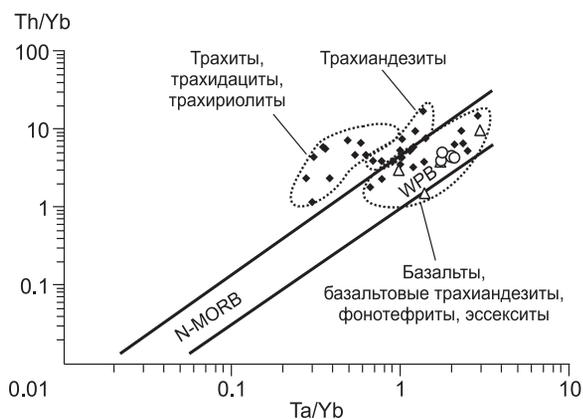


Рис. 7. Диаграмма Th/Yb—Ta/Yb для магматических пород Хамбинской ВТС.

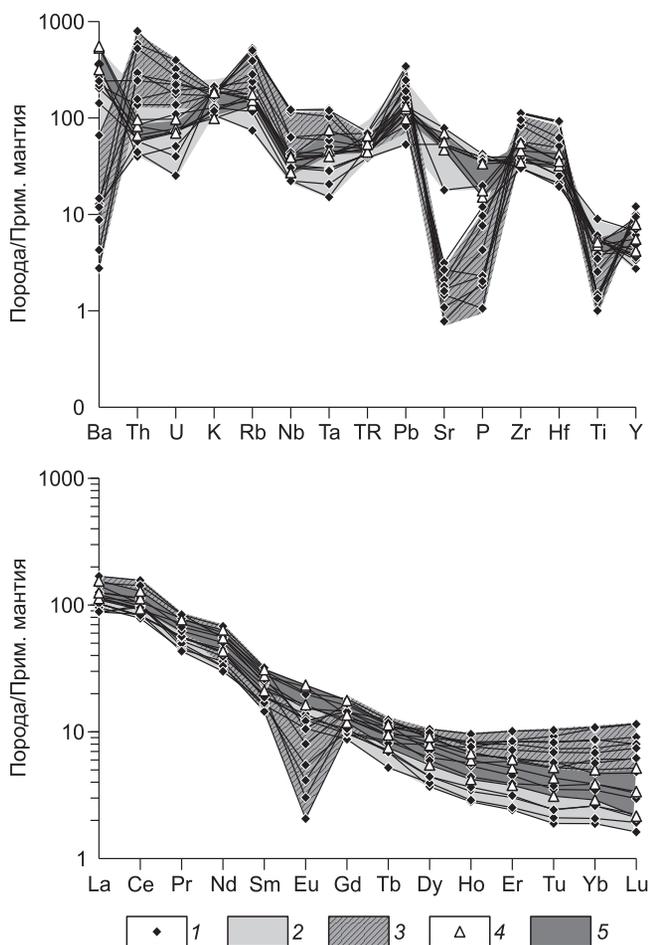
Усл. обозн. см. на рис. 3. Границы полей приведены по [Pearce, 1983]. WPB — внутриплитовые базальты, N-MORB — толеитовые базальты срединно-океанических хребтов.

Изотопная Sr-Nd характеристика пород основного и среднеосновного составов

Как показали результаты геохимических исследований, в породах основного и среднеосновного составов Хамбинской ВТС установлены различия, имеющие важное значение для определения механизмов их образования и состава магматических источников. В связи с этим был определен изотопный состав Sr и Nd в трахибазальте и базальтовых трахиандезитах вулканического поля, трахибазальте и фонотефрите Шалутинского палеовулкана и эссекситах Муртойской дайки (табл. 2). Полученные результаты показывают, что состав пород различных этапов варьирует по величинам изотопных отношений ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) от 0.704575 до 0.705574 и ϵ_{Nd} от -2.2 до 0.6. В координатах ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ — ϵ_{Nd} (рис. 10) расположение фигуративных точек составов не зависит от возраста формирования пород. Эти точки составов приурочены к четвертому квадранту изотопной диаграммы, в котором сосредоточены составы источников с характеристиками умеренно обогащенной мантии [Zindler, Hurt, 1986] и отвечают комбинации двух типов источников расплавов: обогащенных радиогенным стронцием мантии типа ЕМII и умеренно деплетированной мантии типа PREMA. Кроме того, они полностью соответствуют полю изотопных составов позднеюрских—раннемеловых базальтоидов соседних Джидинского и Тугнуйско-Хилокского секторов, укладываясь в общую динамику изменения состава продуктов позднемезозойско-раннекайнозойского магматизма Западно-Забайкальской рифтовой области [Ярмолюк, Иванов, 1998].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты проведенных исследований позволяют восстановить динамику формирования Хамбинской ВТС, оценить закономерности эволюции магматизма и состав его источников. Геологические и геохронологические данные свидетельствуют о существовании, по крайней мере, трех магматических этапов, каждому из которых соответствует определенный тип породных ассоциаций. Первый (159—156 млн лет) — был самым значимым в геологической истории Хамбинской ВТС, поскольку на этом этапе началось заложение и развитие грабена, сопровождаемое обширными площадными излияниями по



**Рис. 8. Распределение нормированных к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] редких и редкоземельных элементов в вулканитах Хамбинской ВТС с содержанием $\text{SiO}_2 = 53\text{—}74$ мас.%.
1—3 — магматические породы лавового поля: 1 — все породы с содержанием $\text{SiO}_2 = 53\text{—}74$ мас.%, 2 — базальтовые трахиандезиты и трахиандезиты, 3 — трахиты, трахидациты, трахириолиты и пантеллериты; 4, 5 — фонотефриты и тефрифенолиты Шалутинского палеовулкана.**

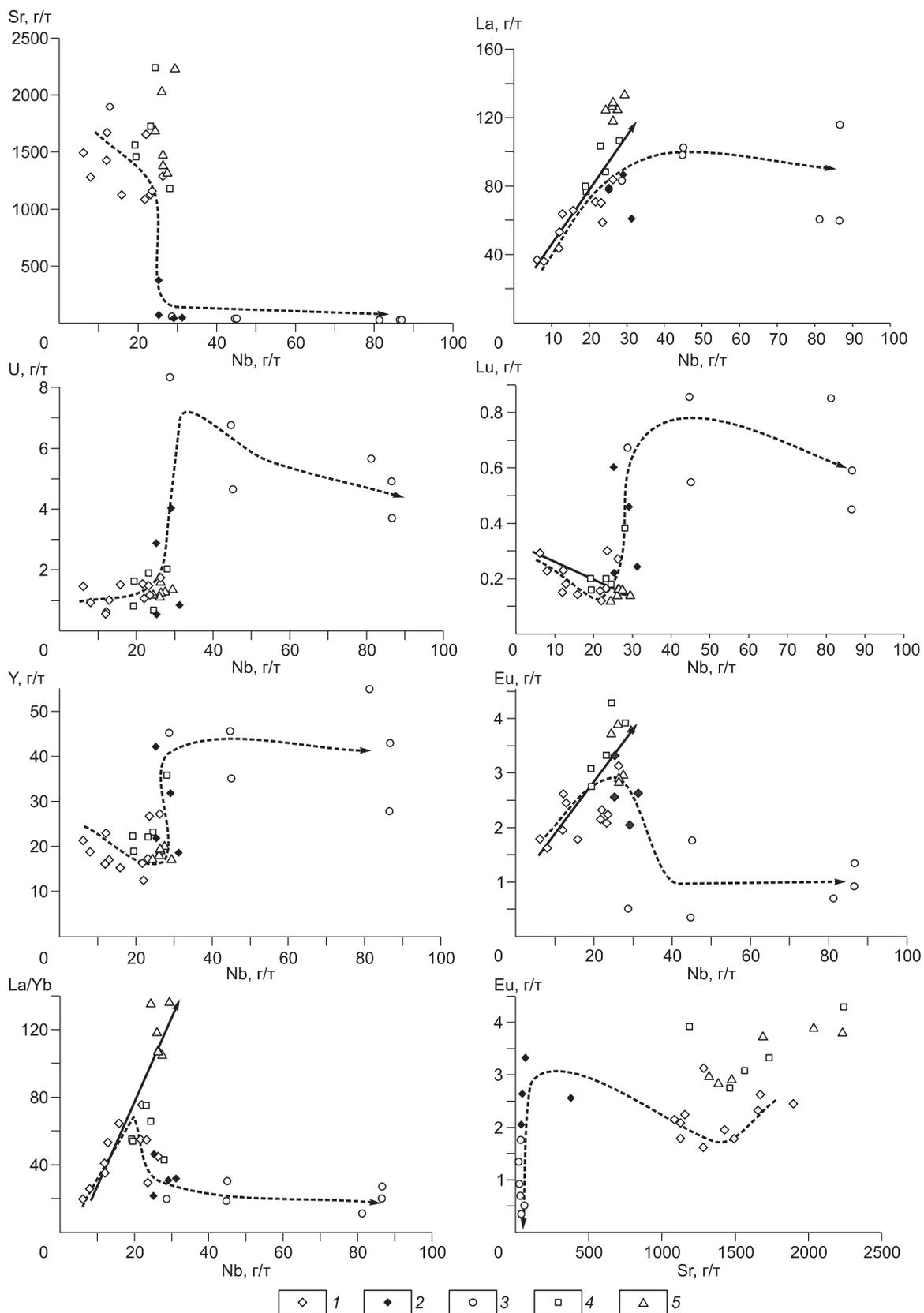


Рис. 9. Корреляционные зависимости между редкими элементами и Nb, Sr и Eu в породах разных этапов развития Хамбинской ВТС.

1–5 — магматические породы: 1–3 — лавового поля: 1 — породы с содержанием $\text{SiO}_2 = 47\text{--}53$ мас.%, 2 — породы с $\text{SiO}_2 = 53\text{--}74$ мас.%, 3 — пантеллериты; 4 — Шалутинского палеовулкана; 5 — Муртойской дайки. Стрелками показаны возможные пути хода магматической дифференциации.

Таблица 2.

Изотопный состав Sr и Nd в магматических породах Хамбинской ВТС

№ пробы	Возраст, млн лет	Порода	Rb, г/г	Sr, г/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	ϵ_{Nd}
Муртойская дайка												
ГО 1/5	117	Эссекит	82.63	1689.99	0.14158	0.705370 ± 9	0.705135	13.29	80.21	0.099730	0.512480 ± 8	-1.6
МГ 3/8	117	»	44.10	1386.04	0.09213	0.705060 ± 14	0.704907	11.94	85.88	0.083684	0.512557 ± 6	0.1
ГО 1/1	117	»	126.82	2035.66	0.18040	0.705328 ± 14	0.705028	13.71	84.7	0.097428	0.512449 ± 9	-2.2
Шалутинский палеовулкан												
Хам 3/14	124	Трахибазальт	28.96	1638.13	0.05119	0.705110 ± 9	0.705020	11.43	71.68	0.095979	0.512524 ± 8	-0.6
Хам 3/16	124	Фонотефрит	55.94	1973.53	0.08208	0.705360 ± 23	0.705215	12.25	82	0.089919	0.512494 ± 7	-1.1
Вулканическое поле												
ГО 5/3	155	Базальтовый трахиандезит	47.15	1370.10	0.09965	0.704826 ± 9	0.704606	7.23	48.71	0.089341	0.512564 ± 7	0.7
ГО 5/4	155	»	68.1	1860.24	0.10601	0.705880 ± 9	0.705646	8.32	57.26	0.087458	0.512528 ± 14	0.0
Хам 1/6	155	Трахибазальт	63.8	1690.68	0.10927	0.705153 ± 2	0.704912	8.28	53.86	0.092532	0.512523 ± 8	-0.2

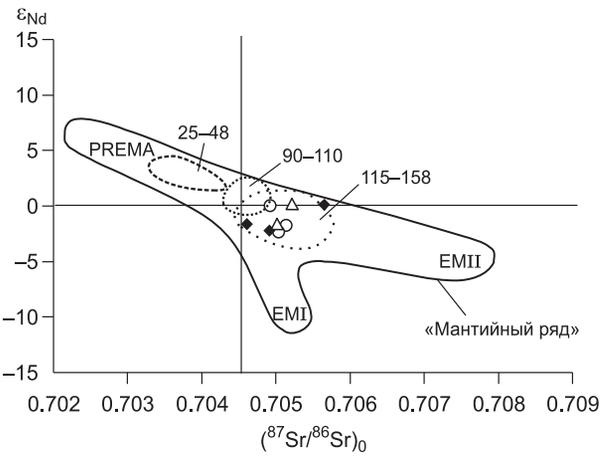
субпараллельным разломам, в результате чего вулканы накапливались внутри грабена, формируя лавовое поле. Оно сложено дифференцированными вулканическими ассоциациями с участием субщелочных и щелочных пород. Возможно, в завершающей фазе этого этапа произошло отмирание магмоконтролирующих структур, в связи с чем вулканическая активность в регионе прекратилась примерно на 30 млн лет. Важнейшая особенность этого амагматического периода заключается в структурной перестройке рифтовой зоны. Юрский грабен прекратил свое существование, и его территория больше не вовлекалась в процессы грабенообразования. Последние охватили область, прилегающую к вулканическому грабену с юго-востока, где, начиная с раннего мела, стала формироваться Гусинозерская впадина «забайкальского» типа с моноклинальным внутренним строением, обусловленным односторонним конседиментационным опусканием ее фундамента по Моностойскому разлому [Булнаев, 2006]. В результате этих процессов позднеюрские вулканические толщи были приподняты на северо-западном фланге Гусинозерской впадины и оказались в ее горстовом обрамлении. Возрождение цикла вулканической активности произошло на втором этапе (127—124 млн лет), извержения теперь были связаны с одиночными вулканами центрального типа, тяготеющими к границе Хамбинского горста и Гусинозерской впадины. Состав породных ассоциаций стали определять трахибазальты, фонотефриты, тефрифолиты и щелочные трахиты. Завершающий третий импульс магматизма (122—117 млн лет) выражен Муртойской дайкой эссекитов, вытянутой параллельно юго-восточной границе Хамбинской вулкано-тектонической структуры. Объем продуктов магматизма раннемеловых этапов по сравнению с позднеюрским этапом сократился как минимум на два порядка.

Необходимо отметить, что структурно-пространственные, хронологические и вещественные характеристики магматизма Хамбинской ВТС обладают ярко выраженными чертами общности и преемственности с вулканическими проявлениями смежных с ней структур — Малохамардабанского на западе и Тугнуйского на востоке грабенов (рис. 11). В них отмечаются одинаковые тенденции в проявлении процессов грабенообразования и магматизма. Начало магматической активности во всех этих структурах связано с самым масштабным позднеюрским (160—150 млн лет) этапом и образованием вулканических ассоциаций субщелочных и щелочных пород полного спектра составов по кремнекислотности (ичетуйская свита). Продукты магматизма накапливались практически исключительно внутри грабенов и за их пределы не распространялись.

Раннемеловые этапы в Хамбинской ВТС соответствуют этапам формирования трахибазальтов, тефритов, фонотефритов, щелочных трахитов и их субвулканических аналогов как в Малохамардабанском и Тугнуйском грабенах, так и в новообразованных меловых грабенах (Хилокском, Маргентуйском, Инзагатуйском) поздне-мезозойско-кайнозойской рифтовой области Западного Забайкалья. В региональном плане можно отметить, что эта эпоха привела к расширению рифтовой области в поперечном направлении за счет вовлечения в процессы гра-

Рис. 10. Положение точек изотопных составов Nd и Sr в базальтоидах Хамбинской ВТС.

Усл. обозн. см. на рис. 3. PREMA — умеренно деплетированный мантийный источник, EMI — мантийный источник, обогащенный неодимом, EMII — мантийный источник, обогащенный радиогенным стронцием. Контуры ограничивают поля изотопных составов для разновозрастных вулканитов Джидинского и Хилокско-Тугнуйского секторов, по [Ярмолюк и др., 1998; Воронцов и др., 2002; Воронцов, Ярмолюк, 2007]. Цифры у полей — возраст пород (млн лет).



бенообразования территорий, прилегающих к цепочке позднеюрских грабенов с юга. Расширение зоны грабенообразования в пределах рифтовой области сопровождалось местами, например в Заганском хребте, экспозицией комплекса метаморфических ядер, прекращением магматической деятельности в позднеюрских грабенах и смещением центров активного магматизма в пределы новообразованных раннемеловых грабенов. В районе Хамбинского грабена эти процессы привели к заложению Гусиноозерской впадины и проявлению вулканической активности в зоне разлома, разделившего грабен и впадину. Подобное изменение структурного плана в пределах рифтовой области объяснимо развитием в конце юры в основании вулканической области листрического сброса с юго-восточной вергентностью, который вывел зоны магматических каналов за пределы юрской цепочки грабенов. Меловой этап в развитии рифтовой области протекал в традиционном для рифтовых зон режиме и привел к формированию системы грабенов, в пределах последней режим грабенообразования и связанного с ним магматизма сохранились вплоть до позднего кайнозоя.

Преэссенциальность вещественных характеристик магматических пород Хамбинской ВТС отражена в их высокой щелочности и содержаниях некогерентных литофильных элементов, что типично для поздне-мезозойских магматических ассоциаций Западно-Забайкальской рифтовой области. По уровню содержа-

Эпоха	Время, млн лет	Малохамардабанский грабен	Хамбинская ВТС	Тугнуйский грабен	Хилокский грабен
Q	0				
N ₂	10				
N ₁	20				
P ₃	30				Базанит-тефритовая центральных вулканов
	40				Экструзии тефритов
P ₁₋₂	50				Тефриты, базаниты, субщелочные базальты, меланефелиниты
	60				
	70				
K ₂	80				Субщелочные базальты (Мотнинское поле)
	90			Тефриты и трахибазальты	
	100	Трахибазальт-тефритовая с тешенитами		Щитовые вулканы тефритов и трахибазальтов	
	110		Эссекситы (Муртойская дайка)		
K ₁	120	Тефрит-фонолитовая	Фонотефриты (Шалутинский палеовулкан)	Тефрит-трахибазальтовая	Тефрит-фонолитовая
	130	Нефелин-сиенитовая		Тефрит-фонолитовая	
	140				
J ₃	150	Трахидацил-трахириолит-пантеллеритовая		Трахидацил-трахириолит-пантеллеритовая	Субщелочная базальтовая с гиалокластитами (хилокская)
	160	Трахибазальт-трахиандезитобазальтовая и трахит-трахириодацитовая (ичетуйская)	Дифференцированная трахибазальт-трахириодацитовая (ичетуйская) (лавовое поле)	Трахибазальт-трахиандезитобазальтовая и трахит-трахириодацитовая (ичетуйская)	
J ₂	170				

Рис. 11. Схема сопоставления магматических этапов и соответствующих им породных ассоциаций в Хамбинской ВТС, Малохамардабанском и Тугнуйском грабенах Западно-Забайкальской рифтовой области.

ний K, Rb, Ba, Sr, Zr, Hf, U, Th, редких земель породы всех выделяемых этапов Хамбинской ВТС близки к проявлениям внутриплитового рифтогенного магматизма на континентальной коре, что согласуется с геологическими данными, указывающими на сопряженность процессов магматизма и грабенообразования.

Выяснение причин изменения общей щелочности и петрогеохимических параметров магматизма Хамбинской ВТС, в том числе увеличение наклона спектра редкоземельных элементов в трахибазальтах во времени, природы Nb-Ta минимума, является одной из ключевых проблем при изучении эволюции состава магматического источника. Достаточно длительный в геологическом отношении (около 40 млн лет) период магматической деятельности этой структуры, значительные масштабы распространения базальтоидов, близких по редкоэлементному и изотопному составам вне зависимости от возраста образования, а также связь вулканизма с зоной внутриконтинентального рифта, свидетельствуют о связи магматизма Хамбинской ВТС с мантийными источниками, контролировавшими позднемезозойский рифтогенез. Судя по геохимическим и изотопным характеристикам основных пород, состав этого источника оставался более или менее однородным на протяжении всей магматической истории формирования Хамбинской ВТС.

Этот источник уже в начальной стадии своего образования был обогащен щелочами и редкими литофильными элементами, о чем говорит соответствие составов трахибазальтов и базальтов с характеристиками ОИВ. По результатам изотопной (Sr, Nd) классификации составы базальтоидов Хамбинской ВТС сосредоточены в мантийном ряду между полями составов, обогащенных неодимом и радиогенным стронцием мантийных источников типа ЕМII и умеренно деплетированных типа PREMA. Последующее увеличение во времени общей щелочности трахибазальтов, сопровождаемое увеличением содержаний некогерентных Th, U, K, Rb, Pb, Nb, Ta, Zr, Hf, суммой редкоземельных элементов при опережающем нарастании LREE по отношению к HREE, сглаживанием Nb-Ta минимума и резким сокращением объемов магматизма, по-видимому, можно связать с уменьшением степени частичного плавления в магматическом источнике вследствие ослабления тепловой активности мантийного диапира, контролировавшего магматическую деятельность в пределах рифтовой области. Амагматичный период в 30 млн лет между первым и двумя последующими этапами вполне удовлетворяет требованиям этой модели.

Учитывая, что низкие концентрации Nb и Ta типичны для флюидонасыщенных расплавов, которые формируются в субдукционных условиях [Ryerson, Watson, 1987; Hawksworth et al., 1993], и не характерны для магматических ассоциаций рифтов внутри границ литосферных плит, следует кратко обсудить возможные причины Nb-Ta минимума в породах основного и среднеосновного составов Хамбинской ВТС. Мы объясняем природу этого минимума существованием особого типа мантийного источника, возникшего при формировании континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса. Процессы корообразования были связаны с образованием многочисленных и разновозрастных зон субдукции [Коваленко и др., 1999; Ярмолук и др., 2006], вследствие чего подлитосферная мантия региона оказалась метасоматизированной надсубдукционными богатыми водой флюидами и расплавами. Эта мантия взаимодействовала с мантией глубинных плюмов, провоцировавших процессы рифтогенеза, в том числе позднемезозойского, и определяла появление в рестите фаз, концентрирующих Ti, Nb и Ta. Необходимо отметить, что дефицит Nb и Ta по отношению к крупнокатионным литофильным элементам Ba, K и легким редким землям La и Ce типичен не только для породных ассоциаций Хамбинской ВТС, но и практически для всех проявлений внутриплитового магматизма Западно-Забайкальской рифтовой области [Ярмолук, Иванов, 2000]. Эволюционное исчезновение Nb-Ta минимума в интервале 159—117 млн лет отражено в более высоких содержаниях Nb и Ta в базальтоидах Шалутинского палеовулкана и муртойского дайкового комплекса по сравнению с лавовым полем в Хамбинской ВТС.

Породы среднего и кислого составов характеризуются ярко выраженными геологическими связями с трахибазальтами и базальтовыми трахиандезитами. Эти же связи отмечаются в закономерных трендах изменения содержания несовместимых элементов в ряду основные—средние—кислые породы, что позволяет предполагать ведущую роль процессов фракционирования в образовании этих пород. Однако для трахиандезитов, трахитов, трахидацитов, трахириолитов и пантеллеритов характерны также вариации состава, свидетельствующие об участии процессов контаминации в образовании их расплавов. Это хорошо видно на графике Th/Yb—Ta/Yb (см. рис. 7), а также было проиллюстрировано нами на рис. 9. Таким образом, в составах пород отражены как геохимические признаки фракционирования магм, так и признаки контаминации. Это подразумевает смешанное корово-мантийное взаимодействие, когда даже в случае добавления контаминанта геохимическая связка сохраняется. Поэтому в целом наблюдаемые геохимические характеристики пород среднекислого состава свидетельствуют об их образовании в результате фракционирования базальтовых магм при участии процессов контаминации, вероятнее всего, в промежуточных магматических камерах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные геологические, геохимические и изотопные результаты исследований позволяют сделать следующие выводы.

В эволюции Хамбинской ВТС отражен фрагмент истории позднемезозойских тектонических и магматических событий на территории Западного Забайкалья. Тектоническое развитие этой структуры было обусловлено рифтогенным режимом и этапным характером магматизма высокой щелочности, охватывая достаточно длительный интервал геологического времени — около 40 млн лет (поздняя юра—конец раннего мела).

Формирование магматических ассоциаций происходило в течение трех этапов, в ходе которых были образованы: дифференцированная трахибазальт-базальтовый трахиандезит-трахиандезит-трахит-трахириолит-пантеллеритовая ассоциация Хамбинской ВТС (159—156 млн лет), трахибазальт-фонотефрит-щелочно-трахитовая ассоциация пород палеовулканов (127—124 млн лет) и эссекситы Муртойской дайки (122—117 млн лет).

Базальтоиды Хамбинской ВТС близки между собой по изотопным характеристикам, но обнаруживают закономерно меняющиеся во времени петрогеохимические параметры, что является следствием уменьшения степени частичного плавления в долгоживущем мантийном источнике, обогащенном редкими литофильными элементами (за исключением Nb и Ta) и близком по составу к источникам типа OIB.

Авторы благодарны В.С. Антипину, В.А. Макрыгиной и А.Я. Медведеву за участие в обсуждении результатов исследования.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 07-05-00365), Президиума РАН (проект № 16.11) и Президиума СО РАН (интеграционный проект № 142).

ЛИТЕРАТУРА

Афонин В.П., Гуничева Т.Н., Пискунова Л.Ф. Рентгенофлуоресцентный силикатный анализ. Новосибирск, Наука, 1984, 228 с.

Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М., Наука, 1976, 267 с.

Белов И.В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М.; Л., Изд-во АН СССР, 1963, 371 с.

Булнаев К.Б. Формирование впадин «зabayкальского» типа // Тихоокеанская геология, 2006, т. 25, № 1, с. 18—30.

Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А. Новая дискриминантная диаграмма для классификации островодужных и континентальных базальтов на основе петрохимических данных // Докл. РАН, 2005, т. 401, № 2, с. 213—216.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. Эволюция магматизма Тугнуйско-Хилокского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области в позднем мезозое и кайнозое // Вулканология и сейсмология, 2007, № 4, с. 3—28.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Смирнов В.Н. Позднемезозойский магматизм Боргойской впадины Западного Забайкалья (возрастная и вещественная характеристики) // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (8), с. 1305—1314.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Никифоров А.В. Позднемезозойский магматизм Джидинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области: этапы формирования, ассоциации, источники // Петрология, 2002, т. 10, № 5, с. 510—531.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Андрющенко С.В., Дриль С.И., Кузьмин М.И. Магматизм Хамбинского грабена и ранняя история формирования позднемезозойской рифтовой системы Западного Забайкалья // Докл. РАН, 2006, т. 411, № 3, с. 100—106.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Дриль С.И., Татарников С.А., Сандимирова Г.П. Магматизм и геодинамика раннемезозойской Северо-Монгольской—Западно-Забайкальской рифтовой зоны: по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, Pb) исследований // Петрология, 2007, т. 15, № 1, с. 37—60.

Гордиенко И.В., Климух В.С. Бимодальный вулканизм Тугнуйской рифтогенной впадины (Забайкалье) // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (5), с. 23—37.

Гордиенко И.В., Баянов В.Д., Климух В.С., Пономарчук В.А., Травин А.В. Состав и возраст ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) вулканогенных пород Чикой-Хилокской рифтогенной впадины в Забайкалье // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (4), с. 583—591.

Государственная геологическая карта СССР. Серия Западно-Забайкальская. М-6 1:200 000. М., Мингео СССР, 1962.

Иванов В.Г., Ярмолюк В.В. Раннемеловая тефрит-фонолитовая ассоциация южного склона хр. Малый Хамар-Дабан // Докл. РАН, 1996, т. 349, № 3, с. 364—367.

Иванов В.Г., Ярмолюк В.В., Смирнов В.Н. Новые данные о возрастах проявления вулканизма в Западно-Забайкальской позднемезозойской—кайнозойской вулканической области // Докл. РАН, 1995, т. 345, № 5, с. 648—652.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Будников С.В., Журавлев Д.З., Козаков И.К., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б. Корообразующие процессы и структура коры и мантии при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника, 1999, № 3, с. 21—41.

Комаров Ю.В. Тектономагматическая активизация Монголо-Охотского пояса и сопредельных территорий — завершающий этап гранитосводового тектогенеза // Тектоника Сибири. Т. XII. Новосибирск, Наука, 1985, с. 18—22.

Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Шадаев М.Г., Шалагин В.Л. Новые данные о возрасте раннемеловых вулканитов Западного Забайкалья (Rb-Sr и K-Ar даты) // Докл. АН СССР, 1989, т. 308, № 4, с. 946—950.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Шадаев М.Г., Ляпунов С.М. Условия формирования трахибазальт-трахитовой бимодальной серии: Малохармардабанская вулканотектоническая структура, Забайкалье // Петрология, 1996, т. 4, № 1, с. 26—45.

Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Сандимирова Г.П., Кузьмин Д.В. Позднетриасовый этап формирования Монголо-Забайкальской щелочно-гранитоидной провинции: данные изотопно-геохимических исследований // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (3), с. 445—456.

Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю., Колосков А.В., Иванов А.В., Флеров Г.Б., Балугев Э.Ю., Философова Т.М. Происхождение щелочно-базальтовых магм с конвергенцией «внутриплитных» и «островодужных» геохимических признаков (вулкан Большой Паялпан, Срединный хребет Камчатки) // Вулканизм и геодинамика: Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Т. 3. Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН, 2006, с. 578—583.

Склярков Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1997, 182 с.

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М., Л., Изд-во АН СССР, 1960, 257 с.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М., Мир, 1989, 589 с.

Шадаев М.Г., Посохов В.Ф., Друбецкой Е.Р. Новые данные о возрасте ичетуйской свиты в Западном Забайкалье (Rb-Sr и K-Ar даты) // Геология и геофизика, 1992 (5), с. 41—44.

Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника, 2000, № 2, С. 43—64.

Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма в позднем мезозое—кайнозое Западного Забайкалья (на основе геохимических и изотопно-геохимических данных) // Петрология, 1998, т. 6, № 2, с. 115—138.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднепермских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН, 2006, т. 410, № 5, с. 657—662.

Birk J.L., Allegre C.J. Chronology and chemical history of the parent body of basaltic achondrites studied by the ^{87}Rb - ^{86}Sr method // Earth Planet. Sci. Lett., 1978, v. 39, № 1, p. 37—51.

Hawkesworth C.J., Callagher K., Hergt J.M., McDermott F. Trace element fractionation processes in the generation of island arc basalts // Philos. Trans. R. Soc. London, 1993, A 342, p. 179—191.

Pearce J.A. The role of subcontinental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins // Continental basalt and mantle xenolith / Eds. C.J. Hawkesworth, H.J. Norry. Nantwich, Shiwa, 1983, p. 230—249.

Ryerson F.J., Watson E.B. Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island arc basalts // Earth Planet. Sci. Lett., 1987, v. 86, p. 225—239.

Sun S.-s., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Narry. Geological Society Special Publication, 1989, № 42, p. 313—345.

Toothill J., Williams C.A., MacDonald R., Turner S.P., Rogers N.W., Hawkesworth C.J., Jerram D. A., Ottley C.J., Tindle A.G. A complex petrogenesis for an arc magmatism suite, St Kitts, Lesser Antilles // J. Petrol., 2007, v. 48, № 1, p. 3—42.

Zindler A., Hurt S. Chemical geodynamics // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. Lett., 1986, № 14, p. 493—571.