

УДК 553.3:539.183.2(571.54)

ИСТОЧНИКИ МАГМАТИЗМА И ГЕОДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕМЕЗОЗОЙСКОЙ СЕВЕРО-МОНГОЛЬСКОЙ–ЗАПАДНО-ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

© 2007 г. А. А. Воронцов*, В. В. Ярмолук**, Д. А. Лыхин**,
С. И. Дриль*, С. А. Татарников*, Г. П. Сандиминова*

* *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН*

664033 Иркутск, ул. Фаворского, 1-а, Россия; e-mail: voron@igc.irk.ru

** *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН*

119017 Москва, Старомонетный пер., 35, Россия; e-mail: volya@igem.ru

Поступила в редакцию 06.05.2005 г.

Северо-Монгольская–Западно-Забайкальская рифтовая зона – наиболее крупная среди рифтогенных структур, сформированных в раннем мезозое в восточной части Азиатского континента. Она имеет протяженность свыше 1200 км и представлена системой впадин и грабенных, возникших в интервале 233–188 млн. лет и выполненных базальтовыми и базальт-комендитовыми (бимодальными) вулканическими ассоциациями, а также ассоциирующими с ними многочисленными массивами щелочных гранитов. Согласно результатам геохимических и изотопных (Sr, Nd, Pb) исследований в образовании пород магматических ассоциаций рифтовой зоны участвовали мантийные и коровые источники расплавов. Установлено, что базальты формировались из обогащенных некогерентными элементами мантийных источников. Щелочно-салические породы (комендиты и щелочные гранитоиды) обычно характеризуются геохимическими и изотопно-геохимическими связями с базальтами, что указывает на их формирование в результате фракционирования единой исходной магмы. Кроме того, в составе магматических ассоциаций присутствуют щелочные граниты и комендиты, которые, судя по их изотопным составам, формировались из контаминированных коровым материалом дифференциатов базальтовых расплавов. Рифтовая зона возникла в ходе образования Монголо-Забайкальского зонального магматического ареала в сложной геодинамической обстановке, сочетавшей условия коллизии в зоне Монголо-Охотского шва и воздействия на коллизионную зону мантийного плюма. Рифтовая зона расположена на северной периферии ареала и контролируется Северо-Монгольской–Забайкальской системой разломов, фиксирующей границы крупных террейнов (сутуры) в структуре литосферы. Важную роль в локализации рифтогенных процессов сыграли астеносферные ловушки под границами сутурного типа, через которые вещество мантийного плюма проникло в верхние участки литосферы.

В раннем мезозое значительная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса была охвачена магматической деятельностью внутриплитного типа. В результате сформировались крупные зональные магматические ареалы с батолитовыми ядрами в центре и рифтовыми зонами по их периферии (Ярмолук и др., 2002; Коваленко и др., 2003). Одной из структур, где наиболее ярко проявился внутриплитный режим развития территории в это время, стала Северо-Монгольская–Западно-Забайкальская (СМЗЗ) рифтовая зона. Она расположена на северном фланге Хентей-Даурского зонального магматического ареала и контролируется Северо-Монгольским–Забайкальским поясом крупных разломов, который протягивается от предгорий Монгольского Алтая на западе до Витимского плоскогорья на востоке на расстояние свыше 2000 км. Этот пояс разломов связан с границами крупных докембрийских террейнов (Сангилен-

ского и Хангайского террейнов в западной своей части и Баргузинского террейна в восточной части) и, таким образом, относится к категории сутурных швов. На протяжении всего фанерозоя в его пределах неоднократно проявлялись процессы внутриплитной активности: отдельные его сегменты развивались в режиме рифтогенеза в среднем и позднем палеозое, раннем и позднем мезозое и кайнозое, что привело к формированию полихронной Монголо-Забайкальской рифтовой системы (Воронцов, Ярмолук, 2004). Одним из наиболее крупных событий в развитии этой рифтовой системы стало образование в раннем мезозое СМЗЗ рифтовой зоны, инициированное внутриплитными процессами, которые охватили значительные территории Восточной Монголии и Забайкалья. Однако до последнего времени систематические сведения об особенностях ее строения и развития практически отсутствовали. В статье впервые приводятся данные о

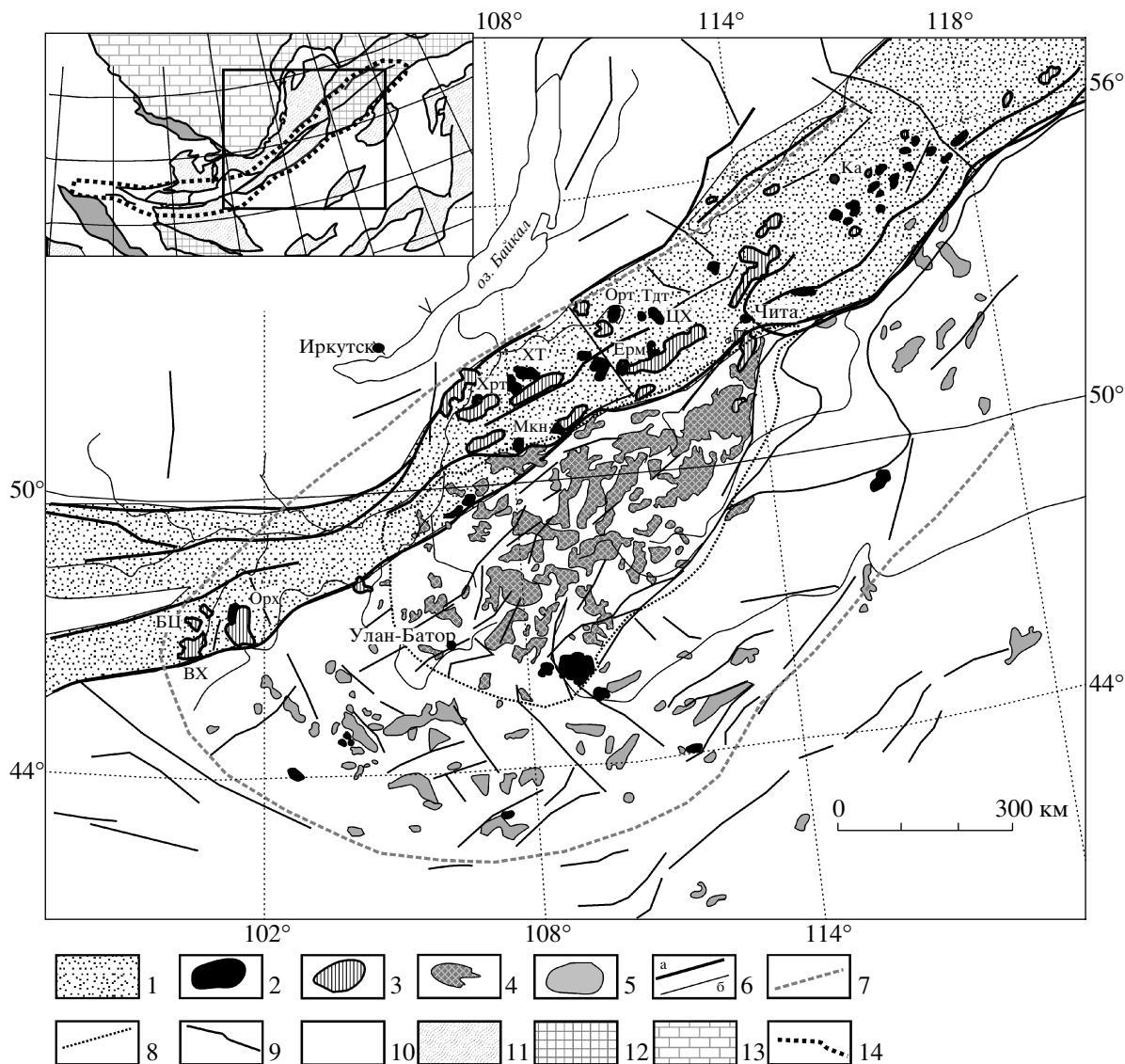


Рис. 1. Положение Северо-Монгольской–Западно–Забайкальской рифтовой зоны в структуре зонального раннемезозойского магматического ареала с Хентей-Даурским батолитовым ядром в центре и рифтовыми зонами по его периферии. На врезке показана полихронная Монголо–Забайкальская рифтовая система и отмечен район исследований. 1 – Северо-Монгольская–Западно–Забайкальская рифтовая зона; 2 – массивы щелочных гранитоидов; 3 – бимодальные трахибазальт-комендитовые и трахибазальтовые магматические ассоциации; 4, 5 – породы зонального магматического ареала: 4 – гранитоиды Хентей-Даурского батолита, 5 – рифтогенные вулканические ассоциации обрамления Хентей-Даурского батолита; 6 – пояс крупных разломов, относимый к категории сутурных швов (а), и границы Северо-Монгольской–Западно–Забайкальской рифтовой зоны (б); 7 – контур зонального раннемезозойского магматического ареала; 8 – границы Хентей-Даурского батолита; 9 – разломы. На врезке: 10 – каледониды; 11 – террейны рифейской коры; 12 – до-рифейские континентальные блоки; 13 – Сибирская платформа; 14 – границы полихронной рифтовой системы. Гранитоидные массивы: Хрт – Харитоновский, Мкн – Малокуналейский, Ерм – Ермаковский, Орт – Оротский, Тдт – Тайдутский. Вулканические поля Западно-Забайкальского сектора, представленные ассоциациями: ХТ – Харитоновской, ЦХ – Цаган-Хуртейской. Ка – Каренгский вулканический ареал. Впадины Северо-Монгольского сектора: Орх – Орхонская, БЦ – Бат-Ценгельская, ВХ – Верхне-Хануйская.

строении СМЗЗ рифтовой зоны и закономерностях проявления магматизма в ее пределах, рассматриваются геохимические и изотопные особенности магматических пород, а также обсуждается эволюция магматизма в процессе формирования рифтовой зоны.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-МОНГОЛЬСКОЙ–ЗАПАДНО-ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Раннемезозойская СМЗЗ рифтовая зона (рис. 1) имеет протяженность более 1200 км при

ширине до 250 км и представлена системой впадин, грабенов и разделяющих их поднятий и горстов. Эти структуры в значительной степени эродированы, поэтому контуры рифтовой зоны проводятся по границам распространения развитых в ней магматических образований (вулканические толщи, сложенные базальтовыми или бимодальными базальт-комендитовыми ассоциациями, и многочисленные массивы щелочных гранитов). В соответствии с возрастом этих образований, установленным разными методами в диапазоне 233–188 млн. лет, возраст рифтовой зоны принимается как поздне триасовый–раннеюрский.

В строении СМЗЗ рифтовой зоны выделены два сектора – Северо-Монгольский и Западно-Забайкальский, различающиеся по составу развитых в их пределах магматических ассоциаций.

Северо-Монгольский сектор рифтовой зоны имеет протяженность около 600 км при ширине около 120–150 км. Он прослеживается вдоль долины реки Орхон и отчетливо разделяется на два сегмента – восточный и западный. В пределах восточного сегмента распространены исключительно плутонические образования – массивы габброидов и щелочных гранитов (Карта геологических формаций..., 1989). Для западного сегмента характерен ряд разных по размеру впадин (Орхонская, Бат-Ценгельская, Верхне-Хануйская и др.), выполненных раннемезозойскими осадочными и вулканогенными образованиями. Наиболее крупной среди них является Орхонская впадина (Мезозойская и кайнозойская..., 1975; Моссаковский и др., 1973), размеры которой составляют $\approx 120 \times 150$ км. Ее строение определяют отдельные угловатые мульды и односторонние грабены, разделенные северо-западными и субмеридиональными разломами. Выполнение впадины представлено двумя толщами – нижней терригенной абзогской и верхней вулканогенной могодской. Обе толщи тесно связаны между собой фациальными переходами, представленными в разрезах горизонтами переслаивающихся осадочных и вулканогенных пород. Нижняя (абзогская) толща сложена конгломератами и песчаниково-алевролитовыми отложениями, содержащими флористические остатки среднепоздне триасовых растений (Моссаковский и др., 1973). В строении вулканогенной (могодской) толщи участвуют породы основного и среднего состава. Среди них преобладают трахиандезиобазальты, базальты имеют подчиненное распространение, а трахиандезиты и трахиты встречаются в виде единичных потоков. В Уртынгольском грабене, где мощность толщи превышает 2500 м, ее разрез определяют лавы пироксен-порфириновых и пироксен-плагиоклаз-порфириновых трахиандезиобазальтов. В составе толщи местами отмечаются горизонты шаровых лав с гиалокластитовым цементом, свидетельствующие об излияниях в водных условиях,

и пакеты переслаивающихся красных агломератов и обильно пористых лав, явно сформированные в субаэральной обстановке.

Бат-Ценгельская впадина расположена в северном борту р. Хойт-Тамира, вытянута в северо-восточном направлении и имеет размеры около 15×30 км. Она отличается от вулканических грабенов Орхонской впадины отсутствием в ее строении осадочных пород. Время формирования впадины установлено на основе К-Аг датирования выполняющих ее вулканитов. Возраст базальтов из средней части вулканического разреза составляет 220 млн. лет (Ярмолук и др., 2002), что соответствует позднему триасу. В пределах впадины вулканические породы полого и с резким структурным несогласием залегают на породах раннего и среднего палеозоя и образуют толщу мощностью свыше 1200 м. В восточном борту впадины преобладают массивные или миндалекаменные лавы плагиоклаз-порфириновых, реже пироксен-плагиоклаз-порфириновых, а также афировых трахиандезиобазальтов и трахиандезитов. Туфы и агломераты не характерны, лишь в нижней части разреза отмечаются мало мощные горизонты трахириолитовых туфов. В западном борту впадины туфы и лавы трахириолитов становятся преобладающими, что связано с их локализацией вблизи выводящего центра. В целом вулканическую ассоциацию Бат-Ценгельской впадины можно рассматривать как бимодальную.

Верхне-Хануйская впадина представляет поле развития вулканитов ($\approx 30 \times 30$ км) достаточно пестрого состава: трахибазальты, базальтовые трахиандезиты, трахиты и спекшиеся туфы трахитов. Вулканиты залегают на раннемезозойской коре выветривания, образованной по позднепалеозойским комплексам Хангайского прогиба. По составу они близки к породам Бат-Ценгельской впадины и поздне триасовым и раннеюрским вулканическим толщам Западного Забайкалья, на основании чего возраст пород впадины рассматривался как поздне триасовый–раннеюрский (Карта геологических формаций..., 1989).

По данным П.В. Ковалева (Коваль, 1998), плутонические породы западного сегмента Северо-Монгольского сектора формируют сиенит-лейкогранитные ассоциации, возраст которых варьирует в пределах 245–186 млн. лет.

Западно-Забайкальский сектор прослеживается от района слияния рек Джиды и Селенга через бассейны рек Уда, Тугнуй, Хилок до верхнего течения р. Витим и имеет протяженность более 800 км. В раннем мезозое в пределах этой зоны были сформированы крупные вулканоплутонические структуры площадью до 2000 км^2 , в строении которых выделяются поля вулканитов трахибазальтовых и щелочно-бимодальных трахибазальт-комендитовых ассоциаций и массивы щелочных гранитов и сиенитов (Литвиновский и др., 2001; Ярмолук и др., 2001; Ко-

валенко и др., 2003), приуроченные к системам горстовых обрамлений грабенов. В западной части сектора магматические породы образуют Харитоновскую ассоциацию, в восточной – Цаган-Хуртейскую.

В Харитоновскую ассоциацию объединены магматические породы Тугнуйской впадины: Харитоновский массив субщелочных и щелочных сиенитов и гранитов (около 230 км²) и обрамляющие его вулканические толщи трахитов, щелочных трахидацитов, пантеллеритов, а также трахибазальтов–трахиандезибазальтов и тешенитов. На основе данных Rb-Sr датирования возраст щелочных гранитов и сиенитов Харитоновского массива оценен в интервале 209–221 млн. лет (Ярмолук и др., 2002; Литвиновский и др., 1995). В непосредственной близости от Харитоновского массива расположены раннемезозойские Моностойское (≈20 × 8 км) и Усть-Сухаринское (≈2 × 2 км) вулканические поля. Строение Моностойского лавового поля определяют контрастно переслаивающиеся покровы трахибазальтов, трахиандезибазальтов и трахитов–щелочных трахидацитов, возраст которых в соответствии с результатами Rb-Sr изохронного датирования определен в 194.3 млн. лет (Ярмолук и др., 2000а). Вулканическая толща Усть-Сухаринского поля сложена покровами массивных афировых и порфирировых трахириодацитов–пантеллеритов, переслаивающихся с лавобрекчиями, туфами и игнимбритами того же состава. Изохронный Rb-Sr возраст трахириодацитов–пантеллеритов оценен в 215 млн. лет (Ярмолук и др., 2000б). В северо-восточной части Тугнуйской впадины раннемезозойские вулканические вскрываются в пределах Улантуйского (≈50 × 10 км) и Новоспасского (≈1 × 1 км) лавовых полей. В строении Улантуйского поля участвуют покровы и экструзивные тела трахитов, трахириолитов–пантеллеритов, редкие покровы черных афировых и крупнолейстовых трахибазальтов и отдельные пачки осадочных пород, а также большое количество даек щелочных базальтов и пантеллеритов. В верхней части разреза наблюдается тешенитовый силл, K-Ar возраст которого по двум определениям варьирует между 208 и 212 млн. лет (Ярмолук и др., 2002). В пределах Новоспасского лавового поля распространены покровы порфирировых пантеллеритов, близкие по составу к пантеллеритам Усть-Сухаринского вулканического поля. Наиболее молодые вулканические породы Харитоновской ассоциации слагают лавовое поле в районе с. Черноярво, где они представлены трахибазальтами и трахитами черноярвской свиты с возрастом 188–198 млн. лет (K-Ar метод по валовым пробам, неопубликованные данные В.Г. Иванова).

В Цаган-Хуртейскую ассоциацию включены магматические породы Кижингинской и Цаган-Хуртейской впадин: щелочно-бимодальные вулканические породы цаган-хуртейской свиты и щелочные граниты и граносиениты малокуналейско-

го комплекса с возрастом 233 млн. лет (Шергина и др., 1979). В Кижингинской впадине к этой ассоциации относятся щелочные породы, развитые в районах Оротского и Ермаковского бериллиевых месторождений и имеющие возраст 232–225 млн. лет (Лыхин и др., 2001, 2002, 2004). В Цаган-Хуртейской впадине вулканические поля интродуцированы массивами щелочных гранитов и кварцевых сиенитов, а также многочисленными продольными дайками базальтов и комендитов. Вулканические толщи представлены трахибазальтами, трахириодацитами–трахириолитами и пантеллеритами–комендитами при резком преобладании комендитов среди кислых пород и ограниченном участии средних по составу пород – трахиандезитов и трахитов. Изохронные Rb-Sr возрасты вулканических отвечают интервалу 209–212 млн. лет (Воронцов и др., 2004) и практически совпадают с данными K-Ar датирования трахибазальтов (207 ± 5 млн. лет, проба ЦХ-1/7) (Ярмолук и др., 2002).

Бликие возрастные характеристики имеют аналогичные по составу ассоциации пород и в других районах Западно-Забайкальского сектора. Так, в северо-восточной его части в междуречье Витима и Каренги щелочные гранитоиды сформировались 209 млн. лет назад (Ступак, 1999).

Завершая характеристику раннемезозойского магматизма СМЗЗ рифтовой зоны, следует отметить его несомненную связь с образованием системы грабенов, бимодальный характер с преобладанием основных вулканических и кислых магматических пород – комендитов, пантеллеритов, трахириолитов и их плутонических аналогов – щелочных гранитов и сиенитов (табл. 1). Подобные особенности состава и условий проявления магматизма типичны для континентальных рифтов, что и послужило основанием для выделения СМЗЗ области магматизма в качестве рифтовой зоны.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Выполненные исследования базируются на обработке более 170 образцов и проб, отобранных нами из разных участков рифтовой зоны.

Определение составов пород проводилось различными методами. Содержания петрогенных элементов и Zr были определены рентгенофлуоресцентным методом по методике (Афонин и др., 1984), содержания Rb – методом пламенной фотометрии в Институте геохимии СО РАН, содержания остальных микроэлементов – нейтронно-активационным инструментальным анализом в ОИГГиМ СО РАН, методом ICP-MS в ИГГД РАН и Аналитическом центре коллективного пользования ИНЦ СО РАН.

Определение изотопного состава Rb и Sr базальтоидов проводили в ИГЕМ РАН, Институте геохимии и Геологическом институте СО РАН. Измерения выполняли на масс-спектрометрах

Таблица 1. Типы раннемезозойских магматических ассоциаций Северо-Монгольской–Западно-Забайкальской рифтовой зоны

Участок, впадина	Породные ассоциации
	Западно-Забайкальский сегмент
	<i>Харитоновская ассоциация</i>
Моностойский	трахибазальт-трахиандезитобазальт-трахит-щелочнотрахидацитовая
Усть-Сухаринский	трахириодацит-пантеллеритовая
Улантуйский	трахибазальт-трахиандезитобазальт-трахит-пантеллеритовая с тешенитами
Новоспаский	пантеллеритовая щелочные граниты и сиениты Малокуналейского и Харитоновского массивов
	<i>Цаган-Хуртейская ассоциация</i>
Саранский	трахибазальт-трахиандезитобазальт-трахит-трахириолит-пантеллерит-комендитовая
Зуннеметейский	трахибазальт-трахиандезитобазальт-трахириолит-пантеллерит-комендитовая
Тайдутский и Кудунский	трахит-трахириолит-пантеллерит-комендитовая
Хушенговский	трахит-трахириолит-комендитовая лейкограниты, щелочные граниты и сиениты Ермаковского, Оротского, Тайдутского, Атхинского массивов
	Северо-Монгольский сегмент
Орхонская	трахиандезитобазальты с подчиненными базальтами, трахиандезитами и трахитами
Бат-Ценгельская	трахиандезитобазальты и трахиандезиты с отдельными маломощными горизонтами трахириолитовых туфов
Верхне-Хануйская	трахибазальты, трахиандезитобазальты, фонолиты и трахиты

Finnigan MAT-262 и МИ-1201 Т в однолучевом режиме. Изотопный состав Sr и его концентрации устанавливали методом двойного изотопного разбавления, а содержание Rb – простым изотопным разбавлением. Для контроля измерения изотопного состава Sr использовали стандарт ВНИИМ (аттестованное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70801$), по которому в ходе работы получено отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70796 \pm 0.00009$. Погрешности определения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, с учетом параллельных измерений, составили не более 0.05 и 2% соответственно. Изучение изотопного состава Sm и Nd проводили в ИГЕМ РАН и университете Rennes (Франция) соответственно на масс-спектрометрах Finnigan MAT-262 и Finnigan MAT-261 в статическом режиме измерений по стандартной методике (Журавлев и др., 1983). Точность определений концентраций Sm и Nd составила $\pm 0.5\%$ (2σ). Изотопные отношения измеряли с точностью (2σ): $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - 0.5\%$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 0.005\%$. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd-стандарте La Jolla составляет $0.511841 \pm 4 (2\sigma)$. Величина $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ вычислена относительно модельного однородного хондритового резервуара CHUR с параметрами $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ (Фор, 1989).

Измерение изотопного состава Pb в породах производили на семиколлекторном термоионизационном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в Центре коллективного пользования ИНЦ СО РАН. Измеренные данные корректировали по стандарту NBS-981 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.914 \pm 0.004$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.461 \pm 0.004$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.605 \pm$

± 0.009 , $n = 19$). Состав фемических минералов определяли в Институте геохимии СО РАН на рентгеновском микроанализаторе Superprobe-733 фирмы Jeol.

СОСТАВ ПОРОД ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ СЕВЕРО-МОНГОЛЬСКОЙ – ЗАПАДНО-ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Петрографическая характеристика пород. Как уже было отмечено, в составе магматических ассоциаций СМЗЗ рифтовой зоны преобладают основные и среднеосновные породы (трахибазальты, трахиандезитобазальты), с одной стороны, и щелочно-салические породы (трахиты, щелочные трахидациты, трахириолиты, пантеллериты, комендиты и щелочные граниты и сиениты) – с другой. Главные разновидности пород имеют близкие петрографические характеристики в разных участках рифтовой зоны, поэтому будут рассмотрены в обобщенном виде.

Трахибазальты (оливиновые, пироксен-плагиоклазовые, плагиоклазовые) обладают порфировой, реже афировой структурой. Вкрапленники порфириновых разновидностей представлены основным плагиоклазом (до 50%), оливином (до 20%), титан-авгитом (до 40%). Основная масса сложена микролитами плагиоклаза (лабрадор, 64–66% *An* (Кузьмин и др., 1999)) и пироксена, погруженными в бурое девитрифицированное вулканическое стекло, встречаются также мелкие кристаллы оливина (Fo_{70-75}), реже щелочного полевого шпата, биотита, керсутита, а также рудные и аксессуарные минералы.

Субщелочные–щелочные габбро-долериты (тешениты) обладают гипидиоморфнозернистой, пойкилитовой структурой. Они сложены плагиоклазом (до 40%), титан-авгитом (до 40%), оливином (до 30%), биотитом (до 20%), баркевикитом (до 20%), рудными и акцессорными минералами (не более 15%). В самых щелочных дифференциатах, отвечающих по составу тешенитам, появляется свежий или слегка пелитизированный анальцит (до 5%), а также нефелин (до 5%), замещающий альбитом и цеолитами.

Трахиандезибазалты и трахиандезиты распространены менее широко, чем трахибазалты, и характеризуются порфировой и афировой структурой. Вкрапления в них представлены широкопластинчатым андезин-лабрадором и авгитом. Основная масса состоит из мелких трудноразличимых длиннопризматических микролитов плагиоклаза и авгита, хлоритизированных амфиболов и биотита, а также изометричных рудных минералов, погруженных в тонкозернистый хлоритизированный базис.

Салические эффузивные породы – трахиты, щелочные трахидациты, трахириолиты, пантеллериты и комендиты характеризуются порфировыми, реже стекловатыми афировыми структурами. Трахиты содержат вкрапления щелочного полевого шпата с пертитовым строением, эгирина и эгирин-авгита (иногда гиперстена), реже кварца и зонального плагиоклаза (10–30% An). Основная масса состоит из зерен щелочного полевого шпата, редких призматических кристаллов щелочных амфиболов, микролитов кислого плагиоклаза (10–12% An) и рудных минералов. В небольшом количестве в ней присутствует кварц и буровато-коричневое девитрифицированное стекло. В щелочных трахидацитах, трахириолитах, пантеллеритах и комендитах во вкраплениях преобладает щелочной полевым

шпат, в подчиненном количестве присутствует кварц, амфибол и биотит. Основная масса характеризуется микрофельзитовой, микросферолитовой структурой и представляет собой микрографические сростки кварца и калинатрового полевого шпата. Эти сростки окружены стекловатым базисом, в котором обнаруживаются игольчатые микролиты эгирина, варьирующего по составу в риолитоидах с разной кремнекислотностью (от высокомагнезильного в трахидацитах до низкомагнезильного в комендитах).

Составы некоторых фемических минералов трахибазалтов, трахитов, трахидацитов и комендитов приведены в табл. 2.

В составе щелочных гранитов и сиенитов участвуют пертитовый полевой шпат и кварц в различных объемных соотношениях. Структура пород зернистая и микрозернистая. В щелочно-полевошпатовых разновидностях пород фемические минералы представлены биотитом и субкальциевым амфиболом, наиболее щелочные породы содержат рибекит-арфведсонит, кальциевый рибекит, эгирин, катафорит (Занвилевич и др., 1994; Лыхин и др., 2001). Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, флюоритом. Щелочные сиениты – среднезернистые породы, состоящие из щелочного полевого шпата, нефелина, альбита, эгирина, рудных и акцессорных минералов.

Петрогеохимическая характеристика пород. Химический состав представительных разновидностей пород приведен в табл. 3. На диаграмме $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (рис. 2) точки составов пород раннемезозойских магматических ассоциаций образуют две группы. К первой группе относятся породы основного состава, среди которых преобладают трахибазалты и трахиандезибазалты (SiO_2 46–59 мас. %). Ко второй группе принадлежат салические породы – трахиты, щелочные

Таблица 2. Состав (мас. %) фемических минералов в раннемезозойских вулканических породах Западно-Забайкальского сегмента Северо-Монгольской–Западно-Забайкальской рифтовой зоны

Компоненты	ЦХ 1/1*	ЦХ 1/19	ТГ 13/6				ЦХ 1/8			
	трахибазалт	трахит	щелочной трахидацит				комендит			
	титан-авгит	керсутит	высоко-Mg эгирин				низко-Mg эгирин			
SiO ₂	51	38.65	49.38	52.08	51.79	51.82	48.95	51.86	48.75	49
TiO ₂	1.87	9.31	1.48	0.95	1.1	1.01	3.83	3.45	2.4	2.69
Al ₂ O ₃	2.19	11.19	0.96	1.33	1.01	1.53	0.5	0.48	0.59	0.56
FeO	11.6	13.17	21.64	20.96	18.61	17.15	26.11	26.41	26.7	25.45
MnO	0.2	0.32	1.83	1.46	2.15	1.85	1.5	1.54	1.45	1.39
MgO	12.89	12.2	6.91	8.09	8.85	10.46	1.36	1.72	2.42	2.53
CaO	19.94	10.46	3.82	3.13	5.16	6.37	1.16	2.03	2.69	2.73
Na ₂ O	0	2.48	7.1	6.32	6.07	5.89	7.97	8.07	7.44	7.37
K ₂ O	0	0.64	1.43	0.86	1.27	1.04	1.23	1.32	1.28	1.33
Сумма	99.68	98.42	94.55	95.17	96.01	97.12	92.61	96.88	93.72	93.05

* Здесь и в табл. 3, 4, 5 – номер пробы.

трахириодациты, трахириолиты, пантеллериты и комендиты и их интрузивные аналоги – сиениты, граносиениты и щелочные граниты (SiO_2 62–77 мас. %). Все породы обладают высокой щелочностью. По соотношению кремнезема и суммы щелочей основные вулканиды относятся к субщелочной серии, а салические вулканиды – к субщелочной и щелочной K-Na ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1\text{--}2.5$) петрохимическим сериям. Среди салических пород наиболее щелочными являются пантеллериты и комендиты, коэффициент апгаитности которых почти всегда больше 1 и колеблется от 1.00 до 1.27. Это хорошо согласуется с присутствием в них щелочных темноцветных минералов, среди которых по результатам микрозондовых исследований диагностируется эгирин. В менее щелочных трахириолитах коэффициент апгаитности понижается до 0.87.

Судя по петрогеохимическим данным, однотипные вулканиды варьируют по составу (содержанию SiO_2) как в целом по простиранию СМЗЗ рифтовой зоны, так и в пределах ее секторов. Так, в Западно-Забайкальском секторе в базитах Харитоновской ассоциации (западная часть сектора) диапазон вариаций SiO_2 составляет 48–53 мас. %, в кислых вулканидах, включая трахиты, – 62–70 мас. %. В Цаган-Хуртейской ассоциации (восточная часть сектора) распространены более кремнекислотные разновидности пород: в породах основного и среднеосновного состава SiO_2 достигает 58 мас. %, в кислых вулканидах – 76.5 мас. %. В Северо-Монгольском секторе кремнекислотность базальтоидов изменяется в относительно узких пределах – от 51 до 55 мас. %.

На рис. 3 приведены данные по распределению микроэлементов в раннемезозойских магматических ассоциациях. Спектр распределения редких элементов в трахибазальтах расположен выше спектра составов MORB и близок к OIB, принимаемого в качестве эталона обогащенного литофильными элементами источника основных расплавов (Sun, McDonough, 1989). В то же время по сравнению с OIB трахибазальты и трахиандезиобазальты рассматриваемых ассоциаций характеризуются максимумом Ba (аналогичные породы Северо-Монгольского сектора, кроме того, имеют Th, U и Pb максимумы), менее выраженными максимумами K, Rb и Sr, резким минимумом Nb и небольшими минимумами Ta и Ti.

Породы основного состава обогащены легкими РЗЭ, а спектр распределения РЗЭ в них соответствует спектру базальтов OIB. Наиболее обогащены легкими РЗЭ породы Северо-Монгольского сектора.

Все салические породы, особенно щелочные их разновидности, обогащены литофильными элементами. Для щелочных гранитов, пантеллеритов и комендитов характерны максимально высокие содержания Th, U, Rb, TR, Pb, Zr, Hf, при устойчиво низких концентрациях Sr (от 10 до

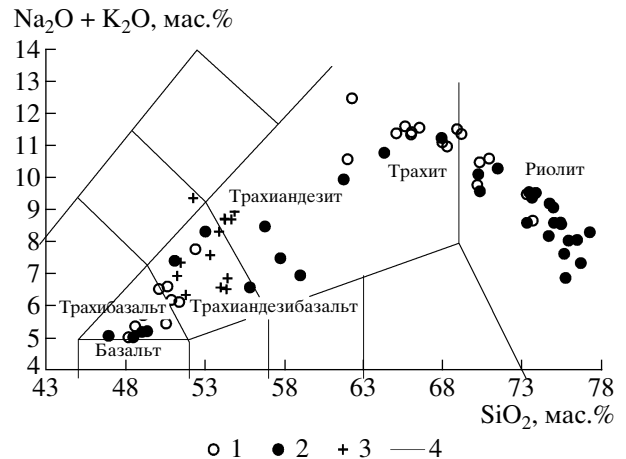


Рис. 2. Положение составов раннемезозойских магматических ассоциаций Северо-Монгольской–Западно-Забайкальской рифтовой зоны на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2\text{--}(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.

1, 2 – Западно-Забайкальский сектор: 1 – Харитоновская ассоциация и 2 – Цаган-Хуртейская ассоциация; 3 – Северо-Монгольский сектор; 4 – границы полей составов пород по (Le Bas et al., 1986).

65 ppm) и Ba (от 20 до 80 ppm). С увеличением кремнекислотности салических пород, в них происходит накопление редкоземельных элементов и усиление европиевого минимума, что определяется фракционированием плагиоклаза. Наиболее выраженной отрицательной европиевой аномалией обладают комендиты с максимальной среди салических пород кремнекислотностью. Эти закономерности свидетельствуют о кристаллизационной дифференциации магм основного состава.

По содержанию редких и редкоземельных элементов кислые вулканиды западной и восточной частей Западно-Забайкальского сектора различаются между собой. Щелочно-салические породы Харитоновской ассоциации по сравнению с однотипными породами Цаган-Хуртейской ассоциации обогащены большим количеством литофильных элементов (за исключением Р и Hf в трахитах и Ba в щелочных трахидацитах–комендитах).

На рис. 4 представлены корреляционные зависимости между содержаниями некоторых петрогенных и редких элементов и SiO_2 , а также между концентрациями редких элементов и между их отношениями (SiO_2 используется в качестве параметра, отражающего степень эволюции материнских магм). Во всем диапазоне составов наблюдаются положительные корреляции SiO_2 с K_2O , Rb, Zr, Nb, La, Th, U и отрицательные с MgO и Sr, что типично для серий, возникших в результате фракционирования сначала оливина и пироксена, а затем плагиоклаза в дифференцирующей магматической системе. Подобные корреляции могут свидетельствовать о принадлежности рассматриваемых бимодальных ассоциаций к генетическим сериям, связанным общим составом источников первич-

Таблица 3. Составы представительных пород раннемезозойских магматических ассоциаций Северо-Монгольской–Западно-Забайкальской рифтовой зоны

Компоненты	Западно-Забайкальский сегмент													
	Харитоновская ассоциация													
	Моностойский участок										Харитоновский массив			
	вулканические породы													
	ТГ 13/5	ТГ 13/6	ТГ 13/8	ТГ 13/9	ТГ 13/11	ТГ 13/12	ТГ 13/13	ТГ 13/15	ТГ 13/17	ТГ 13/19	Б 163/3*	А 254-2*	Б 163/11*	В 336/1*
SiO ₂	66.50	65.98	66.00	51.37	50.88	50.64	52.39	61.98	65.04	50.55	65.60	73.26	49.10	48.60
TiO ₂	0.60	0.60	0.73	1.54	1.80	1.75	2.27	0.95	0.70	1.44	0.63	0.26	2.44	2.13
Al ₂ O ₃	17.03	16.40	16.75	17.57	18.04	17.75	16.39	17.52	16.93	16.32	16.02	13.87	16.01	16.90
FeO	3.13	3.79	3.99	8.08	11.51	11.01	9.54	4.48	3.36	9.63	2.56	2.44	10.70	11.33
MnO	0.04	0.14	0.11	0.18	0.11	0.12	0.14	0.12	0.06	0.16	0.02	0.01	0.14	0.13
MgO	0.10	0.36	0.13	3.41	2.23	3.40	2.19	0.87	0.43	3.66	0.63	0.00	4.87	6.17
CaO	0.20	0.32	0.20	7.42	4.98	5.93	5.63	2.10	1.03	10.02	1.55	0.45	7.49	6.64
Na ₂ O	5.52	5.73	5.69	3.73	4.03	4.26	4.14	5.01	5.13	3.58	4.43	4.47	3.63	3.66
K ₂ O	6.07	5.65	5.76	2.44	2.20	2.39	3.67	5.60	6.28	1.92	7.20	5.05	2.13	1.75
P ₂ O ₅	0.08	0.09	0.11	0.56	0.54	0.52	1.55	0.31	0.17	0.59	0.11	0.01	0.62	0.75
П.п.п.	0.71	0.82	0.46	3.62	3.64	2.09	1.66	0.78	0.68	1.93	0.75	0.45	2.30	1.52
Сумма	99.98	99.88	99.93	99.92	99.96	99.86	99.57	99.72	99.81	99.80	99.50	100.27	99.43	99.58
k.a.	0.92	0.95	0.93	–	–	–	–	0.82	0.9	–	0.94	0.92	–	–
Rb	150	140	140	42	40	52	64	130	160	28	110	271	32	23
Ba	45	35	35	1190	960	1030	2410	1788	1182	860	610	106	1200	720
Sr	22	20	30	1110	890	1070	1500	798	327	1470	180	49	845	910
Zr	820	709	648	302	263	264	451	556	642	207	1400	344	370	230
Nb	19.96	21.00	25.66	15.14	10.34	11.15	22.44	24.50	27.65	9.94	61.00	43.50	16	11
Hf	37.11	44.35	16.82	6.07	5.37	5.23	8.41	22.44	20.59	4.12	–	–	–	–
Ta	3.87	1.97	2.13	0.76	0.49	0.48	1.11	3.53	1.83	0.54	–	2.42	–	7.70
Y	33	39	34	29	30	30	30	23	22	21	140	29	41	30
Th	22.9	23.6	14.9	4.8	3.5	3.3	5.5	12.7	18.1	3.6	199.0	–	8.0	2.0
U	3.5	4.7	1.5	1.5	0.8	0.7	1.1	2.5	3.0	1.0	–	–	–	–
Pb	34.7	39.4	22.3	13.0	10.0	10.0	16.0	22.7	21.6	10.0	–	–	–	–
La	89.8	99.8	103.1	44.4	34.9	35.4	83.5	89.3	87.2	39.7	120.0	39.3	30.0	26.0
Ce	211.0	212.1	224.3	96.8	74.0	76.1	175.2	184.7	180.9	83.2	420.0	70.9	65.0	58.0
Pr	23.6	23.0	24.9	11.2	9.3	9.3	23.3	20.0	18.9	9.9	–	–	–	–
Nd	92.8	90.4	89.5	44.4	39.7	38.7	93.6	72.2	66.5	40.0	190.0	20.0	34.0	30.0
Sm	15.1	14.9	13.8	8.2	7.5	7.4	14.6	10.8	9.9	6.9	25.0	3.2	7.1	6.4
Eu	1.98	2.04	1.44	2.34	2.28	2.27	4.33	2.72	1.98	2.27	3.50	0.32	2.2	2.1
Gd	10.93	12.27	10.33	7.59	7.37	7.77	12.89	8.22	7.73	7.31	–	2.83	–	–
Tb	1.62	1.80	1.23	0.99	1.02	1.03	1.47	0.88	0.89	0.94	–	–	–	–
Dy	9.21	10.64	6.58	5.32	5.85	6.06	6.56	4.48	4.38	4.40	4.80	2.30	1.2	1.1
Ho	1.95	2.18	1.10	0.99	1.12	1.16	1.20	0.78	0.77	0.80	–	–	–	–
Er	5.37	6.48	3.36	2.88	2.82	2.87	2.73	2.25	2.22	2.06	–	0.21	–	–
Tm	0.85	1.05	0.51	0.44	0.45	0.41	0.36	0.30	0.29	0.33	–	–	–	–
Yb	5.53	6.51	2.72	2.74	2.41	2.52	2.09	1.75	1.84	1.75	11.00	1.25	3.6	2.5
Lu	0.87	1.06	0.46	0.42	0.39	0.35	0.34	0.26	0.27	0.26	1.40	0.18	0.52	0.34

Таблица 3. Продолжение

Компоненты	Западно-Забайкальский сегмент													
	Харитоновская ассоциация							Цаган-Хуртейская ассоциация						
	Усть-Сухаринский и Улантуйский участки							Саранский участок						
	вулканические породы						силл	вулканические породы						
	ТГ 1/1	ТГ 1/2	ТГ 1/3	ТГ 1/4	ТГ 1/5	ТГ 1/7	ТГ 16/2	ЦХ 1/1	ЦХ 1/2	ЦХ 1/6	ЦХ 1/7	ЦХ 1/8	ЦХ 1/14	ЦХ 1/19
SiO ₂	67.94	70.29	62.25	70.15	69.14	68.87	48.18	49.36	57.74	48.48	46.93	75.38	74.97	61.73
TiO ₂	0.49	0.38	0.71	0.48	0.38	0.38	1.71	2.11	1.98	2.02	2.69	0.29	0.30	1.13
Al ₂ O ₃	16.34	15.09	17.69	15.23	15.33	15.24	16.83	16.46	15.07	17.03	16.19	10.83	12.09	16.91
FeO	2.20	2.05	3.67	2.45	1.66	1.27	11.41	10.41	8.73	10.76	12.48	4.08	2.97	5.26
MnO	0.05	0.02	0.12	0.07	0.18	0.15	0.16	0.17	0.12	0.14	0.17	0.12	0.07	0.12
MgO	0.08	0.15	0.73	0.16	0.19	0.20	7.47	5.78	1.79	6.21	6.37	0.12	0.17	1.11
CaO	0.17	0.07	0.85	0.07	0.25	0.30	8.29	7.55	5.21	8.06	8.12	0.16	0.19	2.59
Na ₂ O	6.04	4.88	5.95	5.93	6.11	6.20	3.72	3.81	4.81	3.98	4.02	3.84	3.81	5.73
K ₂ O	5.09	5.63	6.55	3.88	5.28	5.34	1.35	1.45	2.72	1.09	1.10	4.80	4.82	4.25
P ₂ O ₅	0.09	0.09	0.23	0.16	0.04	0.04	0.46	0.74	0.84	0.80	1.02	0.03	0.02	0.38
П.п.п.	0.54	0.56	0.38	0.74	0.32	0.29	0.36	2.07	0.83	1.36	0.90	0.22	0.45	0.59
Сумма	99.03	99.21	99.13	99.32	98.88	98.28	99.93	99.91	99.83	99.92	99.98	99.86	99.85	99.80
k.a.	0.95	0.94	0.96	0.92	1.03	1.05	–	–	0.72	–	–	1.06	0.95	0.83
Rb	145	194	140	128	202	218	16	–	48	13	10	162	114	107
Ba	81	126	380	84	25	27	647	876	1002	703	608	19	18	686
Sr	47	57	75	33	12	10	1049	981	656	1263	1536	15	17	293
Zr	770	849	510	840	915	848	166	325	409	177	228	787	732	424
Nb	28.76	30.97	30.09	19.00	29.01	32.21	6.92	11.30	14.70	5.44	10.79	28.06	32.00	15.00
Hf	6.35	11.81	41.19	5.58	35.28	36.47	6.92	6.91	9.66	3.67	5.64	10.45	9.37	6.26
Ta	3.16	2.35	3.60	1.49	3.39	4.16	2.55	–	–	–	–	0.79	2.00	1.85
Y	32	41	28	24	56	58	31	–	53	23	30	56	44	29
Th	12.3	17.9	18.2	12.1	33.5	35.0	1.4	2.6	6.7	2.0	2.1	17.7	8.9	7.6
U	3.1	2.7	3.4	2.2	4.8	4.9	0.3	0.8	2.2	0.4	0.6	4.0	2.3	2.2
Pb	36.0	25.0	39.0	37.0	51.0	52.0	5.8	7.3	11.0	6.6	7.3	30.0	28.0	15.5
La	142.8	90.1	100.5	131.5	108.8	110.4	24.1	47.3	47.2	34.2	39.8	86.0	56.4	41.3
Ce	225.5	177.1	200.0	227.2	205.0	229.6	57.0	100.0	104.0	62.0	94.3	161.5	117.9	83.5
Pr	33.1	22.5	25.2	30.1	26.8	26.3	7.1	12.1	12.9	9.3	11.4	19.3	14.9	10.9
Nd	111.4	76.6	101.5	100.3	99.5	101.3	32.3	56.3	59.4	43.9	54.8	70.3	52.7	39.8
Sm	14.4	12.8	16.9	14.2	16.4	17.8	6.9	11.1	13.0	8.8	10.4	13.4	9.8	7.8
Eu	1.38	1.29	3.33	1.40	1.60	1.71	2.03	3.44	3.87	3.00	3.36	1.62	1.35	2.11
Gd	11.81	11.28	11.83	11.37	13.74	14.06	6.21	9.21	10.60	7.14	8.26	10.69	9.29	7.33
Tb	1.39	1.45	1.55	1.19	2.24	2.23	0.90	1.44	1.78	1.13	1.26	1.64	1.37	1.10
Dy	7.20	8.53	8.01	6.03	13.14	14.01	5.17	7.68	9.48	5.92	6.43	9.73	8.16	6.07
Ho	1.30	1.63	1.45	0.99	2.74	2.82	0.96	1.54	1.98	1.17	1.27	1.84	1.62	1.17
Er	3.94	5.06	4.19	2.96	7.99	8.64	2.67	3.86	5.08	2.74	3.08	5.67	4.94	3.40
Tm	0.56	0.78	0.62	0.39	1.35	1.34	0.41	0.63	0.82	0.43	0.48	0.89	0.69	0.55
Yb	3.79	5.36	3.68	2.73	8.59	8.32	2.47	3.89	5.22	2.72	2.85	5.59	4.62	3.22
Lu	0.56	0.78	0.61	0.37	1.39	1.31	0.36	0.54	0.77	0.36	0.37	0.41	0.64	0.47

Таблица 3. Продолжение

Компоненты	Западно-Забайкальский сегмент										
	Цаган-Хуртейская ассоциация										
	Зуннеметейский участок							Ермаковский массив	Оротский массив		
	вулканические породы										
	ЦХ 7/2	ЦХ 7/5	ЦХ 7/6	ЦХ 7/8	ЦХ 7/9	ЦХ 7/10	ЦХ 7/11	805**	400**	Оро-1***	Оро-9***
SiO ₂	77.23	53.02	75.89	51.08	70.20	55.82	67.90	54.26	75.16	75.70	73.28
TiO ₂	0.11	1.48	0.12	2.15	0.62	1.41	0.65	1.18	0.28	0.34	0.38
Al ₂ O ₃	11.20	17.73	11.99	16.87	13.84	17.64	15.05	16.52	11.90	11.62	15.42
FeO	2.85	8.88	2.83	9.20	3.96	10.31	3.38	7.83	2.47	4.37	1.36
MnO	0.01	0.17	0.03	0.17	0.06	0.12	0.11	0.05	0.02	0.15	0.03
MgO	0.07	4.51	0.16	3.08	0.35	3.13	0.39	2.95	0.20	0.35	0.21
CaO	0.09	4.97	0.27	6.24	0.22	2.67	0.54	5.58	0.35	0.51	0.52
Na ₂ O	3.65	4.51	2.97	4.70	3.75	4.74	5.96	5.40	4.25	2.21	2.98
K ₂ O	4.69	3.85	5.11	2.75	6.39	1.88	5.31	2.93	4.66	4.71	5.65
P ₂ O ₅	0.03	0.66	0.02	1.16	0.09	0.33	0.14	0.24	0.03	0.01	0.02
П.п.п.	0.07	0.00	0.61	2.62	0.57	2.11	0.59	3.10	0.56		
Сумма	99.99	99.78	99.99	100.02	100.06	100.16	100.02	100.04	99.88	99.97	99.85
k.a.	0.99	–	0.87	–	0.95	–	1.03	–	1.01	0.72	0.69
Rb	130	68	160	46	150	60	82	94	335	235	271
Ba	100	1590	140	1150	120	520	730	813	58	63	121
Sr	40	935	240	889	65	548	52	650	43	13	30
Zr	491	258	426	437	358	139	452	146.74	712	1102	714
Nb	13.80	15.00	42.00	28.60	26.40	6.10	24.90	7.88	38.0	77.50	97.85
Hf	6.35	5.42	13.30	10.60	7.60	2.37	7.29	4.4	38.0	29.28	20.12
Ta	1.13	1.41	3.93	2.60	2.32	1.23	2.76	0.46	4.89	4.40	6.02
Y	28	26	69	36	45	20	42	22	–	66	84
Th	8.5	3.4	19.6	7.9	7.0	3.0	6.8	5.1	39.7	29.6	33.0
U	1.5	0.7	2.1	1.6	2.2	0.8	0.9	1.2	8.3	5.4	8.4
Pb	11.5	8.8	32.1	15.5	16.3	6.3	15.4	5.9	23.0	80.5	44.8
La	32.8	43.1	36.0	89.9	42.4	18.3	64.3	26.7	60.3	57.0	123.2
Ce	59.2	96.9	87.1	162.0	97.3	34.6	133.0	54.2	91.7	117.4	252.1
Pr	6.7	10.9	10.1	20.3	12.2	5.5	14.3	6.5	7.2	11.6	30.1
Nd	24.4	42.3	36.1	81.0	48.4	23.3	54.6	24.8	19.1	36.7	103.5
Sm	4.7	7.4	8.1	13.6	9.4	4.6	9.0	4.8	2.7	7.4	18.6
Eu	0.12	2.06	0.17	3.38	2.27	1.20	1.71	1.39	0.25	0.80	1.88
Gd	4.42	6.67	8.02	11.40	8.77	4.40	8.15	4.54	2.20	7.02	13.98
Tb	0.72	0.89	1.50	1.36	1.25	0.62	1.18	0.74	0.42	1.41	2.33
Dy	4.22	4.58	9.62	6.88	7.39	3.54	6.81	4.04	3.30	9.32	13.25
Ho	0.87	0.83	2.07	1.18	1.41	0.68	1.33	0.79	0.90	3.26	2.93
Er	2.80	2.37	6.60	3.08	4.20	1.88	4.21	2.16	3.61	7.91	8.90
Tm	–	–	–	–	–	–	–	0.29	0.68	1.43	1.56
Yb	2.86	2.01	6.87	2.41	3.60	1.78	3.96	1.79	5.31	10.07	9.81
Lu	0.46	0.29	1.10	0.37	0.56	0.23	0.63	0.26	0.92	1.54	1.49

Таблица 3. Окончание

Компоненты	Северо-Монгольский сегмент											
	Орхонская впадина			Бат-Ценгельская впадина			Верхне-Хануйская впадина					
	вулканические породы											
	МОГ-1/4	МОГ-1/8	БЦ-7/3	БЦ-7/6	БЦ-7/7	4155/10	4152/1	4152/7	4152/8	4150/4	4150/3	4150/5
SiO ₂	54.34	51.47	51.24	51.78	55.06	53.33	52.25	54.85	53.88	54.22	54.25	54.65
TiO ₂	0.89	1.20	1.90	1.94	1.25	1.38	1.66	1.42	1.44	1.38	1.47	1.39
Al ₂ O ₃	17.61	16.22	16.31	15.14	16.28	15.65	16.90	16.97	17.11	16.90	17.17	17.30
FeO	7.28	7.24	9.39	9.30	7.33	7.65	9.00	8.50	8.72	8.15	8.40	8.27
MnO	0.11	0.10	0.10	0.15	0.10	0.07	0.05	0.06	0.10	0.04	0.11	0.04
MgO	3.83	4.58	4.27	2.31	3.05	3.54	2.80	2.57	2.48	2.75	2.90	2.70
CaO	7.59	8.16	5.70	7.38	6.16	4.34	4.85	4.33	4.97	5.30	5.09	4.61
Na ₂ O	4.19	4.82	3.94	3.53	3.41	4.67	5.85	5.40	5.36	5.01	5.28	5.13
K ₂ O	2.38	2.57	3.04	2.85	2.69	2.96	3.55	3.58	3.00	3.75	3.45	3.61
P ₂ O ₅	0.39	1.03	1.21	1.22	0.57	0.85	1.19	0.95	0.94	1.05	1.11	1.10
П.п.п.	1.32	2.08	2.55	4.03	3.80	6.22	3.00	1.34	1.66	1.84	1.44	1.60
Сумма	99.93	99.47	99.67	99.63	99.70	100.66	102.20	99.97	99.66	100.39	100.67	100.40
к.а.	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Rb	30	48	63	71	66	82	68	101	74	78	72	80
Ba	842	2152	1510	1490	1170	1029	2299	1652	1603	2500	2600	2800
Sr	1707	2975	1040	957	800	1457	1420	1000	1219	1500	1700	1200
Zr	132	333	319	589	380	399	287	319	308	410	360	450
Nb	3.98	7.11	25.60	31.50	18.20	16.00	26.98	34.06	32.39	13.00	12.00	12.00
Hf	4.05	8.90	7.21	11.50	8.10	11.00	9.18	11.30	10.94	12.00	9.50	11.00
Ta	0.21	0.33	1.44	1.48	1.06	1.10	1.16	1.77	1.67	1.05	1.09	1.15
Y	12	28	22	39	24	28	26	27	26	25	21	22
Th	12.8	9.5	4.9	4.1	6.2	5.8	4.2	7.2	6.9	–	–	–
U	3.6	2.7	1.5	1.3	1.7	1.6	1.4	2.2	1.7	–	–	–
Pb	29.0	29.8	15.8	22.3	17.4	–	22.8	27.2	24.8	–	–	–
La	45.7	77.0	81.5	105.0	59.4	84.4	93.6	91.3	87.9	72.6	72.9	76.2
Ce	100.8	181.3	169.0	208.0	122.0	135.4	186.1	178.5	174.8	149.0	145.0	148.0
Pr	11.6	24.0	18.6	23.0	13.0	–	20.7	19.8	19.3	16.0	16.1	16.9
Nd	45.2	100.5	77.0	96.8	53.9	58.7	75.9	70.4	69.3	56.1	56.1	59.8
Sm	7.1	20.0	12.2	16.5	8.9	10.0	11.3	10.8	10.6	8.0	8.0	8.5
Eu	2.06	5.37	3.48	3.70	2.06	3.50	2.80	2.64	2.71	2.01	2.17	2.34
Gd	5.51	14.85	9.75	12.60	7.33	10.40	8.99	8.14	7.91	6.09	6.02	6.56
Tb	0.19	0.26	0.29	0.56	0.35	–	0.30	0.33	0.33	0.24	0.26	0.27
Dy	0.67	1.72	1.18	1.74	1.07	1.46	1.18	1.08	1.12	0.80	0.76	0.85
Ho	2.81	6.82	5.08	7.86	4.67	–	5.53	5.31	5.32	3.93	4.06	4.10
Er	0.54	0.99	0.91	1.46	0.89	–	0.93	0.94	0.91	0.72	0.63	0.73
Tm	1.36	2.22	1.99	3.98	2.30	–	2.44	2.34	2.32	1.97	1.95	1.94
Yb	1.28	1.51	1.65	3.20	2.00	2.10	2.02	2.10	1.86	1.50	1.63	1.71
Lu	0.17	0.23	0.23	0.48	0.28	0.26	0.28	0.33	0.30	0.20	0.24	0.25

Примечание. Оксиды приведены в мас. %, элементы – в ppm, прочерк – нет данных. Fe₂O₃ – общее железо, к.а. – коэффициент аглаитности.

Использованы данные: * – (Ярмлюк и др., 2001), ** – (Лыхин и др., 2001), *** – (Лыхин и др., 2004).

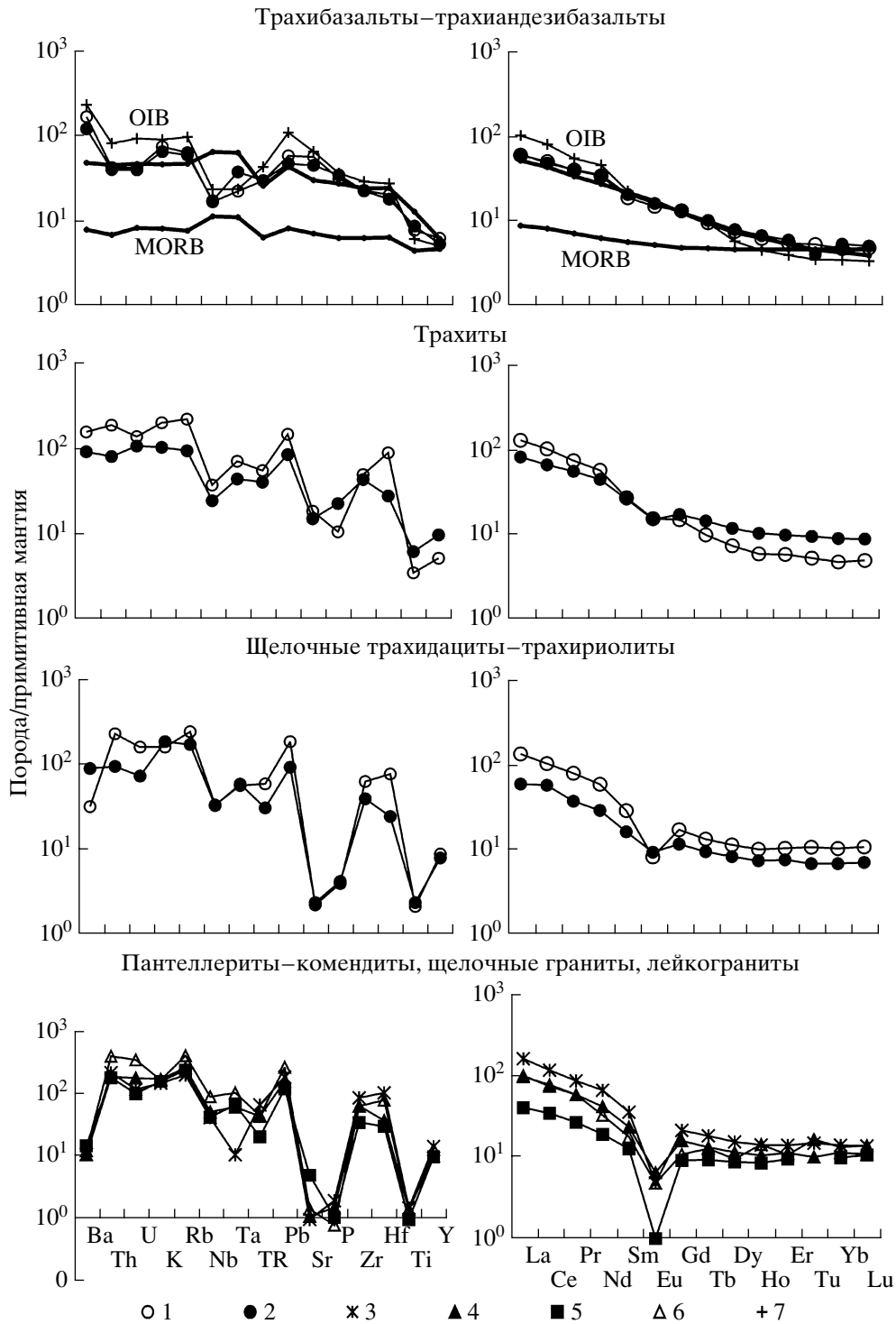


Рис. 3. Распределение нормализованных к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) редких и редкоземельных элементов в раннемезозойских магматических породах Северо-Монгольской-Западно-Забайкальской рифтовой зоны. 1-5 – Западно-Забайкальский сектор: 1 – породы Харитоновской ассоциации, 2 – породы Цаган-Хуртейской ассоциации, 3-5 – комендиты Цаган-Хуртейской ассоциации, различающиеся суммой редкоземельных элементов (ΣTR): 3 – с относительно высокой ΣTR , 4 – с промежуточной ΣTR , 5 – с относительно низкой ΣTR ; 6 – граниты Харитоновского, Ермаковского и Оротского массивов; 7 – трахибазальты и трахиандезибазальты Северо-Монгольского сектора.

ных расплавов и условиями кристаллизационной дифференциации. По мере увеличения содержания SiO_2 содержания Al_2O_3 и Ba возрастают от

трахибазальтов к трахитам, что объясняется сокращением в расплаве количества оливина и увеличением количества пироксенов и плагиокла-

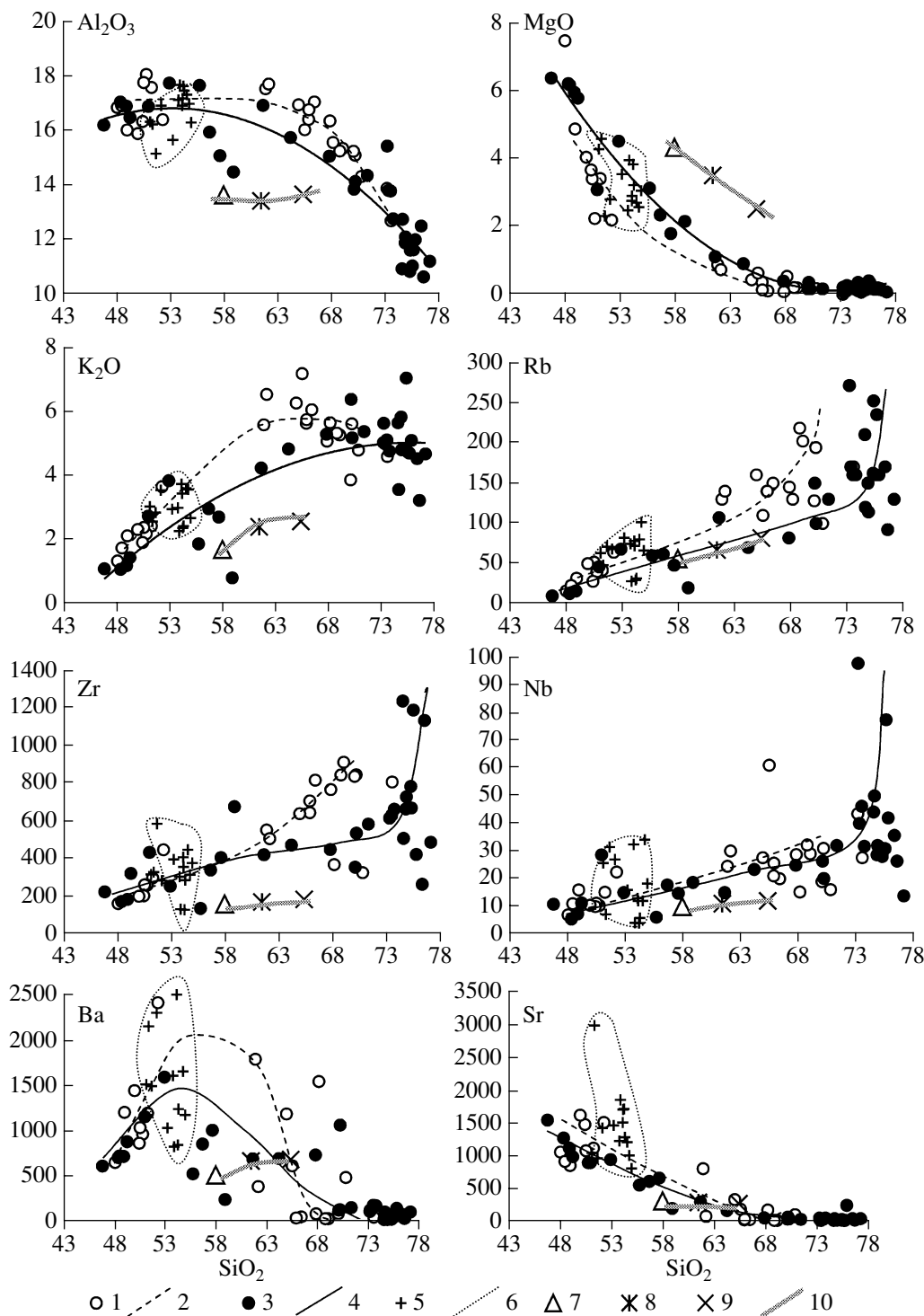


Рис. 4. Корреляционные зависимости между петрогенными (мас. %) и редкими (ppm) элементами и SiO_2 , а также между редкими элементами и между их отношениями в раннемезозойских магматических ассоциациях Северо-Монгольской-Западно-Забайкальской рифтовой зоны.

1-4 – Западно-Забайкальский сектор: 1 – Харитоновская ассоциация, 2 – тренд изменения и поле составов пород Харитоновской ассоциации, 3 – Цаган-Хуртейская ассоциация, 4 – тренд изменения и поле составов пород Цаган-Хуртейской ассоциации; 5 – Северо-Монгольский сектор, 6 – поле составов пород Северо-Монгольского сектора; 7-9 – средние составы коры Центральной Азии по (Gao et al., 1998): 7 – нижняя кора, 8 – кора в целом, 9 – верхняя кора, 10 – коровый тренд.

зов. Аналогичная закономерность наблюдается также на диаграмме $\text{Ba}-\text{K}_2\text{O}$. Более поздние вы-

сококалиевые дифференциаты – трахириолиты, пантеллериты и комендиты обеднены глинозе-

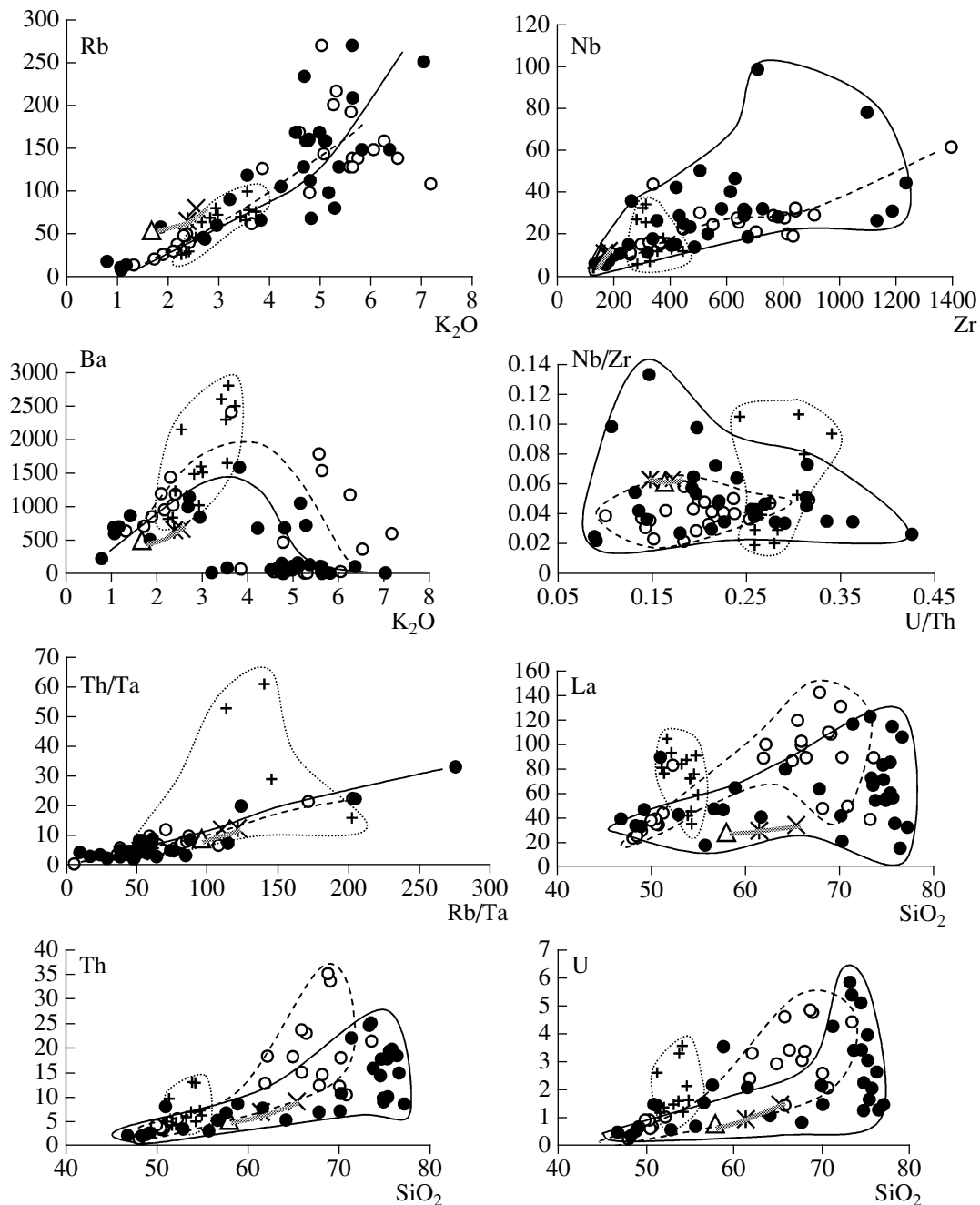


Рис. 4. (Окончание).

мом, Ba, а также Sr, что, очевидно, связано со сменной режимом кристаллизации магмы – исчезновением пироксенов и появлением в расплаве K-Na полевых шпатов и кварца. Между некогерентными элементами (Rb–K₂O, Nb–Zr) существует положительная линейная зависимость, что соответствует их распределению в породообразующих минералах и остаточных расплавах при фракционной кристаллизации базальтовой магмы. Так, накопление некогерентных Zr и Nb отражает глубокую дифференциацию расплавов на поздних этапах эволюции материнских магм при уменьшении доли остаточного расплава. Увеличение

концентрации Rb коррелирует с увеличением количества калиевых минералов в поздних дифференциатах. С целью рассмотрения участия корового вещества в процессах магмогенерации на диаграммы (рис. 4) также вынесены составы нижней, верхней континентальной коры и коры в целом, оцененные для Центральной Азии на примере Китая (Gao et al., 1998) и принятые нами в качестве эталона субстрата континентальной коры. На приведенных графиках (рис. 4) выделяются две группы трендов изменения содержаний литофильных элементов относительно друг друга и SiO₂ в магматических породах СМЗЗ рифтовой зо-

ны, различающиеся по их положению относительно коровой кривой. Так, тренды вариаций литофильных элементов Al_2O_3 , MgO , K_2O , Zr , Nb , Ba относительно SiO_2 не совпадают с коровой кривой, что свидетельствует в пользу образования материнских магм в мантии. Тренды вариаций La , Th , U в зависимости от SiO_2 , а также соотношений $Nb/Zr-U/Th$, $Th/Ta-Rb/Ta$ частично совпадают с коровым трендом, что усложняет модель кристаллизации дифференциации исходных мантийных расплавов и, возможно, является результатом их контаминации коровым субстратом.

На фоне этих общих закономерностей обращает на себя внимание существование на диаграммах (рис. 4) трех полей и трендов изменения составов пород, слагающих соответственно магматические ассоциации Северо-Монгольского сектора и Харитоновскую и Цаган-Хуртейскую ассоциации Западно-Забайкальского сектора, что, очевидно, связано с геохимическими различиями и особенностями эволюции исходных магм в разных секторах рассматриваемой рифтовой зоны.

В целом магматические ассоциации СМЗЗ рифтовой зоны сходны с магматическими ассоциациями других континентальных рифтовых зон, прежде всего, по бимодальному характеру магматизма, широкому распространению щелочно-салических пород – трахитов, комендитов, пантеллеритов и их плутонических аналогов – щелочных гранитоидов. Основные породы СМЗЗ рифтовой зоны, подобно базитам других рифтовых зон, обогащены несовместимыми элементами и по их содержанию приближаются к базальтам ОИВ-типа. Отличие базитов СМЗЗ рифтовой зоны заключается в их обедненности Ta , Nb и Ti и обогащенности Ba , Sr и Pb . Это характерно для всех позднепалеозойских–раннемезозойских внутриплитных базитов Северной Азии и, возможно, связано с особенностями состава мантийных источников, контролировавших внутриплитную активность в позднем палеозое и раннем мезозое в соответствующем секторе Земли.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ (Sr , Nd , Pb) ПОРОД И ИСТОЧНИКИ МАГМАТИЗМА

Как показали результаты петрогеохимических исследований, в разных участках СМЗЗ рифтовой зоны доминируют разные типы породных ассоциаций, характеризующиеся своим трендом вариаций геохимических параметров: в Северо-Монгольском секторе – базальтовая ассоциация, в Западно-Забайкальском секторе – бимодальная базальт-комендитовая Харитоновская (западная часть сектора) и Цаган-Хуртейская ассоциации (восточная часть сектора). Установленные различия между породными ассоциациями, несомненно, имеют важные следствия для оценки состава источников и эволюции материн-

ских магм. В связи с этим были выполнены исследования изотопного состава Sr , Nd и Pb в породах из магматических ассоциаций разных секторов СМЗЗ рифтовой зоны. Результаты этих исследований представлены в табл. 4, 5 и на рис. 5, 6.

Изотопный состав Sr и Nd пород рифтовой зоны отражен на графике $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 - \epsilon_{Nd}$ (рис. 5а). Из графика следует, что составы пород разных ее секторов имеют ряд различий. По сравнению с базальтами Северо-Монгольского сектора, базальты Западно-Забайкальского сектора характеризуются более высоким содержанием радиогенного Nd и относительно однородностью Sr -изотопного состава. Их фигуративные точки на графике образуют линейную последовательность, локализованную в пределах тренда корреляции составов мантийных источников (mantle array), преимущественно в нижней его части, которой отвечают источники с характеристиками обогащенной мантии. Эта последовательность составов базитов проходит через поле пород Хентей-Даурского батолита, представляющее совокупный состав континентальной коры в регионе. Очевидно, что гранитоиды и, следовательно, кора в целом не влияли на изотопные характеристики базальтов. Поэтому можно полагать, что базальты, точки составов которых расположены в правом нижнем квадранте диаграммы (рис. 5а), формировались из обогащенных радиогенным Sr мантийных источников типа ЕМII. В целом же, в соответствии с графиком (рис. 5а), диапазон вариаций изотопного состава Sr и Nd базальтов СМЗЗ рифтовой зоны определялся взаимодействием двух мантийных источников: ЕМII и MORB.

В пределах Западно-Забайкальского сектора щелочно-салические породы Цаган-Хуртейской ассоциации обогащены Sm и радиогенным Nd по сравнению с породами Харитоновской ассоциации. Большинство комендитов и щелочных гранитов имеют сходные с ассоциирующими базальтами геохимические и изотопно-геохимические характеристики, что позволяет рассматривать их как результат фракционирования единой исходной магмы (Коваленко и др., 2001). Генетическую связь этих резко различных в петрохимическом отношении пород можно видеть на графике $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 - \epsilon_{Nd}$ (рис. 5а): точки их составов расположены рядом, что указывает на тождество изотопных (Sr , Nd) источников этих пород. Однако в составе ассоциаций участвуют также щелочные гранитоиды и комендиты с иными изотопными характеристиками. Диапазоны вариаций их Sr -изотопного состава изображены на графике $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 - 1/Sr$ (рис. 5б) пунктирными линиями. На примере бимодальных ассоциаций Западного Забайкалья было показано (Ярмлюк и др., 2001), что такого типа вариации изотопных составов описываются в рамках модели AFC (DePaolo, 1988) и связаны с коровой контаминацией про-

Таблица 4. Изотопный состав стронция и неодима в породах раннемезозойских магматических ассоциаций Северо-Монгольской–Западно-Забайкальской рифтовой зоны

Номер пробы	Порода	Возраст, млн. лет	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2\sigma$)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma$)	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$
Западно-Забайкальский сегмент												
Харитоновская ассоциация												
<i>Моностойский участок</i>												
ТГ 13/5	щел. трахидацит	194.3	160	24	19.179	0.75766 \pm 23	0.70467					
ТГ 13/6	»	194.3	151	21	20.621	0.76543 \pm 24	0.70846					
ТГ 13/8	»	194.3	152	27	16.378	0.75092 \pm 26	0.70567					
ТГ 13/9	трахибазальт	194.3	43.5	1077	0.1168	0.70566 \pm 16	0.70534	7.42	40.2	0.11169	0.512509 \pm 8	-0.5
ТГ 13/11	»	194.3	39.4	859	0.1327	0.70563 \pm 17	0.70526	7.07	34.1	0.12526	0.512553 \pm 8	0.1
ТГ 13/12	»	194.3	54.6	1095	0.1442	0.70568 \pm 18	0.70528	6.96	33.7	0.12478	0.512556 \pm 7	0.1
ТГ 13/13	»	194.3	67.9	1538	0.1277	0.70534 \pm 16	0.70499	13.2	78.5	0.1016	0.512553 \pm 6	0.6
ТГ 13/15	трахит	194.3	130	719	0.5214	0.70733 \pm 17	0.70589					
ТГ 13/17	»	194.3	160	312	1.4581	0.71127 \pm 47	0.70724					
ТГ1 13/19	трахибазальт	194.3	30.4	1486	0.0592	0.70534 \pm 19	0.70518	6.94	36.9	0.11385	0.512524 \pm 7	-0.2
<i>Усть-Сухаринский и Улантуйский участки</i>												
ТГ 1/1	пантеллерит	215	145.1	50.7	8.161	0.73045 \pm 15	0.70550					
ТГ 1/2	»	215	194.1	60.0	9.232	0.73084 \pm 15	0.70261					
ТГ 1/3	трахириодацит	215	140	83.7	4.76	0.71632 \pm 14	0.70177					
ТГ 1/4	пантеллерит	215	128.1	36.4	10.03	0.73595 \pm 18	0.70528					
ТГ 1/5	»	215	215	11.5	53.97	0.86779 \pm 17	0.70277	14.5	83.3	0.1052	0.512430 \pm 6	-1.6
ТГ 1/7	»	215	218.2	9.2	68.71	0.91877 \pm 17	0.70868	14.3	82	0.1056	0.512438 \pm 5	-1.5
ТГ 16/2	тешенит	209	14.9	801	0.0539	0.704977 \pm 16	0.70482	5.74	26.6	0.13063	0.512590 \pm 7	0.8
<i>Щелочные граниты и сиениты Харитоновского массива (Ярмлюк и др., 2001)</i>												
Б 275		209	152.9	20	22.26	0.77251 \pm 15	0.70635					
Б 278		209	110.2	73.6	4.339	0.72029 \pm 10	0.70739					
Б 312/1		209	93.75	10.5	26.12	0.78572 \pm 13	0.70809					
А 92/3		209	146.30	8.1	53.31	0.86651 \pm 18	0.70806					
А 150		209	201.7	67.4	8.682	0.73266 \pm 12	0.70686					
А 150*		209	206.9	70.7	8.485	0.73240 \pm 12	0.70718					
А 150**		209	196.5	52.4	10.89	0.73952 \pm 14	0.70715					
А 145/2		209	173.6	16.6	30.45	0.79920 \pm 15	0.70870					
Б 317		209	185.2	27.8	19.36	0.76471 \pm 14	0.70717					
Б 278/2		209	201.4	34.9	16.77	0.75730 \pm 13	0.70746					
Б 313/1		209	153.8	68.8	6.484	0.72721 \pm 12	0.70794					
А 143		209	114.5	12.6	26.43	0.79141 \pm 16	0.71285					
Б 312		209	87.3	13.7	17.58	0.76661 \pm 15	0.71436					

Таблица 4. Продолжение

Номер пробы	Порода	Возраст, млн. лет	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2\sigma$)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma$)	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$
Б 314		209	91.9	15.4	17.35	0.76472 \pm 13	0.71315					
Б 318/1		209	100.2	19.4	15.03	0.75826 \pm 12	0.71359					
Б 318		209	125.8	18.3	20.02	0.77227 \pm 15	0.71277					
Б 276		209	184.2	5.9	92.32	0.99755 \pm 18	0.72316					
Б 279		209	245.9	17.6	40.92	0.83633 \pm 18	0.71471					
Б 163/3		209	112.9	181.8	1.797	0.710645 \pm 20	0.70530	27.5	1.52	0.10967	0.512460 \pm 7	-1.2
А 254/2		209	270.9	49.2	16.03	0.761427 \pm 19	0.71378	2.95	18.1	0.09867	0.512289 \pm 6	-4.2
<i>Дайки базальтов (Ярмолук и др., 2001)</i>												
Б 163/11		209	32.4	844.8	0.1108	0.704688 \pm 18	0.70436	7.21	34.2	0.12745	0.512671 \pm 8	2.5
В 336/1		209	24.1	916	0.0762	0.704889 \pm 17	0.70466	6.8	32.5	0.12648	0.512634 \pm 8	1.8
Цаган-Хуртейская ассоциация												
<i>Саранский участок</i>												
ЦХ 1/1	трахибазальт	209.3	17.7	793	0.0646	0.704928 \pm 13	0.70474	7.79	39.3	0.11983	0.512573 \pm 8	0.8
ЦХ 1/2	трахиандезибазальт	209.3	48	500	0.24916	0.70514 \pm 30	0.70440					
ЦХ 1/5	трахибазальт	209.3	16	974	0.04817	0.70413 \pm 44	0.70399					
ЦХ 1/6	»	209.3	12.7	988	0.0372	0.704553 \pm 15	0.70444	6.09	30.9	0.11921	0.512632 \pm 7	2
ЦХ 1/7	»	209.3	10	1188	0.0245	0.70452 \pm 12	0.70445	7.22	37.4	0.11078	0.512646 \pm 7	2.3
ЦХ 1/8	комендит	209.3	162	12.2	38.87	0.82044 \pm 23	0.70474	12.1	66.7	0.1099	0.512625 \pm 7	2.1
ЦХ 1/9	»	209.3	150	18	23.6892	0.78654 \pm 21	0.71603					
ЦХ 1/11	трахириолит	209.3	252	30	24.732	0.78158 \pm 27	0.70797					
ЦХ 1/14	»	209.3	114	20	16.3687	0.75666 \pm 51	0.70794					
ЦХ 1/19	трахит	209.3	107	330.2	0.935	0.707194 \pm 13	0.70441	7.99	42.9	0.11276	0.512616 \pm 6	1.8
<i>Вулканисты Цаган-Хуртейской ассоциации (Ярмолук и др., 2001)</i>												
Б 440	пантеллерит	209.3	207.1	21.03	28.72	0.79006 \pm 14	0.70458	11.43	61.28	0.1128	0.512651 \pm 4	2.5
Б 456	»	209.3	243.7	30.99	22.89	0.77234 \pm 10	0.70421					
Б 461-1	»	209.3	144.7	16.67	25.30	0.77940 \pm 15	0.70410					
Б 444	комендит	209.3	131.8	18.49	20.73	0.76314 \pm 10	0.70144	18.74	100.5	0.1127	0.512657 \pm 4	2.6
Б 445-1	»	209.3	172.3	57.49	8.69	0.73192 \pm 8	0.70605					
Б 462	»	209.3	162.9	7.63	62.96	0.90229 \pm 18	0.71489					
Б 461	»	209.3	129.3	22.47	16.73	0.75675 \pm 16	0.70695					
Б 446/1	трахибазальт	209.3	10.54	1144.6	0.03	0.70435 \pm 9	0.70427	8.08	41.09	0.1189	0.512675 \pm 4	2.8
Б 463-3	»	209.3	37.94	1400.7	0.08	0.70470 \pm 8	0.70447					
Зуннеметейский участок												
ЦХ 7/2	комендит	211.5	135.2	23.7	16.594	0.75486 \pm 3	0.70495					
ЦХ 7/3	трахириолит	211.5	181.6	30.2	17.520	0.76110 \pm 23	0.70840					
ЦХ 7/5	трахибазальт	211.5	76.3	979	0.225	0.70552 \pm 21	0.70484	7.42	42.3	0.1056	0.512513 \pm 4	0
ЦХ 7/6	трахириолит	211.5	170.2	227.3	21.673	0.71179 \pm 21	0.64660					
ЦХ 7/8	трахибазальт							13.6	81	0.10108	0.512596 \pm 4	1.8
ЦХ 7/9	пантеллерит	211.5	155	36.8	12.250	0.74289 \pm 22	0.70604	9.39	48.4	0.11679	0.512640 \pm 6	2.2
ЦХ 7/10	трахиандезибазальт	211.5	69.6	591	0.341	0.70649 \pm 21	0.70546	4.63	23.3	0.11962	0.512573 \pm 6	0.8
ЦХ 7/11	пантеллерит	211.5	85.7	56.4	4.399	0.72100 \pm 22	0.70777	9.03	54.6	0.09956	0.512562 \pm 8	1.2

Таблица 4. Окончание

Номер пробы	Порода	Возраст, млн. лет	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2\sigma$)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma$)	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$
<i>Ермаковское бериллиевое месторождение (Лыхин и др., 2001)</i>												
398	Синрудные граниты и сиениты	224	255	104	7.09	0.72821	0.70562					
2-95		224	259	87	8.59	0.73279	0.70542					
3-95		224	182	17	30.50	0.80076	0.70359	3.394	22.897	0.08957	0.512527	0.90
311		224	206	33	17.97	0.76299	0.70574					
313		224	427	136	9.08	0.73432	0.70539					
483	базитовая дайка лейкограниты из массива Шток	224	313	61	14.90	0.75346	0.70599	13.928	71.731	0.11733	0.512571	0.96
805		224	92.88	679.22	0.40	0.70716	0.70590	5.2	26.54	0.1184	0.512468	-1.08
1-95		224	311	28	32.60	0.81020	0.70634					
300		224	303	150	5.85	0.72513	0.70649					
479		224	342	34	29.50	0.79988	0.70590					
400		224	324	44	21.80	0.77560	0.70615	4.31	29.72	0.08796	0.51245	-0.56
<i>Оротское бериллиевое месторождение (Лыхин и др., 2004)</i>												
Оро-2	трахидацит	236.4	145.5	43.31	9.75	0.73758 \pm 7	0.70481					
Оро-3	трахидацит	236.4	139.2	41.72	9.68	0.73761 \pm 7	0.70504					
Оро-4	риодацит	236.4	222.2	23.31	27.83	0.79882 \pm 8	0.70523					
Оро-8	риолит	236.4	220.5	28.72	22.37	0.78029 \pm 7	0.70506					
Оро-22	риодацит	236.4	236.3	26.54	25.98	0.79184 \pm 7	0.70449					
Оро-1	лейкогранит	223	233.6	12.47	55.12	0.88286 \pm 7	0.70793	8.15	40.5	0.1217	0.51265 \pm 4	2.35
Оро-9	лейкогранит	223	288.8	29.98	28.12	0.79856 \pm 7	0.70932	17.7	99.5	0.1072	0.51263 \pm 6	2.37
Оро-10	щел. гранит	223	269.4	33.81	23.22	0.78214 \pm 7	0.70844					
Оро-35	щел. гранит	223	211.1	13.26	46.72	0.85756 \pm 7	0.70928					
Северо-Монгольский сегмент												
<i>Бат-Ценгельская впадина</i>												
БЦ-7/3	трахибазальт	220	63.8	1187	0.1554	0.705498 \pm 15	0.70501	11.40	69.60	0.09861	0.512463 \pm 7	-0.7
БЦ-7/6	трахибазальт	220	70.9	1113	0.1843	0.705842 \pm 15	0.70527	15.10	90.20	0.1013	0.512366 \pm 5	-2.6
БЦ-7/7	трахиандезибазальт	220	68.0	945	0.2082	0.705728 \pm 14	0.70508	8.53	50.40	0.1024	0.512403 \pm 7	-1.9
4155/10	трахиандезибазальт	220	68.3	1350	0.1585	0.705453 \pm 17	0.70496	9.63	62.9	0.09252	0.512487 \pm 8	0
<i>Верхне-Хануйская впадина</i>												
4152/1	трахиандезибазальт	190	59.40	1700.0	0.1014	0.705282 \pm 16	0.70501	9.00	58.50	0.09307	0.51251 \pm 6	0
4152/7	трахиандезибазальт	190	93.20	983.0	0.2743	0.705607 \pm 15	0.70487	10.50	68.50	0.09296	0.512497 \pm 8	-0.2
4152/8	трахиандезибазальт	190	62.80	1180.0	0.1536	0.705490 \pm 18	0.70508	10.00	64.70	0.09380	0.512485 \pm 8	-0.5
4150/4	трахиандезибазальт	220	74.2	1320	0.1632	0.705318 \pm 17	0.70481	9.35	62.9	0.08978	0.512466 \pm 7	-0.4
4150/3	трахиандезибазальт	220	61	1630	0.1084	0.705286 \pm 15	0.70495	9.97	64.9	0.09384	0.512490 \pm 8	0
4150/5	трахиандезибазальт	220	97.3	992	0.2838	0.705605 \pm 15	0.70472	9.94	65.1	0.0922	0.512479 \pm 8	-0.2

Примечание. * Салическая и ** – фемическая фракции пород. Погрешности $\pm 2\sigma$ относятся к последним значащим цифрам величин измеренных изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Полу жирным шрифтом выделены пробы, использованные для построения изохрон.

Таблица 5. Изотопный состав свинца в породах раннемезозойских магматических ассоциаций Западно-Забайкальского сегмента Северо-Монгольской–Западно-Забайкальской рифтовой зоны

Номер пробы	Порода	U, ppm	Pb, ppm	Th, ppm	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Ошибка	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Ошибка	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
Харитоновская ассоциация									
<i>Усть-Сухаринский и Улантуйский участки</i>									
ТГ 1/1	пантеллерит	3.1	36.1	12.26	17.771	0.002	15.404	0.0019	37.715
ТГ 1/2	»	2.7	25.2	17.86	17.943	0.007	15.469	0.008	38.123
ТГ 1/3	трахириодацит	3.4	39.5	18.21	18.069	0.004	15.489	0.0051	37.984
ТГ 1/4	пантеллерит	2.2	37.1	12.06	17.833	0.005	15.447	0.0054	37.842
ТГ 1/5	»	4.8	49.9	33.5	17.810	0.019	15.420	0.0017	37.843
ТГ 1/7	»	4.9	49.4	35	17.821	0.003	15.445	0.0034	37.931
ТГ 16/2	тешенит	0.3	5.77	1.41	17.822	0.0033	15.450	0.0042	37.709
Цаган-Хуртейская ассоциация									
<i>Саранский участок</i>									
ЦХ 1/1	трахибазальт	0.8	7.04	2.57	18.195	0.0045	15.499	0.005	37.988
ЦХ 1/2	трахиандезит-базальт	2.2	16	6.66	18.164	0.005	15.496	0.006	37.976
ЦХ 1/6	трахибазальт	0.4	6.81	2.01	18.098		15.484		37.920
ЦХ 1/7	»	0.6	7.11	2.07	17.836	0.0064	15.452	0.0073	37.948
ЦХ 1/8	комендит	1.3	26.8	9.69	18.122	0.0016	15.489	0.0018	38.045
ЦХ 1/14	трахириолит	2.3	21.8	8.89	18.283	0.006	15.515	0.0067	38.175
ЦХ 1/19	трахит	2.2	15.5	7.63	18.364	0.0021	15.452	0.002	38.235
<i>Зуннеметейский участок</i>									
ЦХ 7/2	комендит	1.5	12	8.51	18.334	0.0016	15.505	0.0014	38.234
ЦХ 7/5	трахибазальт	0.7	8.9	3.36	18.134	0.0016	15.501	0.0014	37.988
ЦХ 7/6	трахириолит	2.1	32.4	19.6	18.231	0.0018	15.513	0.0016	38.218
ЦХ 7/8	трахибазальт	1.6	15.6	7.94	18.291	0.0026	15.525	0.0022	38.166
ЦХ 7/9	пантеллерит	2.2	16.6	7.03	18.343	0.0092	15.531	0.0073	38.174
ЦХ 7/10	трахиандезит-базальт	3.5	26.5	17.6	18.317	0.0011	15.526	0.0009	38.266
ЦХ 7/11	пантеллерит	0.9	15.4	6.84	18.239	0.0009	15.512	0.0008	38.094

дуктов дифференциации базальтовых расплавов. Эти два параллельно протекавших процесса – дифференциация и контаминация – в конечном итоге определили изотопную и геохимическую специфику щелочно-гранитоидных расплавов. Коровые компоненты этих магм оценены нами по изотопным составам щелочных гранитов, наиболее контрастирующих с изотопными составами ассоциирующих с ними базальтов. Параметры соответствующих гранитов вполне согласуются с изотопными характеристиками вмещающих блоков коры. Так, СМЗЗ рифтовая зона частично накладывается на краевую часть рифейского Баргузинского микроконтинента, и поэтому в образовании щелочно-салических пород могли участвовать коровые источники с характеристиками $\epsilon_{Nd} \sim -4$ и $T_{Nd} (DM-2st) \sim 1300$ млн. лет, типичными для рифейской изотопной коровой провинции (Ярмолюк и др., 1999б). Некоторые разновидности комендитов имеют близкий к трахибазальтам изотопный состав Nd, при пониженных значениях $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 (<0.703)$. Предполагается, что источником их расплавов служила ко-

ра с низким Rb/Sr отношением, которую, по-видимому, можно сопоставить с достаточно молодой каледонской корой, также участвующей в разрезе коровых образований региона (Ярмолюк и др., 1999) и характеризующейся в триасе величиной $\epsilon_{Nd} = +2...+4$ (Коваленко и др., 1996).

Изотопный состав Sr пород, возникших при участии корового компонента, обычно характеризуется широким разбросом значений $^{87}Sr/^{86}Sr$. Участие корового источника с высоким отношением $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 (>0.7075)$ в формировании некоторых разновидностей трахириолитов, комендитов и щелочных гранитов подтверждается более высоким, чем в базальтах, первичным изотопным отношением Sr в этих породах. В качестве такого источника можно рассматривать породы региональной позднерифейской континентальной коры с повышенными значениями Rb/Sr (>0.5), что могло привести к изменению Sr-изотопного состава кислых вулканитов до необходимой величины при плавлении корового субстрата. В то же время необходимо учитывать, что для рассматри-

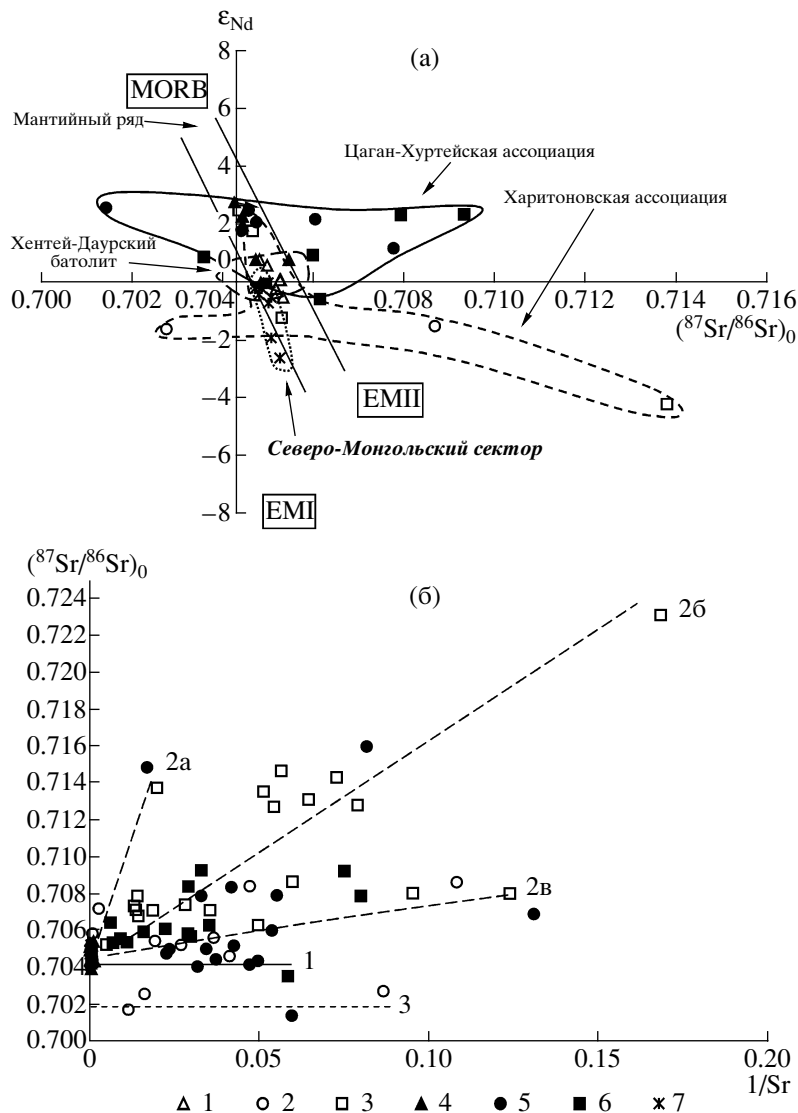


Рис. 5. Диаграммы (а) $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ - ϵ_{Nd} и (б) $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ - $1/Sr$ для раннемезозойских породных ассоциаций Северо-Монгольской-Западно-Забайкальской рифтовой зоны.

PREMA – умеренно-деплетированный мантийный источник; EM I – мантийный источник, обогащенный неодимом; EM II – мантийный источник, обогащенный стронцием. На рис. 5б линиями показано распределение составов пород, образовавшихся из: (1) изотопно-однородного источника, (2а, 2б) изотопно-разнородных источников, (3) источника с низкими значениями $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$.

1–6 – Западно-Забайкальский сектор: 1–3 – Харитоновская ассоциация: 1 – трахибазальты–трахиандезитобазальты, 2 – кислые вулканиты, 3 – щелочные граниты и сиениты Харитоновского массива; 4–6 – Цаган-Хуртейская ассоциация: 4 – трахибазальты–трахиандезитобазальты, 5 – кислые вулканиты, 6 – щелочные граниты, сиениты, лейкограниты и синрудные дайки сиенит-гранитного состава Ермаковского и Оротского массивов; 7 – трахибазальты Северо-Монгольского сектора.

ваемых щелочно-салических пород типичны высокие отношения Rb/Sr и, следовательно, их обогащение радиогенным ^{87}Sr могло происходить еще на магматической стадии, что особенно справедливо для гранитоидов (Коваленко и др., 1999). Поэтому изотопный состав таких пород далеко не всегда может служить оценкой изотопного состава коры.

Изотопный состав Rb исследовался в основных и кислых вулканитах Харитоновской и Цаган-Хуртейской ассоциаций. Измеренные отношения

$^{206}Pb/^{204}Pb$ варьируют от 17.771 до 18.343, $^{207}Pb/^{204}Pb$ от 15.404 до 15.531, $^{208}Pb/^{204}Pb$ от 37.709 до 38.266. Эти отношения были пересчитаны на возраст 210 млн. лет. Из диаграмм $^{207}Pb/^{204}Pb$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ (рис. 6) видно, что по изотопному составу свинца основные и ассоциирующие с ними салические породы близки между собой, что является доказательством их формирования из одного магматического источника путем кристаллизационной дифференци-

ции. Фигуративные точки изотопных составов Pb исследуемых основных и кислых вулканитов Западно-Забайкальского сектора образуют общий эволюционный тренд, тяготеющий к линии эволюции ураногенных свинцов в мантии (рис. 6а) и к линии эволюции торогенных свинцов в валовом составе континентальной коры (рис. 6б). Общее направление тренда рассматриваемых пород несколько дискордантно по отношению к обеим эволюционным кривым свинца, а поля изотопных составов Pb пород западного сегмента (Харитоновская ассоциация) и восточного сегмента (Цаган-Хуртейская ассоциация) Западно-Забайкальского сектора имеют разное положение на диаграмме (рис. 6). Наиболее обогащенный изотопный состав Pb имеют породы Харитоновской ассоциации, что свидетельствует о несомненном участии в их генезисе обедненного радиогенным Pb мантийного резервуара и (или) деплетированного нижнекорового субстрата. Более радиогенным изотопным составом Pb обладают базальты и кислые вулканиты Цаган-Хуртейской ассоциации, что указывает на обогащение радиогенным свинцом их источников. Отметим, что различия этих ассоциаций по изотопному составу Pb подтверждают выявленные выше их различия по петрогеохимическим характеристикам и изотопному составу Sr и Nd. На диаграмме (рис. 6а) поле составов вулканитов Цаган-Хуртейской ассоциации практически совпадает с полем модельных составов Сибирских траппов, характеризующих внутриплитный (плюмовый) мантийный источник, и с полем составов базальтов срединно-океанических хребтов (MORB). На графике $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 6б) точки составов вулканитов Харитоновской ассоциации полностью попадают в поле составов базальтов плато Кергелен. Наблюдаемый тренд изменения изотопного состава Pb для раннемезозойских вулканитов Западно-Забайкальского сектора может быть результатом смешения деплетированного мантийного источника, плюмового источника и, возможно, корового источника, представленного вулканогенно-осадочным (граувакковым) материалом островодужных призм и турбидитами пассивных континентальных окраин.

На основе полученных изотопно-геохимических характеристик раннемезозойских магматических ассоциаций можно заключить, что их формирование происходило из мантийных источников (MORB и OIB) путем кристаллизационной дифференциации расплавов при участии коровых источников. В Северо-Монгольском и Западно-Забайкальском секторах рифтовой зоны процессы кристаллизационной дифференциации обладали разной направленностью, что отразилось на типах магматических ассоциаций и составе конечных продуктов дифференциации в этих секторах.



Рис. 6. Диаграммы (а) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и (б) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для раннемезозойских вулканических пород Западно-Забайкальского сектора Северо-Монгольской–Западно-Забайкальской рифтовой зоны. 1, 2 – породы Харитоновской ассоциации (Усть-Сухаринский и Улантуйский участки): 1 – трахибазальты, 2 – кислые вулканиты; 3, 4 – породы Цаган-Хуртейской ассоциации (Саранский и Зунеметейский участки): 3 – трахибазальты; 4 – кислые вулканиты. Линиями показаны модельные кривые эволюции Pb в мантии (М), верхней коре (ВК), средней коре (СК). Цифры на линиях – время в млн. лет. Эталонные поля составов пород, пересчитанные на возраст 210 млн. лет: внутриплитные граниты Восточного Забайкалья (Татарников и др., 2003), вулканиты Алеутской и Южно-Сендвичевой островных дуг (Cohen, O’Nions, 1982a), сибирские траппы (Wooden et al., 1993), осадки пассивных окраин Атлантики (William et al., 1985), N-MORB (Cohen, O’Nions, 1982b), MORB из Восточно-Тихоокеанского поднятия (White, 1993; Prinzhofer et al., 1989), базальты плато Кергелен (Weis et al., 1989; Salters et al., 1992; Lassiter et al., 1995).

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

СМЗЗ рифтовая зона возникла в результате образования Монголо-Забайкальского раннемезозойского зонального магматического ареала, и поэтому условия ее формирования невозможно рассматривать вне связи с геодинамикой образования самого

зонального ареала. Структуру последнего определяет Хентей-Даурский гранитоидный батолит, расположенный в ядре ареала, и развитые по его периферии зоны проявления бимодального и щелочного магматизма (Ярмолук и др., 2002; Коваленко и др., 2003), в том числе СМЗЗ рифтовая зона. Ареал возник в интервале 230–195 млн. лет в результате синхронного, согласно геохронологическим корреляциям, проявления разных по своей природе магматических процессов в центральных и периферических участках ареала. Необычный характер магматизма был обусловлен специфическим геодинамическим режимом, заключавшимся в синхронном проявлении зонально распределенных условий растяжения (периферическая система рифтовых зон) вокруг центральной области сжатия (сводового поднятия и батолитового ядра). Как было показано (Ярмолук и др., 2002), причина возникновения подобной контрастной тектонической обстановки – разноглубинное литосферное и подлитосферное размещение источников соответствующих усилий. Так, внутрилитосферная обстановка сжатия, сопровождавшаяся батолитообразованием, была вызвана закрытием Джаргалантуинского прогиба, занимающего осевую позицию в строении ареала, и тектоническим столкновением его бортов. Судя по наличию в прогибе раннесреднетриасовых морских отложений и плагиогранитов с возрастом 207 млн. лет, коллизионные процессы происходили практически одновременно с образованием батолита. Результатом воздействия подлитосферного источника растяжения стало образование рифтовых зон, сопровождавшееся мантийным базальтовым и бимодальным, в том числе щелочно-гранитным, магматизмом. Рифтовые зоны обрамляют батолитовое ядро ареала и характеризуются достаточно однородным изотопно-геохимическим составом основных пород мантийного генезиса (Коваленко и др., 2003). Это позволяет полагать, что магматический ареал, занимающий территорию около 1500 × 800 км, отвечал проекции крупного подлитосферного источника магматических расплавов или мантийного плюма. В целом же геодинамическую обстановку формирования зонального ареала можно связать с воздействием плюма на участок литосферы, находящийся в условиях коллизионного сжатия. Непосредственно в зоне столкновения бортов Джаргалантуинского прогиба мантийные магмы не могли выйти на поверхность и оказывали тепловое воздействие на кору, вызывая ее анатектическое плавление и образование батолита. За пределами коллизионной зоны в периферических участках ареала мантийные расплавы достигали поверхности, формируя ассоциации с преобладанием пород мантийного генезиса.

В строении магматического ареала положение СМЗЗ рифтовой зоны контролируется системой крупных расколов, отвечающих сутурной границе Баргузинского микроконтинента. Можно предположить, что эта система расколов являлась лито-

сферной границей. В эпохи появления мантийных плюмов ослабленные зоны в основании литосферы Центральной Азии превращались в своеобразные астеносферные ловушки, в пределах которых мантия наиболее активно воздействовала на литосферу и, таким образом, способствовала проявлению рифтогенеза вдоль сутурных границ (Ярмолук, Коваленко, 1986). Так, по-видимому, произошло и в раннем мезозое, когда вещество мантийного плюма в поисках выхода на земную поверхность переместилось в подобную ловушку сутурной границы и вызвало вдоль этой границы процессы рифтогенеза.

Появление мантийного плюма под литосферой Монголо-Забайкальской области в раннем мезозое следует рассматривать в общем контексте геологической истории региона. Напомним, что в позднем палеозое и раннем мезозое внутриплитная активность в Центральной Азии привела к формированию гигантской рифтовой системы, охватившей Северо-Западный Китай, Монголию и Забайкалье (Коваленко и др., 1999; Ярмолук и др., 2000б). Эти события связывают с перекрытием мантийного плюма южным краем позднепалеозойского Североазиатского континента. По мере продвижения континента над плюмом зона внутриплитной активности последовательно на протяжении позднего карбона и перми смещалась вглубь континента, и в поздней перми процессы рифтогенеза охватили территорию Центральной Монголии (Ярмолук, Коваленко, 1991). В результате здесь сформировался подобный раннемезозойскому зонально-симметричный магматический ареал, в центральной части которого располагался Хангайский батолит, а в его южном и северном обрамлении соответственно Гоби-Алтайская и Северо-Монгольская рифтовые зоны с щелочно-гранитоидным и бимодальным магматизмом. Особо отметим, что Северо-Монгольская зона возникла в пределах той же Северо-Монгольской–Забайкальской системы сутурных разломов, что и СМЗЗ рифтовая зона. Это подчеркивает особую роль этой системы сутурных границ в размещении астеносферных ловушек. В раннем мезозое, в связи с изменением направления вращения литосферной плиты, над мантийным плюмом оказались более восточные (в современных координатах) ее участки, отвечающие территориям Западного и Восточного Забайкалья и Северо-Восточной Монголии (Ярмолук и др., 2000), где и произошло образование Монголо-Забайкальской области, и в частности СМЗЗ рифтовой зоны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Северо-Монгольская–Западно-Забайкальская рифтовая зона протяженностью более 1200 км при ширине до 250 км является одной из крупнейших в составе позднепалеозойской–раннемезозойской рифтовой системы Центральной Азии. Рифтовая зона сформировалась в интервале между 233 и 188 млн. лет в виде системы впадин и грабенов, развитие ко-

торых сопровождалось бимодальным и щелочным вулканизмом и интрузиями щелочных гранитов. В строении рифтовой зоны выделяются два крупных сектора – Северо-Монгольский и Западно-Забайкальский. В первом преобладают вулканические ассоциации, сложенные преимущественно породами основного состава, во втором – бимодальные базальт-комендит-пантеллеритовые вулканические ассоциации, в составе которых доминируют щелочно-салические породы; кроме того, здесь широким развитием пользуются щелочные гранитоиды.

Магматические породы рифтовой зоны принадлежат субщелочной и щелочной петрохимическим сериям. Петрогеохимические характеристики пород магматических ассоциаций свидетельствуют об их формировании путем фракционной кристаллизации базальтовых расплавов повышенной щелочности. Исходные базальтовые расплавы характеризовались обогащением многими несовместимыми элементами и по уровню их содержания были близки к базальтам ОИВ-типа, отличаясь более низким содержанием Та, Nb и Ti и более высоким – Ва, Sr и Pb. Эти особенности присущи всем позднепалеозойским–раннемезозойским внутриплитным базитам Северной Азии и, вероятно, обусловлены составом мантийных источников, контролировавших внутриплитную активность в регионе в это время.

Для изотопного состава большинства основных пород характерны вариации $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и ϵ_{Nd} на уровне их значений в обогащенных мантийных источниках. Однако принимая во внимание общий диапазон вариаций Sr-Nd изотопного состава базитов, их образование могло быть связано с взаимодействием двух мантийных источников – обогащенного типа ЕМII и деплетированного типа MORB. Для большинства щелочно-салических пород рифтовой зоны отмечаются вариации Sr-изотопного состава, согласующиеся с моделью AFC и объясняемые коровой контаминацией продуктов дифференциации базальтовых расплавов.

Изотопный состав свинца как основных, так и щелочно-салических пород рифтовой зоны достаточно однороден и свидетельствует об однотипности их источников. По Rb-изотопным данным эти породы близки к породам океанических плато, срединно-океанических хребтов, а также Сибирских траппов и в целом отличаются от пород, возникших при участии корового материала, в том числе островодужных вулканитов. Наблюдаемый тренд изменения изотопного состава Rb пород рифтовой зоны может быть результатом смешения деплетированного и плюмового мантийных источников, что хорошо согласуется с данными по изотопии Sr и Nd.

Рифтовая зона возникла в связи с образованием Монголо-Забайкальского зонального магматического ареала в результате воздействия мантийного плюма на участок литосферы Северной

Азии, находившийся в состоянии коллизионного сжатия. В зоне коллизионного шва под влиянием мантийного плюма протекали процессы рифтогенеза с образованием крупного батолита, вокруг которого возникали зоны растяжения с рифтогенным магматизмом. Важную роль в локализации рифтогенных процессов сыграли астеносферные ловушки в основании литосферы под границами сутурного типа. На пересечении границы, представленной Северо-Монгольской–Забайкальской системой сутурных разломов, с головой мантийного плюма произошло образование СМЗЗ рифтовой зоны.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 04-05-64279, 03-05-64579, 05-05-64332, 06-05-64217), а также Интеграционного проекта РАН № 6.5.3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афонин В.П., Гуничева Т.Н., Пискунова Л.Ф. Рентгенофлуоресцентный анализ. Новосибирск: Наука, 1984. 328 с.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. Северо-Монгольская–Забайкальская полихронная рифтовая система (этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика) // Литосфера. 2004. № 3. С. 17–32.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Байкин Д.Н. Строение и состав раннемезозойской вулканической серии Цаган-Хуртейского грабена (Западное Забайкалье): геологические, геохимические и изотопные данные // Геохимия. 2004. № 11. С. 1186–1202.
- Журавлев Д.З., Чернышев И.В., Агапова А.А., Сердюк Н.И. Прецизионный изотопный анализ неодима в горных породах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 12. С. 23–40.
- Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Беа Ф. Процессы дифференциации при формировании субщелочной и щелочной сиенит-гранитных серий (Харитоновский массив, Забайкалье) // Геохимия. 1994. № 8–9. С. 1180–1199.
- Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:1500000. М.: Главное управление геодезии и картографии, 1989.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные // Геохимия. 1996. № 8. С. 699–713.
- Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др. Источники магм и изотопная (Sr и Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7. № 4. С. 401–429.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Иванов В.Г. Источники магм щелочных гранитоидов и связанных с ними пород внутриплитных магматических ассоциаций Центральной Азии // Докл. АН. 2001. Т. 377. № 5. С. 672–676.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология. 2003. Т. 11. № 2. С. 164–178.
- Коваль П.В. Региональный геохимический анализ гранитоидов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1998. 492 с.

- Кузьмин Д.В., Чупин В.П., Литвиновский Б.А. Температуры и составы магм трахибазальт-комендитовой ассоциации хребта Цаган-Хуртей, Западное Забайкалье (по включениям в минералах) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 1. С. 62–72.
- Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Занвилевич А.Н. Необычные рубидий-стронциевые данные о возрасте двух эталонных щелочно-гранитоидных массивов Забайкалья // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 12. С. 65–72.
- Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А. и др. Позднетриасовый этап формирования Монголо-Забайкальской щелочно-гранитоидной провинции: данные изотопно-геохимических исследований // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 3. С. 445–456.
- Лыхин Д.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Rb-Sr возраст и источники магм раннемезозойской бериллиевой провинции Центральной Азии (на примере Оротского месторождения) // Докл. АН. 2002. Т. 385. № 4. С. 529–532.
- Лыхин Д.А., Костицын Ю.А., Коваленко В.И. и др. Рудоносный магматизм Ермаковского бериллиевого месторождения в Западном Забайкалье: возраст, источники магм и соотношение с оруденением // Геология рудных месторождений. 2001. № 1. С. 52–70.
- Лыхин Д.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. и др. Возраст, состав и источники рудоносного магматизма Оротского бериллиевого месторождения в Западном Забайкалье // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 2. С. 128–146.
- Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 305 с.
- Моссаковский А.А., Салтыковский А.Я., Томуртоого О. Триасовые вулканогенные и молассовые образования Оронской впадины Центральной Монголии // Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение. М.: Наука, 1973. С. 94–106.
- Ступак Ф.М. Новые данные по геологии, возрасту и тектонике раннемезозойских вулканических формаций Северного Забайкалья // Докл. АН. 1999. Т. 369. № 4. С. 503–506.
- Татарников С.А., Владимирова Т.А., Житова Н.Н. Вкрапленники калишпатов как индикаторы источника вещества позднерусских внутриплитных гранитов Восточного Забайкалья // Изотопная геохронология и решение проблем геодинамики и рудогенеза. СПб.: Центр информационной культуры, 2003. С. 496–498.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Шергина Ю.П., Мурина Г.М., Козубова Л.А., Лебедева П.Б. Возраст и некоторые генетические особенности пород куналейского комплекса в Западном Забайкалье по данным Rb-Sr метода // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246. № 5. С. 1199–1202.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Особенности структурной позиции континентальных рифтогенных структур Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 9. С. 3–16.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Nd-изотопная систематика коровых магматических протолитов Западного Забайкалья и проблема рифейского корообразования в Центральной Азии // Геотектоника. 1999. № 4. С. 3–20.
- Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Иванов В.Г. и др. Эпохи бимодального и щелочногранитного магматизма в Западном Забайкалье: геохронологические данные по району Тугуйской впадины // Докл. АН. 2000а. Т. 373. № 1. С. 78–83.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплем в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000б. № 5. С. 3–29.
- Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И. и др. Этапы формирования и источники щелочно-гранитоидного магматизма Северо-Монгольского-Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология. 2001. Т. 9. № 4. С. 351–380.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Тектономагматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской магматической области // Геотектоника. 2002. № 4. С. 42–63.
- Cohen R.S., O'Nions R.K. Identification of recycled continental material in the mantle from Sr, Nd and Pb isotope investigations // Earth and Planetary Science Letters. 1982в. V. 61. P. 73–84.
- Cohen R.S., O'Nions R.K. The lead, neodymium and strontium isotopic structure of ocean ridge basalts // Journal of Petrology. 1982b. V. 23. Pt. 3. P. 299–324.
- DePaolo D.J. Neodymium isotope geochemistry: an introduction. New York: Springer Verlag, 1988. 187 p.
- Gao Sh., Luo T.Ch., Zhang B.R. et al. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1998. V. 62. № 11. P. 1959–1975.
- Lassiter J.C., DePaolo D.J., Mahoney J.J. Geochemistry of the Wrangellia flood basalt province: implications for the role of continental and oceanic lithosphere in flood basalt genesis // Journal of Petrology. 1995. V. 36. № 4. P. 983–1009.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // Journal of Petrology. 1986. V. 27. P. 745–750.
- Prinzhofer A., Lewin E., Allegre C.J. Stochastic melting of the marble cake mantle: evidence from local study of the East Pacific Rise at 12°50'N // Earth and Planetary Science Letters. 1989. V. 92. P. 189–206.
- Salter V.M.J., Storey M., Sevigny J.H., Whirechurch H. Trace element and isotopic characteristics of the Kerguelen-Heard Plateau basalts // Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results, 120. College Station, TX: Ocean Drilling Program. 1992. P. 55–62.
- 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. Saunders A.D., Narry M.J. Geological Society Special Publication. 1989. № 42. P. 313–345.
- Weis D., Bassias Y., Gautier I., Mennessier J.-P. Dupal anomaly in existence 115 Ma ago: evidence from isotopic study of the Kerguelen Plateau (South Indian Ocean) // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1989. V. 53. P. 2125–2131.
- White W.M. ²³⁸U/²⁰⁴Pb in MORB and open system evolution of the depleted mantle // Earth and Planetary Science Letters. 1993. V. 115. P. 211–226.
- William M., Dupre B., Vidal P. Isotope and trace element geochemistry of sediments from the Barbados Ridge-Demerara Plain region, Atlantic Ocean // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1985. V. 49. P. 1875–1886.
- Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A. Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contribution to Siberian continental flood basalts, Norilsk area, Siberia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1993. V. 57. P. 3677–3704.
- Zindler A., Hurt S. Chemical geodynamics // Earth and Planetary Science Letters. 1986. V. 14. P. 493–571.