

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Институт геохимии им. А.П. Виноградова

На правах рукописи
УДК 552.3:551.734(519.3+571.54)

ВОРОНЦОВ Александр Александрович

**ЭВОЛЮЦИЯ ФАНЕРОЗОЙСКОГО РИФТОГЕННОГО
МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ (НА ПРИМЕРЕ
ПОЛИХРОННОЙ СЕВЕРО-МОНГОЛЬСКО-ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ
РИФТОВОЙ ОБЛАСТИ): ГЕОХИМИЯ, ИСТОЧНИКИ,
ГЕОДИНАМИКА**

Специальность 25.00.09 – геохимия, геохимические методы поисков
полезных ископаемых

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Иркутск - 2007

Работа выполнена в Институте геохимии
им. А.П. Виноградова СО РАН

Официальные оппоненты:

доктор геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник
Киселев Александр Ильич (Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск)

доктор геолого-минералогических наук, член-корреспондент РАН
Гордиенко Иван Власович (Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ)

доктор геолого-минералогических наук, профессор
Изох Андрей Эмильевич (Институт геологии ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск)

Ведущая организация: ИГЕМ РАН (г. Москва)

Защита состоится 30 октября 2007 г. в 10⁰⁰ на заседании диссертационного
совета Д 003.059.01 при Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
по адресу: 664033, Иркутск-33, ул. Фаворского 1А, факс 3952427050

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Института геохимии
им. А.П. Виноградова СО РАН.

Автореферат разослан сентября 2007 г.

Ученый секретарь диссертационного совета
кандидат геолого-минералогических наук

Г.П. Королева

Настоящая работа посвящена выявлению основных закономерностей эволюции фанерозойского рифтогенного магматизма Центральной Азии на основе изучения магматических ассоциаций полихронной Северо-Монгольско-Забайкальской рифтовой области. Эта рифтовая область протянулась от хребтов Монгольского Алтая на западе до Витимского плоскогорья на востоке и объединяет в целом параллельные, в том числе наложенные друг на друга разновозрастные грабены, а также сопровождавшие грабенообразование пояса бимодального и щелочного магматизма. Рассматриваемая рифтовая область формировалась в несколько этапов и не имеет возрастных аналогов, поскольку в ней отразились практически все эпохи рифтогенной активности, проявившиеся на протяжении фанерозоя в южном обрамлении Сибирской платформы.

В основу работы положены результаты изучения магматических ассоциаций следующих этапов рифтовой области: девонского (400-380 млн. лет), позднепалеозойского (320-250 млн. лет), раннемезозойского (225 - 190 млн. лет), позднемезозойско-раннекайнозойского (165-25 млн. лет) и позднекайнозойского (< 25 млн. лет).

Столь длительное развитие магматизма в пределах рифтовой области определяет ее уникальность и позволяет оценить тенденции развития магматизма во времени, включая эволюцию его источников, выяснение роли литосферных ловушек в локализации плюмовой активности, оценку влияния литосферы (однородной в пределах рифтовой области) на состав вызванного этой активностью магматизма и ряда других.

Актуальность. Бимодальные ассоциации вулканитов высокой щелочности с широким участием базальтов, трахитов, трахириолитов, комендитов-пантеллеритов и их субвулканических и интрузивных аналогов принадлежат к одним из наиболее интересных в научном и практическом отношении проявлениям магматизма. Они являются индикаторами режима растяжения – внутриконтинентального рифтогенеза, который играет важную роль в геодинамических построениях и в решении проблем глобального преобразования литосферы Земли, происхождения континентов и океанов и эволюции вещества земной коры и мантии. Щелочно-бимодальные ассоциации являются источником редкометального, редкоземельного и ряда других видов оруденения.

Проблемам происхождения внутриконтинентальных рифтогенных магматических пород посвящено огромное число публикаций. Это связано в первую очередь с тем, что магматические комплексы внутриконтинентальных рифтов имеют черты сходства с внутриплитовым (плюмовым) магматизмом, для которого характерны ассоциации калиево-натриевой базальт-риолитовой серии с породами субщелочного и щелочного рядов при резком преобладании субщелочных и щелочных базальтов. Это сходство подчеркивается широким распространением трахитов, муджиеритов, трахириолитов, а среди щелочных пород – нефелинитов, комендитов, пантеллеритов, щелочных трахитов и фонолитов. Кроме того, использование магматических пород в качестве индикаторов геодинамических режимов позволило установить, что щелочно-бимодальные ассоциации, сопряженные с развитием грабенов, проявляются не только в самостоятельных элементарных геодинамических обстановках рифтогенеза, но и в сложных (совмещенных) обстановках: рифтах на активных континентальных окраинах и в зонах коллизии континентов с перекрытыми мантийными плюмами.

Значительно меньше работ, в которых анализируется изменение состава рифтогенных магматических пород и их источников во времени, определяемые динамикой развития мантийных плюмов и взаимодействием литосферных плит. В этом отношении выгодно выделяется полихронная Северо-Монгольско-Забайкальская рифтовая область, в которой пространственно совмещены магматические ассоциации, сформированные в диапазоне времени около 400 млн. лет. За это время существенно менялись составы магматических продуктов, размеры плюмов, зафиксированные ареалами распространения разновозрастных магматических пород. Также происходила смена геодинамических обстановок, изменялось положение литосферных плит над плюмами и формы

взаимодействия плюмов с литосферой, выраженные грабенами, сбросами, сводами и т.д. Изменчивость этих характеристик во времени очевидна, и связана она, прежде всего, с процессами глубинной геодинамики и эволюцией мантийных плюмов за счет последовательного подъема к подошве литосферы их разноглубинных участков.

Цель и задачи исследования: На основе изучения продуктов разновозрастного рифтогенного магматизма в пределах Северо-Монгольско-Забайкальской полихронной рифтовой области определить основные закономерности вещественной эволюции этого магматизма, оценить вариации состава источников материнских расплавов во времени и увязать выявленные характеристики с изменениями геодинамических обстановок проявления внутриплитного магматизма в фанерозое Центральной Азии.

Для достижения этой цели решались следующие задачи: 1) выявление основных этапов рифтогенного магматизма, оценка их возрастных границ и выяснение структурного и пространственного распределения продуктов разных этапов магматической активности в пределах Северо-Монгольско-Забайкальской рифтовой области, 2) выявление характерных вулканических и вулканоплутонических ассоциаций для разных этапов рифтогенеза, 3) определение петро-геохимических параметров разновозрастного рифтогенного магматизма, 4) изучение изотопно-геохимических (Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb) характеристик магматических пород, оценка состава источников магматизма в соответствии с изотопной систематикой типовых мантийных (MORB, OIB, DM, PREMA) и коровых (верхняя, нижняя, средняя кора) источников, 5) оценка геодинамических условий проявлений магматизма.

Фактический материал и методика исследования. В основу диссертации положен фактический материал, собранный в 1988-2007 г.г. автором при проведении полевых работ в Монголии в составе Советско-Монгольской геологической экспедиции, в Прибайкалье и Забайкалье по плановым темам НИР Института геохимии СО РАН в рамках научной школы "Химическая геодинамика". За этот период был получен большой объем новых геологических и изотопно-геохимических данных и систематизирован имеющийся материал по магматизму рифтовой области. При этой систематизации наряду с собственными данными привлечены результаты геолого-съёмочных работ и материалы коллег из Института геохимии СО РАН, Института земной коры СО РАН, Геологического института СО РАН и ИГЕМ РАН. Вклад соавторов в решение тех или иных вопросов отражен в совместных публикациях. Работа выполнялась при финансовой поддержке РФФИ (инициативные проекты 95-05-15717, 98-05-64246, 01-05-65091, 04-05-64279, 07-05-00365, проекты по организации экспедиционных работ 03-05-79007, 04-05-79036, 05-05-79091, 06-05-79012).

Выполненные исследования базируются на изучении более 1200 проб, образцов и шлифов, отобранных из вулканических полей разных участков рифтовой области. Определение составов пород проводилось разными методами.

В аналитических лабораториях Института геохимии СО РАН содержания петрогенных элементов были определены рентгено-флуоресцентным методом по методике (Афонин и др., 1984), Rb - методом пламенной фотометрии, элементы группы Fe и Sn, Ba и Sr (при содержаниях двух последних < 200 г/т) - атомным эмиссионным спектральным анализом. Редкоземельные элементы Ta, Hf, U, Th определялись нейтронно-активационным инструментальным анализом в ОИГГиМ СО РАН, методом ICP-MS в ИГГД РАН и Аналитическом центре коллективного пользования ИНЦ СО РАН. Ba и Sr (при концентрациях > 200 г/т), Zr и Nb определялись методом РФА и ICP-MS.

Изотопный анализ Sr, Nd и Pb в породах проводился в ИГЕМ РАН, Институте геохимии СО РАН и в Центре коллективного пользования ИНЦ СО РАН на масс-спектрометрах МИ-1201 "Т" в однолучевом режиме и Finnigan MAT-262 в статическом режиме измерений по стандартной методике (Журавлев и др., 1983). Состав минералов определялся в Институте геохимии СО РАН на рентгеновском микроанализаторе "Superprobe-733".

В работе использованы результаты К-Аг датирования, полученные в изотопных лабораториях Института геохимии СО РАН и ИГЕМ РАН.

Научная новизна. В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса впервые выделена уникальная полихронная рифтовая область, в пределах которой внутриплитные процессы, включавшие формирование систем грабенов и сопряженного с ними рифтогенного магматизма, протекали, по крайней мере, со среднего палеозоя до кайнозоя включительно.

Установлена закономерная изменчивость составов продуктов магматизма во времени, заключающаяся с одной стороны в смене ассоциаций пород, а с другой в изменении геохимической специфики превалирующих базальтов.

Впервые изучен изотопный (Sr, Nd и Pb) состав разновозрастных вулканитов и показано, что изменения их состава сопряжены с изменениями во времени состава мантийных источников в последовательности OIB EM-II (средний палеозой - ранний мел) → OIB DM (поздний мел - ранний кайнозой). Выявлена связь геохимических характеристик расплавов с указанными источниками и проанализирована позиция этих источников в структуре мантийных плюмов и различных геодинамических обстановках.

Практическая значимость работы заключается прежде всего в разработке схем расчленения и корреляции среднепалеозойских-кайнозойских магматических образований, как основы для регионального и локального картирования, металлогенического прогноза и палеореконструкций.

Защищаемые положения.

1. Северо-Монгольско-Забайкальская рифтовая область представлена субширотной системой грабенов и сопряженных с ними разновозрастными проявлениями магматизма. Эта область контролируется транслитосферными границами, которые отделяют Тувино-Монгольский, Баргузинский, Хангайский и Северо-Хентейский докембрийские микроконтиненты от каледонского основания. В развитии рифтовой области выделены магматические этапы: девонский (405-380 млн. лет), позднепалеозойский (320-250 млн. лет), раннемезозойский (225 - 190 млн. лет), позднемезозойский-кайнозойский (165-25 млн. лет) и позднекайнозойский (< 25 млн. лет).

2. В рифтовой области реализовался индикаторный для зон континентального рифтогенеза базальтовый и бимодальный магматизм высокой щелочности. Магматические ассоциации сложены базальтами, тешенитами, тефритами, фонолитами, трахитами, комендитами-пантеллеритами, щелочными сиенитами и гранитами, а также карбонатитами. По мере омоложения возраста магматизма сокращается разнообразие пород в ассоциациях, увеличивается доля пород основного состава и повышается их общая щелочность. Начиная с рубежа примерно 110 млн. лет (конец раннего мела) магматизм приобрел черты однородности с образованием субщелочных и щелочных базальтов.

3. Базальты участвуют в строении всех ассоциаций, обогащены литофильными элементами относительно N-MORB, E-MORB и близки по геохимическим характеристикам к внутриплитным базальтам типа OIB. Эволюция состава базальтов от ранних этапов развития области к поздним определяется сглаживанием как положительных (Ba, K, Pb, Sr), так и отрицательных (Th, U, Nb, Ta) аномалий содержаний элементов, нормированных на состав примитивной мантии.

4. С уменьшением возраста магматических ассоциаций изменяется изотопный состав базальтов, что согласуется с тенденциями изменения их геохимических характеристик. Согласно Nd-Sr изотопной систематике, эволюция изотопного состава базальтов во времени обусловлена изменениями состава мантийных источников в последовательности OIB EM-II (средний палеозой - ранний мел) → OIB DM (поздний мел - ранний кайнозой).

5. Рифтовая область как единая структура служила зоной реализации разновозрастных мантийных плюмов, что отражено в изотопно-геохимической эволюции базальтов. Среднепалеозойский и позднепалеозойский-раннемезозойский плюмы

формировали обогащенные литофильными элементами магматические источники и вовлекали в процессы магмогенерации рециклированную литосферу с характеристиками EM-II. Начиная со второй половины мела состав источников изменился в сторону умеренно-деплетированных и деплетированных типа DM, что указывает на исчезновение захороненных субстратов палеозон субдукций и наиболее полное проявление плюмовой активности в позднем мезозое и кайнозое.

Апробация работы. Основные результаты работы представлялись и докладывались на всероссийских, международных и региональных совещаниях, конференциях и симпозиумах: 7-ое Вулканологическое совещание и 9-ый Палеовулканологический симпозиум "Вулканизм в структурах Земли и различных геодинамических обстановках" (Иркутск, 1992); Научная конференция РФФИ "Геодинамика и эволюция Земли" (Новосибирск, 1996); Международная конференция "Закономерности эволюции земной коры" (Санкт-Петербург, 1996); Международная конференция "Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород" (Санкт-Петербург, 1998); Научная конференция "Современные проблемы геохимии" (Иркутск, 2000); Международная научная конференция "Рифты литосферы: эволюция, тектоника, магматические, метаморфические и осадочные комплексы, полезные ископаемые" (Екатеринбург, 2002); Международный симпозиум "Мантийные плюмы и металлогения" (Петрозаводск, 2002); Всероссийская научная конференция, посвященная 10-летию РФФИ "Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков" (Иркутск, 2002); II Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии "Вулканизм и геодинамика" (Екатеринбург, 2003); II Российская конференция "Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза" (Санкт-Петербург, 2003); Научные совещания по Программе фундаментальных исследований "Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)" (Иркутск, 2004 и 2006); Научная конференция "Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма" (Москва, 2006); III Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии "Вулканизм и геодинамика" (Улан-Удэ, 2006).

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, четырех глав и заключения общим объемом 338 страниц текста, включая 33 таблицы и 90 рисунков. Список литературы состоит из 324 библиографических наименований.

Благодарности. Работа выполнялась в лаборатории геохимии щелочного магматизма и метасоматоза (1988-91), переименованной затем в лабораторию геохимии ультраосновных и основных пород (1991-2007) Института геохимии СО РАН. Полевые работы проводились в тесном контакте с В.С. Самойловым, В.В. Ярмолюком, В.Г. Ивановым, А.В. Никифоровым, А.М. Козловским, Е.А. Кудряшовой, Д.А. Лыхиним, А.В. Гореглядом, В.И. Коваленко, Г.М. Царевой, Р.Х. Бахтеевым, М.Г. Шадаевым, В.Б. Хубановым, С.В. Андрющенко, Е.Н. Дутовым. Творческое общение и дискуссии с ними, а также с А.И. Альмухамедовым, В.С. Антипиным, А.Б. Перепеловым, М.Э. Казимировским, А.Я. Медведевым, М.А. Горновой, И.В. Гордиенко, А.Н. Занвилевич, Б.А. Литвиновским, Г.С. Риппом, С.И. Дрилем, М.И. Кузьминым, А.Г. Полозовым способствовали формированию взглядов автора на проблемы рифтогенного магматизма и особенностей его проявления в Центральной Азии. Автор благодарит всех сотрудников аналитических служб, выполнивших большой объем лабораторных исследований. При техническом оформлении работы неоценимую помощь оказала Л.В. Мироненко. Всем выше названным коллегам и в особенности В.В. Ярмолюку и В.С. Самойлову, при инициативе и непосредственной поддержке которых проведена эта работа, автор глубоко признателен.

ГЛАВА 1. ФАНЕРОЗОЙСКИЙ ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И РОЛЬ СЕВЕРО-МОНГОЛЬСКО-ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ОБЛАСТИ В ЕГО ФОРМИРОВАНИИ

На протяжении всего фанерозоя территория Центральной Азии неоднократно вовлекалась в процессы внутриплитной, в том числе рифтогенной активизации. Внутриплитная эндогенная активность определяется системой грабенов, горстов, сводовых поднятий, а также проявлениями магматических пород повышенной щелочности – субщелочных и щелочных базальтов, тефритов, фонолитов, трахитов, трахириолитов и комендитов и их интрузивных аналогов - тешенитов, щелочных гранитов и сиенитов, а также карбонатитов. В результате такой активизации в пределах этой гигантской территории сформировался ряд крупных областей внутриплитного магматизма. В раннем – среднем палеозое в интервале около 405-380 млн. лет назад возникла Алтае-Саянская область, включившая территории Минусинской котловины, Тувы, Восточного и Западного Саяна и Северо-Западной Монголии, Монгольского и Горного Алтая общей площадью 500×700 км. Позднепалеозойская - раннемезозойская эпоха отвечает событиям, происходившим между 320 и 185 млн. лет. Она стала временем наиболее масштабных внутриплитных процессов, охвативших практически всю территорию Западного Забайкалья, Монголии, Северо-Западного Китая, в том числе Тарима, и Восточного Казахстана. В позднем мезозое и кайнозое - с конца средней юры (~170 млн. лет) и до голоцена (<2 млн. лет) в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса возник ряд автономно развивавшихся внутриплитных областей (Ярмолук и др., 1995): Южно-Хангайская, Центрально-Алданская, Восточно-Монгольская, Южно-Байкальская, Даригангская, Западно-Забайкальская.

Формирование этих разновозрастных областей происходило независимо друг от друга и в разных участках Центральной Азии, поэтому соответствующие им системы грабенов и внутриплитного магматизма, как правило, локализованы в пределах отдельных обособленных ареалов, изолированы в пространстве или пересекаются лишь в незначительной степени и практически лишены признаков унаследованного развития. Исключение составляет лишь одна структура, представленная зоной субширотных разломов, которая протянулась от хребтов Монгольского Алтая на западе, до Витимского плоскогорья на востоке. В этой зоне отразились все эпохи внутриплитной рифтогенной активности, проявившиеся на протяжении фанерозоя в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы. В результате в этой зоне разломов возникла область в целом параллельных, частично наложенных друг на друга разновозрастных грабенов, а также сопровождавших грабенообразование поясов бимодального и щелочного магматизма. Эта область выделяется как полихронная Северо-Монгольско – Забайкальская рифтовая область (СМЗРО). Она не имеет известных аналогов, поэтому выяснение причин ее возникновения, а также анализ тенденций ее развития, включая эволюцию источников внутриплитного магматизма в ее пределах, представляет уникальную возможность для рассмотрения таких вопросов, как выяснение роли литосферных ловушек в локализации плюмовой активности, оценка влияния литосферы (однородной в пределах рифтовой области) на состав вызванного этой активностью магматизма и ряда других.

Рифтовая область (рис. 1) протягивается через Северную Монголию и все Забайкалье на расстояние свыше 2000 км при ширине 200-300 км. Она контролируется поясом субширотных северо-восточных разломов, объединяющим Болнайскую-Северохангайскую и Уда-Витимскую – Хилокскую зоны разломов. В целом эти разломы отвечают зоне столкновения крупных докембрийских террейнов, вдоль которой прослеживаются также многочисленные выходы раннекаледонских офиолитов.

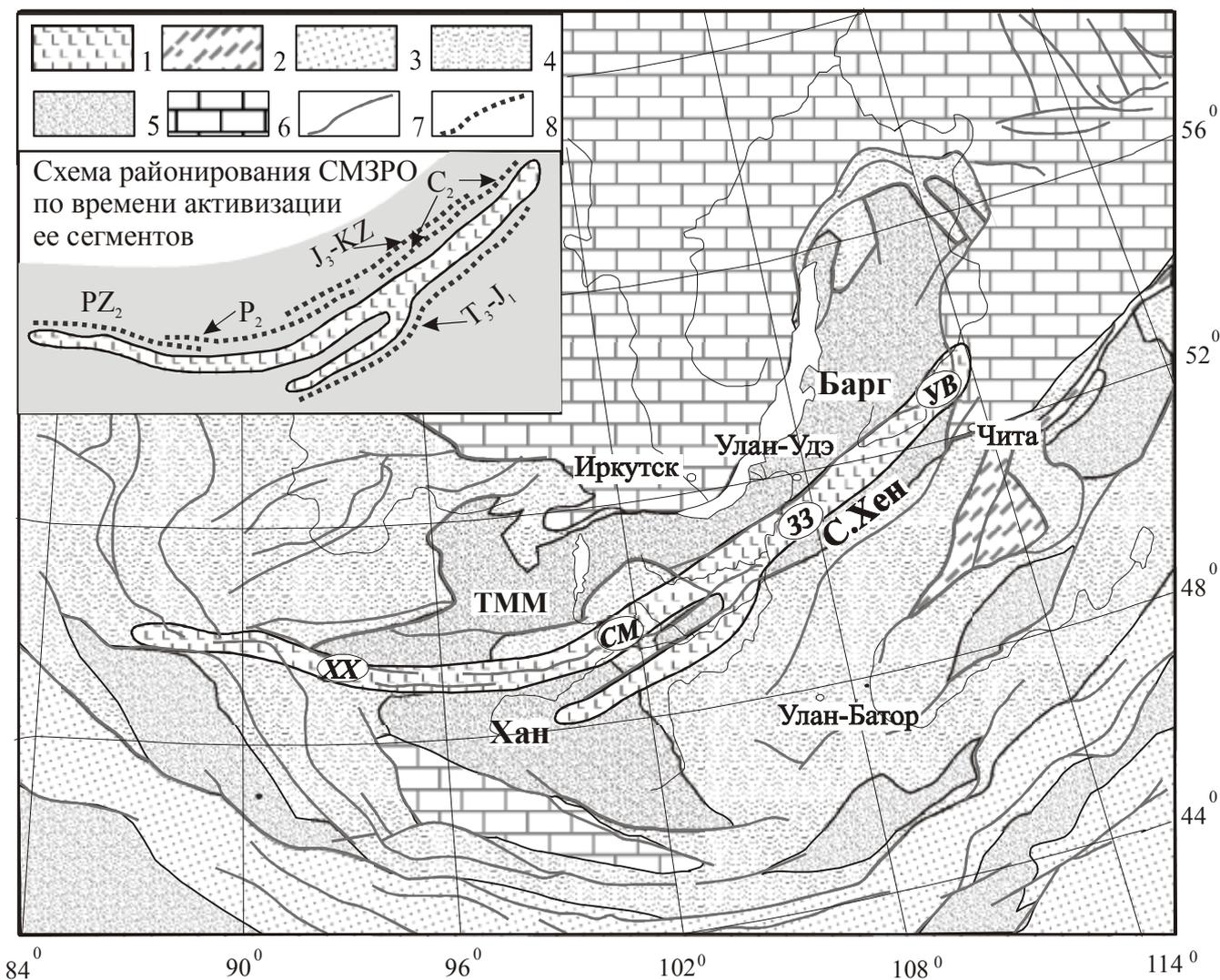


Рис. 1. Положение полихронной Северо-Монгольско - Забайкальской рифтовой области в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса.

1 - рифтовая область, 2 - 6 - типы структур в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы: 2 - мезозойды, 3 - герциниды, 4 - каледониды, 5 - террейны рифейской коры, 6 - дорифеские континентальные блоки, 7 – разломы, 8 – сегменты СМЗРО, активизированные в разные этапы.

Террейны рифейской коры: - ТММ - Тувино-Монгольский массив, Барг - Баргузинский, Хан - Хангайский, С.Хен. - Северо-Хентейский.

Сегменты рифтовой области выделены полужирным курсивом: **XX** - Хан-Хухейский, **СМ** - Северо-Монгольский, **УВ** - Удино-Витимский, **З-З** - Западно-Забайкальский.

Так, в западной части Северной Монголии этот пояс разломов, так же как и контролируемая им рифтовая область, прослеживается вдоль хребта Хан-Хухей, являющегося южной границей Сангилен, входящего в состав Тувино-Монгольского массива. Далее эти разломы следуют вдоль хр. Болнай и трассируются здесь узкой полосой офиолитов Джидинской зоны, разделяющей Тувино-Монгольский и Хангайский террейны. Еще далее к востоку на территории Западного Забайкалья рифтовая область продолжается вдоль междуречья рек Уда, Витим и Хилок. Здесь ее разломы совпадают с узкой зоной развития раннекаледонских структур, разделивших Баргузинский и Северо-Хентейский - Бутулиннуринский террейны. Таким образом, можно говорить, что рассматриваемая система разломов заложила на самых ранних стадиях формирования каледонид в ходе аккреции комплекса структур палеоокеана (островных дуг, океанических островов, задуговых бассейнов) и террейнов с докаледонской корой в единый континентальный блок.

Эти разломы, трассируемые выходами офиолитов, фиксируют зоны столкновения континентальных блоков (террейнов) и, таким образом, могут рассматриваться как транслитосферные. Возможно, что именно в силу подобного своего строения, они могли неоднократно подновляться при воздействии на них подлитосферных источников тектонической и магматической активности.

ГЛАВА 2. РАЙОНИРОВАНИЕ, ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ, СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ТИПЫ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ СЕВЕРО-МОНГОЛЬСКО-ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ОБЛАСТИ

В пределах Северо-Монгольско-Забайкальской рифтовой области широко распространены щелочные породы: субщелочные и щелочные базальты, тешениты, тефриты, фонолиты, трахиты, комендиты и пантеллериты, щелочные граниты, нефелиновые сиениты (местами с мариуполитами), а также карбонатиты. Структурный фон распределения ассоциаций определяют грабены, горсты, приразломные впадины и системы нормальных разломов, а общее их распространение обладает хорошо выраженной пространственной обособленностью. В этой рифтовой области на основе авторских оригинальных геологических и геохронологических данных и материалов многих исследователей (Гаврилова, Лувсанданзан, 1983; Дергунов, 1989; Литвиновский и др., 1995, 2001; Litvinovsky et al., 2002; Takahashi et al., 2000; Bao-fu et al., 1997; Wang et al., 1994; Покровский, Жидков, 1993; Бухаров и др., 1992; Шадаев и др., 2005; Ярмюк и др., 1995, 1998, 2000, 2001, 2002, 2004; Коваль, 1998; Шергина и др., 1979; Лыхин и др., 2001, 2002; Ступак, 1999; Иванов и др., 1995, 1997, 1998; Рассказов, 1993; Рассказов, Иванов, 1996; Гордиенко, Климук; 1995; Гордиенко и др., 1997, 1999; Базаров, Багдасарьян, 1986; Багдасарьян и др., 1983; Кононова и др., 1988; неопубликованные данные В.Г. Иванова, Б.А. Литвиновского) выделяются этапы внутриплитного рифтогенного магматизма. В качестве магматических этапов рассматриваются интервалы времени, в течение которых были сформированы те или иные вулканические толщи и сопровождающие их субвулканические ассоциации. От образований других этапов соответствующие толщи обычно обособлены поверхностями несогласия, пачками терригенных пород, отличаются составом ассоциаций, морфологией и типами лавовых построек и субвулканических тел. Магматические образования разных этапов различаются геодинамическими обстановками формирования (табл. 1).

Средний палеозой

Ранне-среднедевонский этап охватил проявления магматической активности, протекавшей в интервале 405-380 млн. лет назад в пределах западного Хан-Хухейского сегмента СМЗРО (северо-западная Монголия, рис. 2). Среди магматических продуктов этого этапа преобладают основные и кислые (по кремнекислотности) образования, определяющие бимодальный характер магматизма. Они участвуют в строении палеограбенов, образующих три линейных пояса и контролируемых в структурном плане крупнейшими разломами Монголии.

Два пояса (Хан-Хухейский и Агардакский) тяготеют к северному обрамлению раннекаледонской Озерной Зоны, третий пояс (Цаган-Шибетинский) связан с западным её обрамлением.

Для Хан-Хухейского пояса характерны ассоциации субщелочных (в том числе нефелин-нормативных) и щелочных базальтов, трахитов, щелочных трахириодацитов и пантеллеритов с многочисленными субвулканическими телами пород тех же составов - дифференцированных субщелочных-щелочных габбро-долеритов (тешенитов), сиенитов, мариуполитов, щелочных микрогранитов.

Таблица 1. Этапы формирования и соответствующие им типы магматических ассоциаций в пределах Северо-Монгольско-Забайкальской рифтовой области.

Этап (возраст в млн. лет)	Сегменты рифтовой области	Магматические ассоциации	Геодинамическая обстановка
Позднекайнозойский (<25)	Западно-Забайкальский (Джидинский) Удино-Витимский (Витимское лавовое плато)	Базальты, щелочные базальты (продукты платоизлияний и лавовых потоков)	Внутриконтинентальная горячая точка
Позднемеловой-раннекайнозойский (100 – 25)	Западно-Забайкальская рифтовая зона: Малохамардабанский, Тугнуйский, Хилокский, Хамбинский, Илькино-Кижингинский, Еравнинский грабены	Щелочные и субщелочные породы основного состава, связанные со щитовыми вулканами, лавовыми плато, штоками, лавовыми куполами и экструзиями	Внутриконтинентальный рифтогенез
Позднеюрский-раннемеловой (165 – 100)		Субщелочные базальты, бимодальные базальт-трахириолит-пантеллеритовые ассоциации, тефриты, фонолиты и трахиты с нефелиновыми сиенитами, шонкинитами, карбонатитами	
Позднетриасовый-раннеюрский (230 – 190)	Северо-Монгольский, Западно-Забайкальский и Удино-Витимский	Базальтовые, базальт-трахитовые, бимодальные-базальт-трахит-пантеллеритовые ассоциации со щелочными гранитами	Обстановка континентальной коллизии с перекрытым мантийным плюмом
Пермский (270 – 250)	Северо-Монгольская и Западно-Забайкальская (Тугнуйский грабен) рифтовые зоны	Бимодальные-базальт-трахит-пантеллеритовые со щелочными гранитами	Обстановка активной континентальной окраины с перекрытым мантийным плюмом
Позднекарбонный-раннепермский (320-270)	Удино-Витимская рифтовая зона	Щелочные граниты, сиениты, щелочные и субщелочные габброиды, ультраосновные щелочные комплексы с карбонатитами (сайженский комплекс)	
Ранне-среднедевонский (405-380)	Северо-западная Монголия: Хан-Хухейская – Алтайская система грабенов	Базальтовые, бимодальные-базальт-трахитовые, базальт-трахириолит-пантеллеритовые с тешенитами и щелочными гранитами	

В пределах Агардакского пояса породы кислого состава не обнаружены. Здесь распространены покровы низкокремнистых субщелочных базальтов, некоторые из которых содержат нефелин в нормативном составе. В системе палеограбенов Цаган-Шибетинского пояса участвуют несколько ассоциаций вулканических пород: базальт - трахиандезитовая, трахидацит - риолитовая, базальт - трахиандезитобазальт - трахириодацит - трахириолитовая и базальт - трахириолит - пантеллеритовая с широким развитием силлов дифференцированных субщелочных габбро-долеритов.

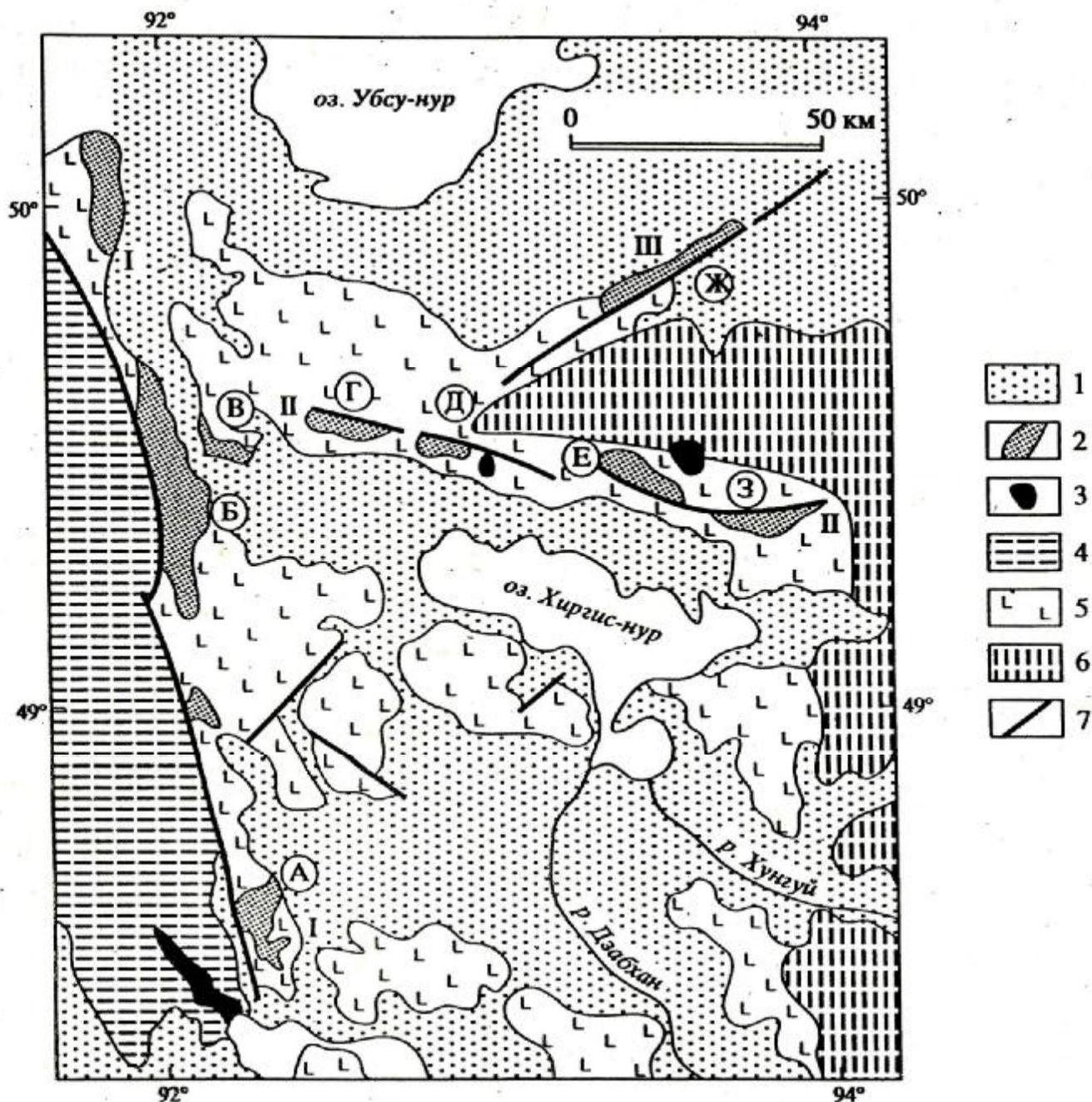


Рис. 2. Схема размещения девонских магматических ассоциаций в пределах северо-западной Монголии.

1 - мезозойские и кайнозойские отложения, 2 - девонские вулканические ассоциации, 3 - щелочные граниты и сиениты, 4 - каледонские структуры Монгольского Алтая, 5 - ранние каледониды Озерной зоны, 6 - структуры докембрийского кристаллического фундамента, 7 - разломы. Римскими цифрами обозначены вулканические пояса: I - Цаган-Шибетинский, II - Хан-Хухейский, III - Агардакский. Буквами в кружках обозначены вулканические поля: А - Шаргатынское, Б - Морьт-улинское и Шивеин-гольское, В - Шара-Буриду-нурское, Г - Уланушигское, Д - Бомийн-Харинское, Е - Цаган-Хаирханское, Ж - Баян-Эрдэнэтское, З - Ичегуин-гольское.

Поздний палеозой

Позднекарбонový-раннепермский этап пришелся на интервал времени 320-270 млн. лет. В магматические процессы этого этапа развития СМЗРО был вовлечен ее Удино-Витимский сегмент и соответственно одноименная Удино-Витимская рифтовая зона, которая является юго-восточным бортом зонального Баргузинского магматического ареала.

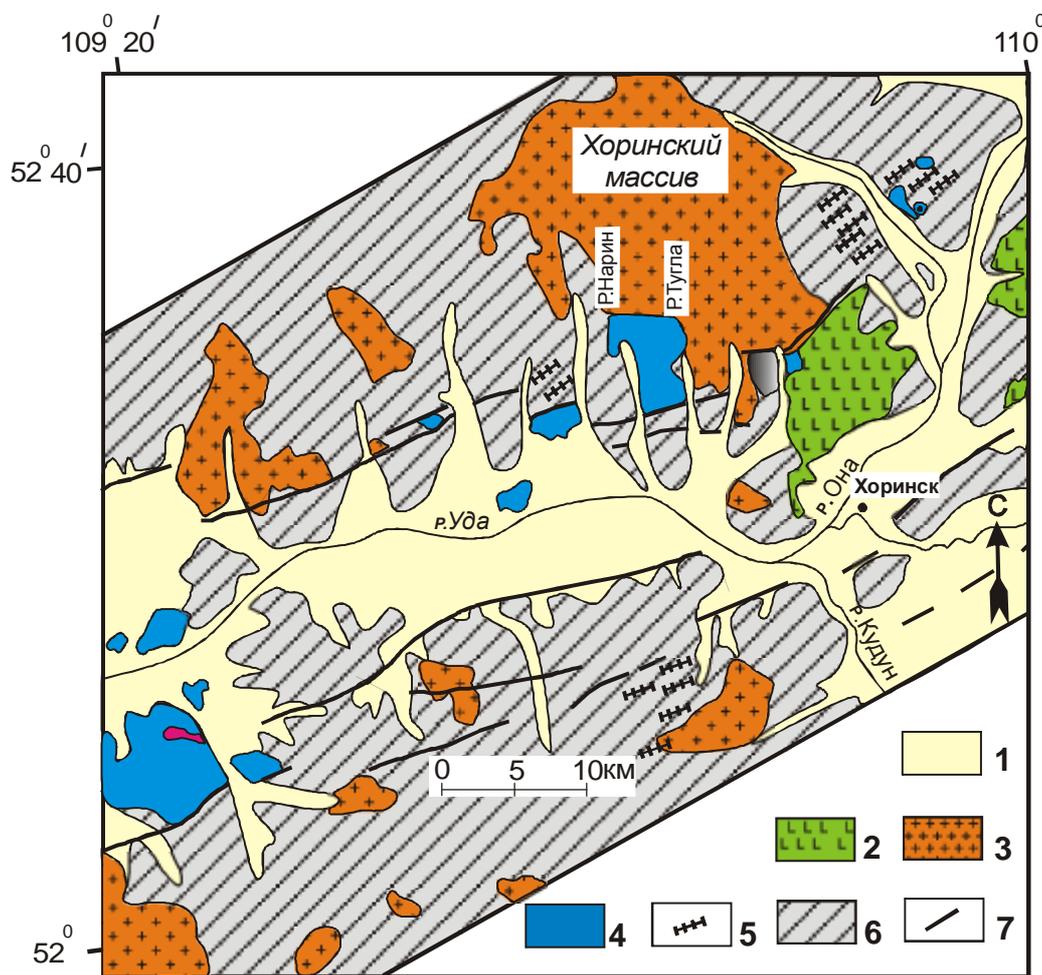


Рис. 3. Схема геологического строения Удинского грабена и Хоринского вулcano-плутонического комплекса. 1 – современные аллювиальные отложения; 2 – позднемезозойские базальты; 3 – 5 – породы Хоринской структуры: 3 – сиенограниты, щелочные граниты; 4 – трахибазальты и трахириолиты бимодальной вулканической серии; 5 – трахидолериты, трахиты и щелочные микрограниты дайкового пояса; 6 – вмещающие породы палеозойского возраста; 7 – разломы.

Строение Удино-Витимской рифтовой зоны определяют пояса многочисленных массивов щелочных пироксенитов, ийолитов, уртитов, нефелиновых сиенитов с карбонатитами, объединяемых в сайженский комплекс (Гордиенко и др., 1978), а также габбро-монцонитов, щелочных гранитов, граносиенитов и сиенитов, которые совместно с бимодальными трахибазальт-комендитовыми сериями образуют вулcano-плутонические комплексы, в том числе таких крупные как Хоринский (рис.3) и Брянский (Litvinovsky et al., 2002, Занвилевич и др., 1985). Кроме того, в этой рифтовой зоне участвуют многочисленные субпараллельные дайковые пояса, наиболее протяженными из которых являются Жиримский и Удинский (Шадаев и др., 2005). Эта зона прослеживается от южной оконечности оз. Байкал вдоль междуречья рек Уда и Тугнуй вплоть до Витимского плоскогорья вдоль системы разломов в полосе протяженностью более 1000 км, местами накладываясь на краевые части Ангаро-Витимского батолита.

В *пермский этап* объединены проявления магматической активности, протекавшие между 270 и 250 млн. лет. На этом этапе рифтогенной деятельностью были охвачены центральные Северо-Монгольский и Западно-Забайкальский сегменты СМЗРО, что привело к возникновению рифтового пояса (Ярмолюк и др., 1991, 1997, 1999), контролируемого Болнайско-Северохангайской зоной разломов. В его пределах сосредоточены поля вулканических пород, выполняющие продольные грабены, а также рои даек и массивы щелочных гранитов. Вулканические толщи сложены базальтовыми и бимодальными базальт-щелочносиалическими (комендиты, пантеллериты, щелочные трахидациты, трахириолиты) ассоциациями. Мощности разрезов составляют до 3500 м. и в среднем превышают 2000 м., а общий объем излившихся вулканитов в этом рифтовом поясе был достаточно велик и оценивается в $50\,000\text{ км}^3$.

В северной Монголии, охватывающей, в частности, район хр. Хан-Хухей, рифтовая зона в значительной степени эродирована и трассируется пространственно разобщенными выходами бимодальных вулканических толщ и отдельными массивами щелочных гранитов. Базальт-комендит-щелочногранитная ассоциация Дзун-Хангай (рис. 4) расположена в восточной части хр. Хан-Хухей, где сосредоточена область пространственного и структурного совмещения девонского и пермского ареалов щелочного магматизма.

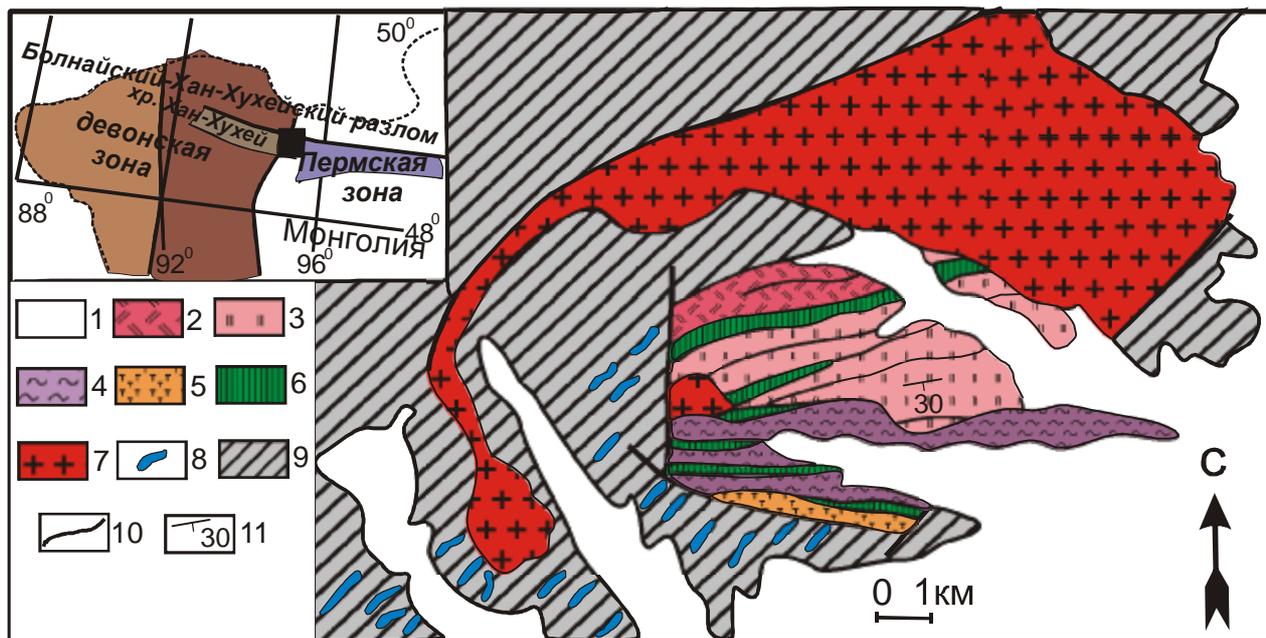


Рис. 4. Схема геологического строения базальт-комендит-щелочногранитной ассоциации Дзун-Хангай (хр. Хан-Хухей, Монголия).

1 – рыхлые отложения; 2-8 – породы ассоциации; 2 – трахириолиты, 3 – комендиты экструзий, 4 – игнимбриты и спекшиеся туфы разных серий извержений, 5 – трахидациты, 6 – базальты, 7 – щелочные граниты, 8 – дайки комендитов и щелочных гранитов; 9 – породы фундамента, 10 – разломы, 11 – элементы залегания.

На врезке - позиция района исследования в системе девонских и пермских магматических ареалов северо-западной Монголии.

В Западном Забайкалье на северном горном обрамлении Тугнуйской впадины в междуречье р.р. Наринка и Брянка расположен Наринский дайковый пояс. Здесь распространены палеозойские граниты и гранодиориты и прорывающие их щелочные граниты Брянского массива. Эта гранитная рама пронизана многочисленными дайками базальтов, пантеллеритов, щелочных трахидацитов и микросиенит-порфиоров. Дайки группируются в пояс, который имеет ширину свыше 4 км. и ориентирован в северо-восточном направлении вдоль границы впадины.

Ранний мезозой

Позднетриасовый-раннеюрский этап продолжался, по-видимому, в интервале 230 - 190 млн. лет назад. На этом этапе были образованы магматические ассоциации высокой щелочности, которые слагают одну из крупнейших в строении СМЗРО раннемезозойскую Северо-Монгольско-Западно-Забайкальскую рифтовую зону (рис. 5). Она имеет протяженность более 1200 км при ширине до 250 км и характеризуется развитием системы впадин, грабенов и разделяющих их поднятий и горстов.

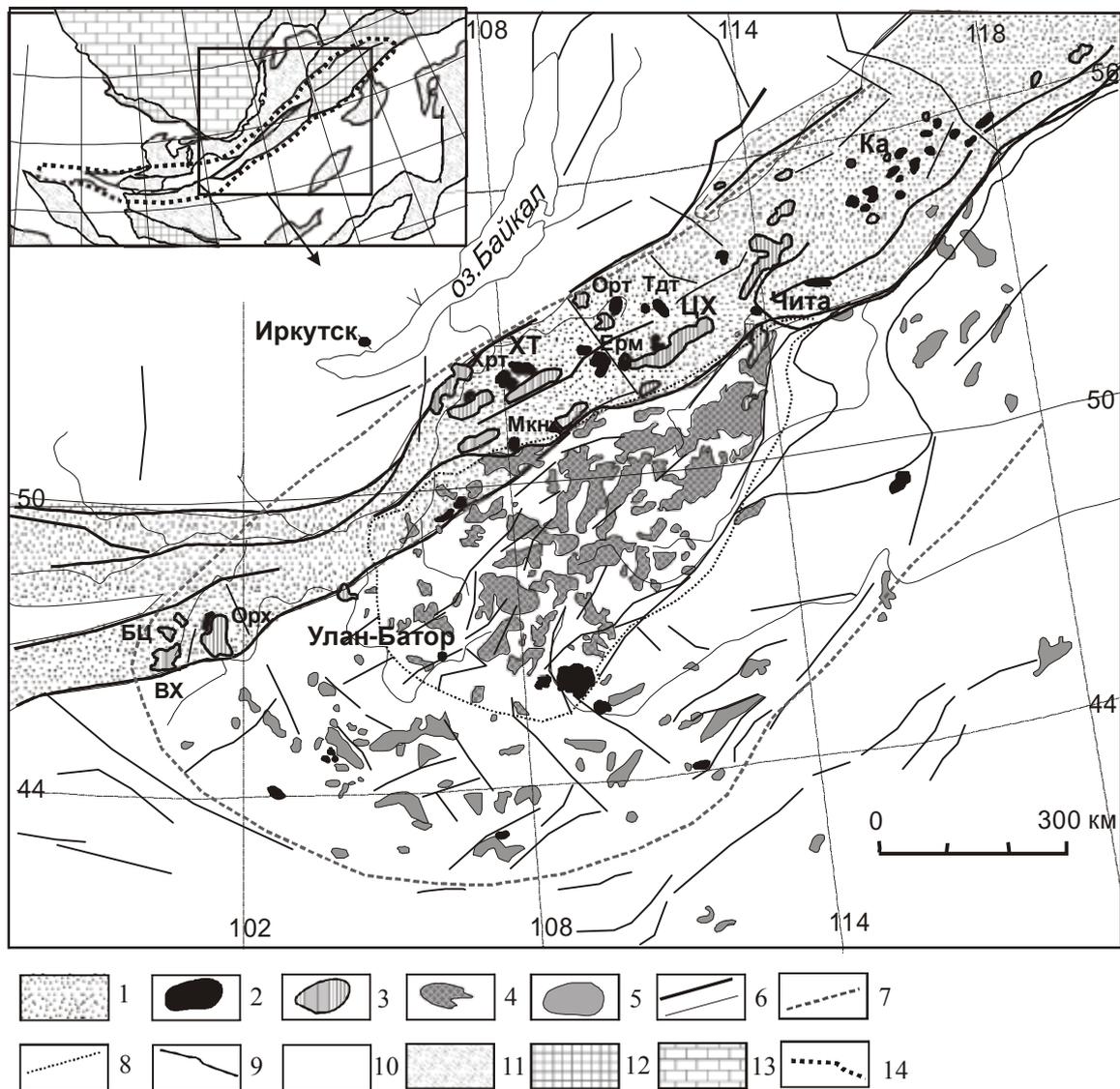


Рис. 5. Положение раннемезозойской Северо-Монгольской – Западно-Забайкальской рифтовой зоны в структуре зонального магматического ареала с Хентей-Даурским батолитовым ядром в центре и рифтовыми зонами по его периферии. На врезке показана полихронная Северо-Монгольско-Забайкальская рифтовая область.

1 – раннемезозойская Северо-Монгольская – Западно-Забайкальская рифтовая зона, 2 – 3 – магматические ассоциации: 2 - щелочных гранитоидов, 3 - щелочно-бимодальные трахибазальтовые и трахибазальт-комендитовые, 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 и границы Северо-Монгольской – Западно-Забайкальской рифтовой зоны, 7 – внешний контур зонального раннемезозойского магматического ареала, 8 – границы Хентей-Даурского батолита, 9 – разломы, 10 – 14 – условные обозначения к врезке: 10 – каледониды, 11 – террейны рифейской коры, 12 – дорифейские континентальные блоки, 13 – Сибирская платформа, 14 – границы полихронной рифтовой области.

Опорные массивы: Хрт – Харитоновский, Мкн – Малокуналейский, Ерм – Ермаковский, Орт – Оротский, Тдт – Тайдутский. Вулканические поля Западно-Забайкальского сектора: ХТ - Харитоновской ассоциации, ЦХ - Цаганхуртейской ассоциации. Ка – Каренгский вулканический ареал. Вулканиты Северо-Монгольского сектора, выполняющие впадины: Орх – Орхонскую, БЦ – Бат – Ценгельскую, ВХ – Верхне-Хануйскую.

Эти структуры в значительной степени эродированы, поэтому более полно всю рифтовую зону представляют магматические образования - вулканические толщи, сложенные базальтовыми или бимодальными базальт-комендитовыми ассоциациями и

многочисленные массивы щелочных гранитов. Границы распространения этих магматических пород рассматриваются как границы рифтовой зоны.

Магматические ассоциации варьируют по составу в пределах рифтовой зоны. В связи с этим в ее строении выделяются сегменты – Северо-Монгольский, Западно-Забайкальский и Удино-Витимский. Северо-Монгольский сегмент имеет протяженность около 400 км при ширине около 120-150 км. Он прослеживается вдоль долины р. Орхон и отчетливо разделяется на два сектора – восточный и западный. В пределах восточного сектора распространены исключительно плутонические образования – массивы габброидов и щелочных гранитов (Карта геологических формаций..., 1989). Для западного сектора характерен ряд разных по размеру впадин (Орхонская, Бат-Ценгельская, Верхне-Хануйская и др.), выполненных раннемезозойскими осадочными и вулканогенными образованиями. Западно-Забайкальский и Удино-Витимский сегменты охватывают ту часть рифтовой зоны, которая протягивается на расстояние более 800 км от района слияния рек Джиды и Селенга через бассейны рек Уда, Тугнуй, Хилок (Литвиновский и др., 2001; Ярмолюк и др., 2001) до бассейна верхнего течения р. Витим (Каренгский ареал) (Ступак, 1999). В раннем мезозое в пределах этих секторов были сформированы крупные вулканоплутонические структуры площадью до 2000 км², в строении которых различаются поля вулканитов базальтовых и щелочно-бимодальных базальт-комендитовых ассоциаций (Харитоновская, Цаганхуртейская) и массивы щелочных гранитов и сиенитов, приуроченные к системам горстовых обрамлений грабенов.

Поздний мезозой и кайнозой (от 165 млн. лет по настоящее время)

Позднемезозойский–раннекайнозойский магматизм проявился в Западно-Забайкальском и Удино-Витимском сегментах СМЗРО в пределах Западно-Забайкальской рифтовой зоны. В эту зону включаются магматические ассоциации Джидинского (рис. 6), Хилокско-Тугнуйского (рис. 7), Хамбинского, Кижингинского, Зазинского, Удинского и Витимского ареалов, различающихся между собой историей развития магматизма и составами вулканических продуктов. Геологические и геохронологические (K-Ar и Rb-Sr) исследования последнего десятилетия (Баянов, 1994; Иванов и др., 1995; Гордиенко, Климук, 1995; Иванов, Ярмолюк, 1996; Гордиенко и др., 1997, 1999; Ярмолюк и др., 1995, 1998, 2000; Ярмолюк, Иванов, 2000; Воронцов и др., 1997, 2000, 2002, 2006) показали, что в пределах рифтовой области существовало не менее 10 этапов магматизма. Развитие вулканических ареалов было сопряжено с образованием крупных грабенов и на разных этапах сопровождалось возникновением преимущественно высокощелочных магматических ассоциаций. Среди вулканических продуктов преобладают базальты повышенной щелочности, но также распространены фонотефриты, субщелочные-щелочные трахиты, трахириодациты, трахириолиты - комендиты, а также нефелиновые сиениты и карбонатиты.

Во времени состав вулканитов закономерно изменялся. Так, сиалические породы формировались на ранних этапах ее этапах, образуя бимодальные ассоциации с основными вулканитами. Такой тип магматизма реализовался на позднеюрском этапе (трахибазальты и трахит-трахидациты ичетуйской свиты), на этапе конца поздней юры-начала раннего мела (контрастная базальт-трахидацитовая ассоциация с комендитами), в начале раннего мела (редкие проявления трахириолитов и их лавобрекчий в сочетании с субщелочными оливиновыми базальтами) и в середине раннего мела, когда была сформирована сиенит-нефелин-сиенитовая ассоциация. К концу раннего мела и началу позднего мела в составе породных ассоциаций сиалические породы отсутствуют. Наиболее интенсивно магматическая активность проявилась в начале раннего мела (140 -130 млн. лет) (Ярмолюк и др., 2001, Воронцов и др., 2002). С позднего мела до раннего кайнозоя (100-25 млн. лет) магматическая деятельность была резко подавлена. В это время возникали разрозненные

лавовые поля, связанные с деятельностью небольших щитовых вулканов и объемы вулканических продуктов резко сократились.

В позднем кайнозое (< 25 млн. лет) в пределах СМЗРО были образованы базальтовые потоки по р. Джида (Ярмлюк и др., 2003; Рассказов и др., 1996) и Витимское лавовое поле (Киселев и др., 1979; Рассказов, 1993; Ащепков, 1991), сложенные базальтами повышенной щелочности, тефритами, базанитами.

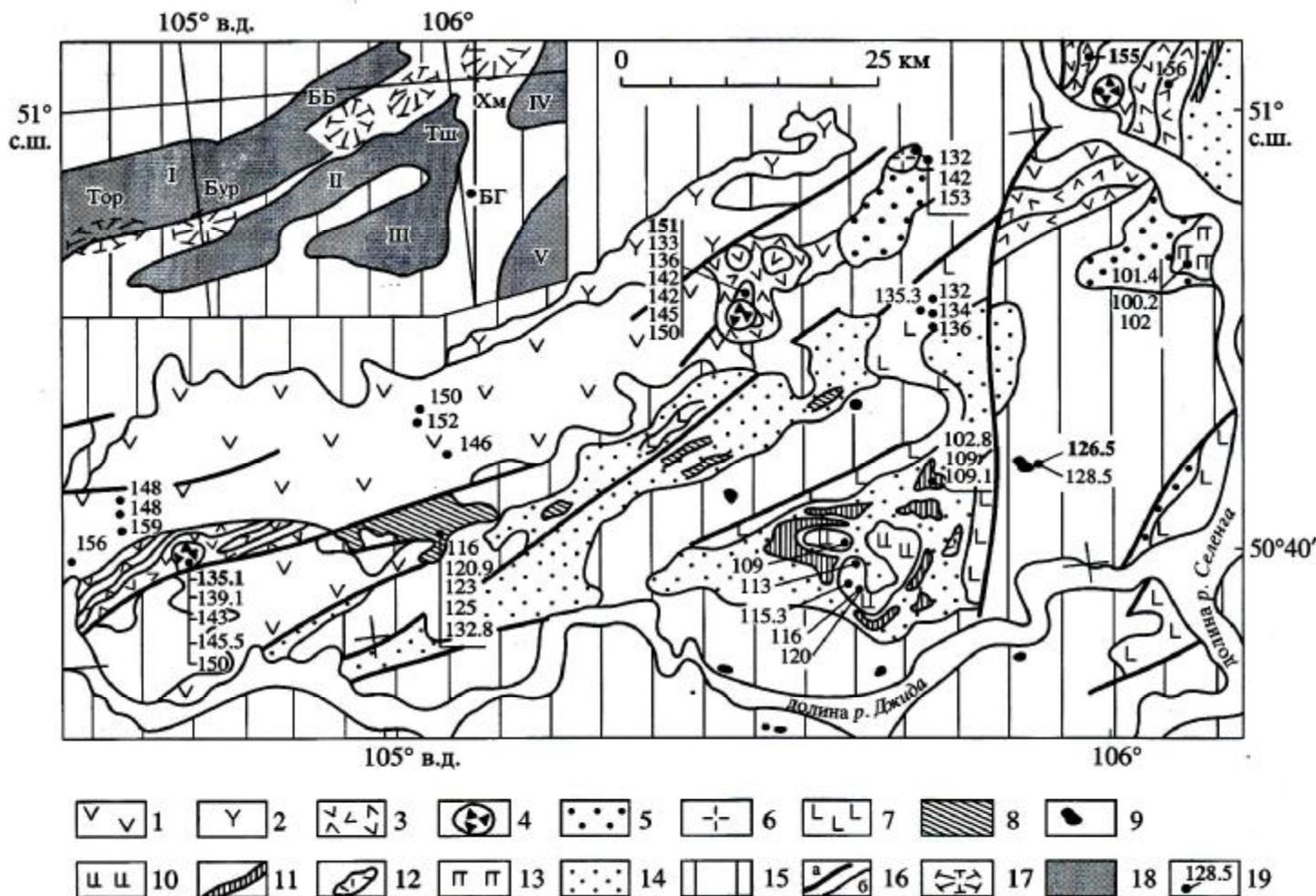


Рис. 6. Схема размещения позднемезозойских магматических ассоциаций в пределах Джидинского ареала Западно-Забайкальской рифтовой зоны. На врезке показана структурная схема района.

1-13 - магматические ассоциации: 1, 2 - позднеюрская (1 - трахибазальты и трахиандезитобазальты, 2 - трахиты и трахидациты), 3-6 - конца поздней юры-начала раннего мела (3 - контрастная трахибазальт-трахидацитовая с комендитами, 4 - ее жерловая фация, 5 - дифференцированная тефрит-латит-трахитовая, 6 - комендиты и щелочные микрограниты), 7 - базальтовая начала раннего мела, 8, 9 - середины раннего мела (8 - тефрит-тефрофонолитовая, 9 - сиенит-нефелинсиенитовая), 10, 11 - конца раннего мела (10 - трахибазальтовая, 11 - тешенитовая), 12 - трахириолитовое тело, 13 - тефрит-базальтовая конца раннего мела - начала позднего мела, 14 - осадочное выполнение грабенов и грабены на врезке, 15 - домезозойский фундамент, 16 - разломы (а) и геологические границы (б), 17 - палеовулканы, 18 - грабены на врезке, 19 - точками и цифрами обозначены места опробования и Rb-Sr (жирный шрифт) и K-Ar датировки пород магматических ассоциаций (млн. лет). Грабены и впадины (на врезке): I - Малохамардабанский, II - Инзагатуйский, III - Боргойская, IV - Гусиноозерская, V - Маргентуйская. Палеовулканы и щелочные массивы: Тор - Торейский, Бур - Бургултайский, ББ - Барун-Бурунханский, Тш - Таширский, Хм - Хамбинский, БГ - Боргойский массив.

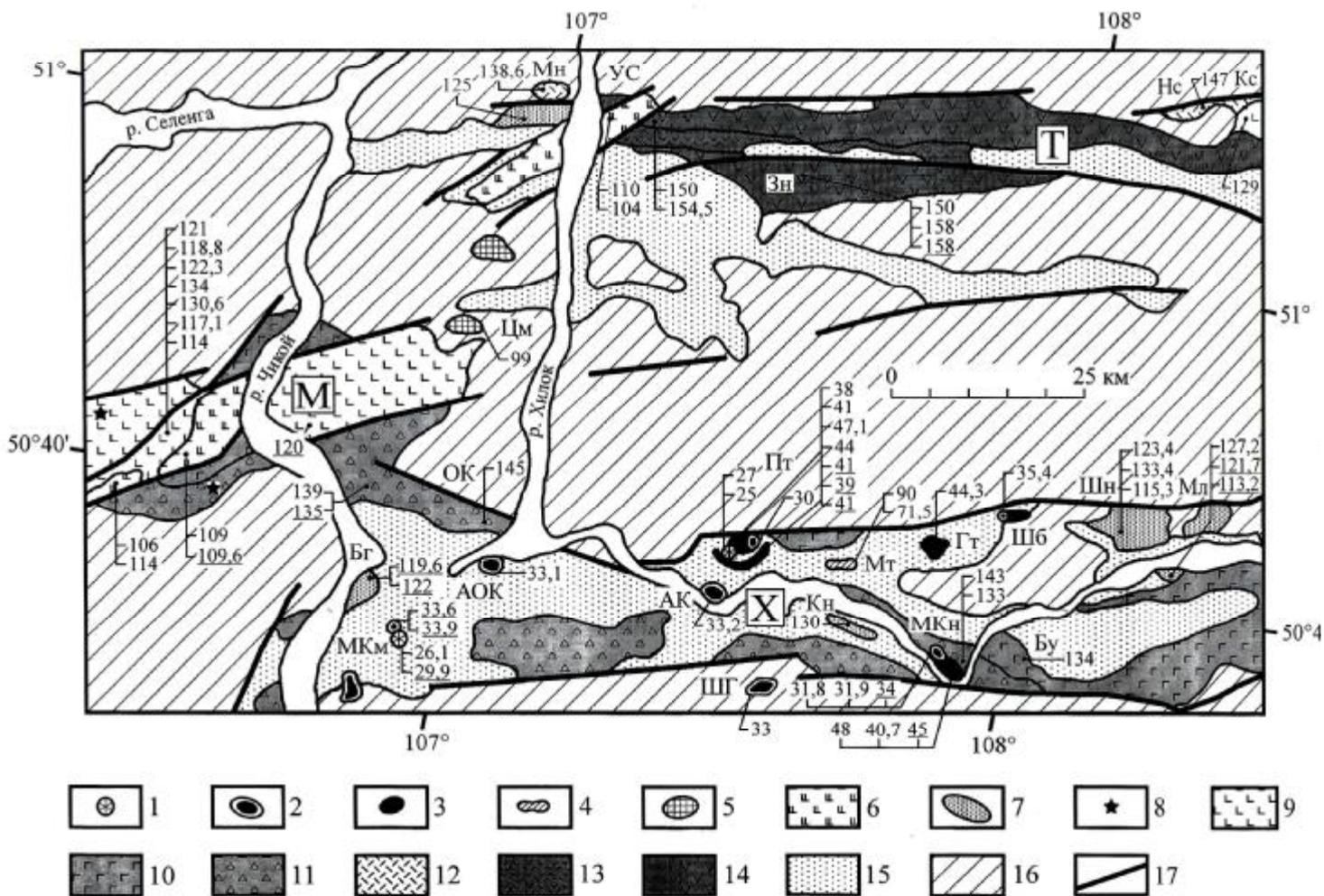


Рис. 7. Схема размещения позднемезозойских-раннекайнозойских магматических ассоциаций в пределах Тугнуйско-Хилокского ареала Западно-Забайкальской рифтовой зоны.

1-15 - магматические ассоциации: 1 – позднеолигоценая (25-27 млн. лет.): базанит-тефритовая центральных вулканов, 2 – раннеолигоценая (30-35 млн. лет.): тефритовая экстрезий, 3 - эоценовая (34-48 млн. лет.): тефриты, базаниты, субщелочные базальты и меланефелиниты, 4 – позднемеловая (72-90 млн. лет.): субщелочные базальты, 5 – конца раннего-начала позднего мела (99-102 млн. лет.): тефриты и трахибазальты, 6 – конца раннего мела (104-114 млн. лет.): щитовые вулканы тефритов и трахибазальтов, 7 – 9 – середины раннего мела (115-134 млн. лет.): 7 – тефрит-фонолитовая, 8 – нефелин-сиенитовая, 9 – тефрит-трахибазальтовая, 10-11 - начала раннего мела (131-145 млн. лет): 10 – субщелочные оливиновые базальты, 11 – базальтовые гиалокластиты, 12 - конца поздней юры – начала раннего мела (138-147 млн. лет): трахидацит-трахириолит-пантеллеритовая, 13 - 14 - позднеюрского (150-158 млн. лет.): 13 – трахит-трахириодацитовая, 14 – трахибазальт-трахиандезитобазальтовая, 15 – позднемезозойское и кайнозойское осадочное выполнение грабенов, 16 - допозднемезозойский фундамент, 17 – разломы. Точками и цифрами обозначены места опробования и возраст (млн. лет) пород магматических ассоциаций. Подчеркнутые цифры – возраст (млн. лет) пород по литературным данным.

Буквами в квадратах обозначены грабены: Тг – Тугнуйский, Ц – Цолгинский, Мг – Маргентуйский, Хл – Хилокский.

Буквами обозначены вулканы и вулканические поля: Пт - Петропавловский, МКм – Малый Кумын, АОК – Амбон (Окино-Ключи), АК – Амбон (Жиреть), Бг – Береговое, МКн – Мало-Куналейское, Кн – Куналейское, ШГ – Шара-Горхонское, Шб – Шибертуйское, Гт – Гутайское, Мт – Мотнинское, Цм – Царамское, УС – Усть-Сухаринское, Кс – Кусотинское, Нс – Новоспасское, Мн – Моностойское, Шн – Шанагинское, Мл – Малетинское, ОК - Окино-Ключевское, Бу – Буйское, Зн – Зандинское.

Основная тенденция изменения типов магматических ассоциаций во времени

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в строении полихронной Северо-Монгольско-Забайкальской рифтовой области участвовали разнообразные базитовые и бимодальные ассоциации магматических пород, отразившие в своем составе вещественную эволюцию магматизма. Строение этих ассоциаций определяют субщелочные и щелочные базальты, тешениты, тефриты, фонолиты, трахиты, трахидациты, трахириолиты, комендиты и пантеллериты, щелочные сиениты и граниты, а также карбонатиты. Основная тенденция изменения типа магматических ассоциаций во времени связана с постепенным сокращением сиалических пород при несомненном преобладании основных пород в общем спектре составов пород. Наиболее разнообразный состав пород характерен для ассоциаций девона, перми и триаса-юры. Менее пестрые по составу ассоциации возникли в раннем мелу. Кроме основных субщелочных и щелочных вулканитов они включали средне-основные щелочные породы (фонолиты, нефелиновые сиениты) и карбонатиты. Только с конца раннего мела магматизм приобрел черты однородности с образованием существенно базальтовых ассоциаций. Причины такого эволюционного характера изменения состава породных ассоциаций в столь длительном возрастном интервале (около 400 млн. лет) магматической активности СМЗРО связаны в первую очередь с процессами глубинной геодинамики и формами взаимодействия долгоживущих мантийных плюмов с литосферой Центральной Азии.

ГЛАВА 3. СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДНЫХ АССОЦИАЦИЙ И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА СЕВЕРО-МОНГОЛЬСКО-ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ОБЛАСТИ ВО ВРЕМЕНИ

Петрографическая характеристика пород

Вулканические и субвулканические породы. По вариациям минерального состава вкрапленников и основной массы среди базальтоидов различаются субщелочные базальты (оливиновые базальты, плагиоклаз-пироксеновые базальты, плагиоклазовые базальты), трахиандезитобазальты, щелочные (нефелиновые, эпилейцитовые) базальты, базаниты, меланефелиниты, тефриты и фонотефриты. Они обладают порфировой, реже афировой структурами. В различных количественных соотношениях в них обнаруживаются плагиоклаз, авгит, титан-авгит и оливин, рудные и аксессуарные минералы. В щелочных разновидностях появляется ксеноморфный нефелин, анортоклаз, реже эпилейцитовые выделения и анальцим. Нефелин замещается альбитом и цеолитами. Среди субвулканических аналогов базальтоидов распространены дифференцирован тешениты, которые, как правило, обогащены оливином – до 30%, рудными минералами – до 20%, коричнево-бурым биотитом – до 20% и баркевекитом – до 15%. В них мало плагиоклаза, который представлен лабрадором (50-65 An), а также мало клинопироксена (титан-авгита), который образует изометричные кристаллы и пойкилитовые включения в роговой обманке.

Породы кислого состава представлены широким спектром лав и пирокластических образований. Среди них выделяются следующие главные разновидности: риодациты, трахириодациты, трахириолиты, пантеллериты и комендиты. Эти породы имеют очень близкий минеральный состав и характеризуются, как правило, порфировой структурой и флюидальной, реже массивной текстурой. Минеральный состав вкрапленников определяют щелочной полевой шпат (анортоклаз, ортоклаз, санидин), кварц и редко плагиоклаз. В пантеллеритах и комендитах, кроме того, обнаруживаются энigmatит и эгирин. В субвулканических телах пантеллериты переходят в более раскристаллизованные порфиоровидные щелочные микрограниты. Общий минеральный состав при этом сохраняется, однако во вкрапленниках появляется округлый “гороховидный” кварц, а в

основной массе различимы эльпидит, циркон, апатит, сфен и флюорит. В пирокластических образованиях (туфах, туфолавах, лавобрекчиях, спекшихся туфов и туфоигнимбритах) наблюдаются те же минералы, что и в лавах, однако для первых характерны оскольчатые и угловатые формы минералов, которые определяют обломочную структуру этих пород.

Породы среднего состава представлены трахитами, латитами и трахиандезитами. Они содержат вкрапленники щелочного полевого шпата с пертитовым строением, авгита, эгирина-авгита (иногда гиперстена и диопсида), реже кварца и зонального нередко пелитизированного плагиоклаза. Основная масса имеет трахитоидную структуру и состоит из зёрен щелочного полевого шпата неправильной формы, изменённых тёмноцветных минералов, микролитов кислого плагиоклаза и рудных минералов, в промежутках между которыми присутствует кварц и буровато-коричневое девитрифицированное стекло. Субвулканические породы представлены субщелочными и щелочными сиенитами и редкими проявлениями мариуполитов. Их минеральный состав определяют щелочной полевой шпат и альбит (ведущий минерал мариуполитов). Подчиненную роль играют тонкоигльчатый ярко-зеленый эгирина, биотит, нефелин, апатит и рудные минералы.

Плутонические породы. Среди плутонических пород главная роль принадлежит щелочным гранитам и сиенитам. Состав щелочных гранитов определяют пертитовый щелочной полевой шпат, кварц и щелочные темноцветные минералы 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, эгирина, 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, альбита, эгирина, рудных и акцессорных минералов. Нефелиновые сиениты, кроме этих минералов, содержат нефелин, который имеет неправильную форму и с краёв замещается альбитом. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом и флюоритом.

Петрохимическая и геохимическая характеристики пород

Средний палеозой

В петрохимическом отношении породы принадлежат преимущественно калиево-натриевой субщелочной и щелочной сериям. Несмотря на значительное их многообразие в северном и западном обрамлениях Озёрной зоны, наиболее часто встречающиеся магматические ассоциации обладают бимодальным распределением составов (рис. 8).

В северо-восточном направлении возрастает щелочность пород с одинаковым содержанием SiO_2 , что отражает существование петрохимической зональности вкост (на 140 км) площади рифтовой области. Среди базитов Цаган-Шибетинского пояса преобладают относительно высококремнистые плагиоклазовые и плагиоклаз-пироксеновые базальты, а также трахиандезитобазальты с содержанием SiO_2 от 46 до 54 мас. %.

В Хан-Хухейском и Агардакском поясах доминируют низкокремнистые оливиновые базальты (в том числе эпилейцитовые и нефелин-нормативные). Диапазон изменения SiO_2 в них составляет 43-50 мас. %. Кроме того, эти породы обладают более высокой общей щелочностью. Подобное изменение кремнекислотности и общей щелочности базитов коррелируется с вариациями суммарной щелочности ассоциирующих с ними сиалических пород: среди кислых пород Цаган-Шибетинского пояса преобладают трахириодациты и трахириолиты, а в Хан-Хухейском - трахиты, щелочные трахириодациты и пантеллериты.

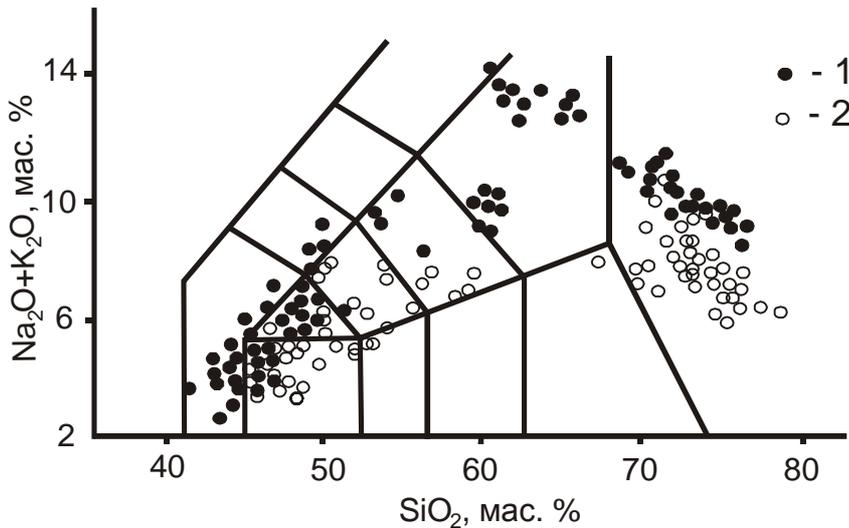


Рис. 8. Положение точек составов пород девонских магматических ассоциаций северо-западной Монголии на диаграмме SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ по (Le Bas et al., 1986).

1 - породы Хан-Хухейского и Агардакского поясов;
2 - породы Цаган-Шибетинского пояса.

Такая зональность полностью согласуется с геохимической зональностью: в северо-восточном направлении базиты заметно обогащаются редкими литофильными элементами, легкими редкими землями относительно тяжелых, сглаживается Nb минимум и исчезает Ta минимум (рис. 9). Различие по площади вулканической области в типах и щелочности ассоциаций с одной стороны, и распределениях в них редких литофильных элементов с другой, по-видимому, определяется двумя различными источниками материнских расплавов. Один из них был сосредоточен под Цаган-Шибетинским вулканическим поясом, другой - под Хан-Хухейским и Агардакским.

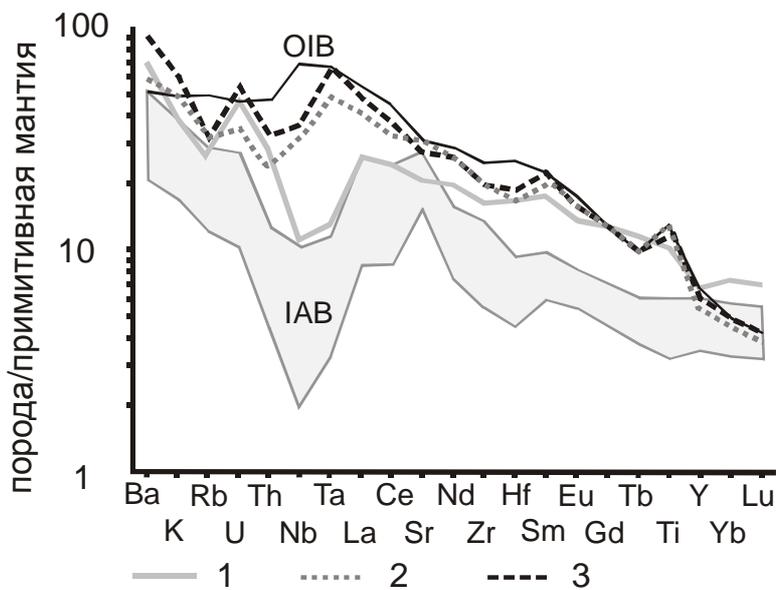


Рис. 9. График нормированного распределения редких и редкоземельных элементов в базальтоидах девонских ассоциаций северо-западной Монголии. Нормировка по (Sun, McDonough, 1989).

1-3 - базиты северо-западной Монголии: 1 - Цаган-Шибетинский пояс (среднее по 10 пробам); 2 - Хан-Хухейский пояс (среднее по 13 пробам), 3 - Агардакский пояс (среднее по 2 пробам). IAB - известково-щелочные базальты и андезитобазальты фронтальной части Андийского вулканического пояса. Использованы данные из работ (Hickey et al., 1986; Luhr, Allan, 1989). OIB по (Sun, McDonough, 1989).

Поздний палеозой

Породы вулкано-субвулканических ассоциаций представляют собой типичные бимодальные субщелочные и щелочные серии, состоящие из двух обособленных групп с содержанием SiO_2 соответственно 46-53 и 59-73 мас.%. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ варьирует в пределах от 3.5 до 7 мас. % в базальтах, 12-13 мас. % в сиенитах, трахитах и трахидацитах и 9-11 мас. % в гранитах и комендитах. Позднепалеозойские рифтогенные базальты обогащены редкими литофильными элементами относительно E-MORB и содержат их в количествах, приближающихся к таковым в OIB (рис. 10), принимаемых как эталон обогащенного литофильными элементами источников основных расплавов (Sun, McDonough, 1989). Отличия выражены ярко проявленными положительными аномалиями Ba, Pb и Li и

отрицательными - Ta, Nb, U и Th. Легкие РЗЭ имеют содержания уступающие стандарту ОИВ, то тяжелые превышают его.

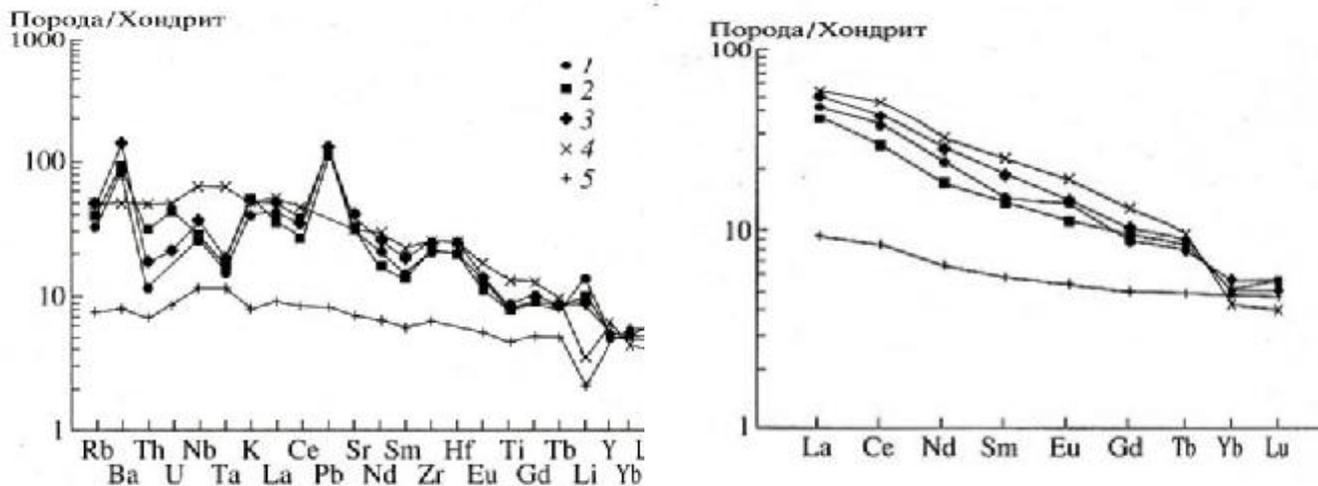


Рис. 10. Графики нормированного распределения редких и редкоземельных элементов в базальтах позднепалеозойского рифтового пояса.

1-3 – средние составы базальтов рифтовых зон: 1 – Гоби-Тяньшаньской, 2 - Гоби-Алтайской, 3 – Северо-Монгольской-Забайкальской, 4-5 – средние составы базальтов типа: 4 – ОИВ, 5 – E-MORB по (Sun, McDonough, 1989).

Ранний мезозой

Породы раннемезозойских магматических ассоциаций образуют на графике $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ последовательность фигуративных точек составов, которая статистически разбивается на две группы. К первой группе относятся породы основного состава, среди которых преобладают трахибазальты и трахиандезибазальты (SiO_2 варьирует в интервале 46-59 мас. %). Ко второй группе принадлежат салические породы – трахиты, щелочные трахириодациты, трахириолиты, пантеллериты и комендиты и их интрузивные аналоги – сиениты, граносиениты и щелочные граниты (SiO_2 варьирует в интервале 62-77 мас. %).

На рис. 11 приведены данные по распределению микроэлементов в раннемезозойских магматических ассоциациях. В соответствии с рисунком спектр их распределения в трахибазальтах расположен выше спектра составов E-MORB и близок к составам ОИВ. В то же время по сравнению с ОИВ трахибазальты и трахиандезибазальты рассматриваемых ассоциаций характеризуются максимумом Ba (для Северо-Монгольского сектора – кроме того Th, U и Pb), менее выраженными максимумами K, Rb и Sr, резким минимумом Nb и небольшими минимумами Ta и Ti.

Породы основного состава обогащены легкими редкими землями по отношению к тяжелым, а спектр распределения РЗЭ соответствует спектру ОИВ. Наибольшим обогащением легкими редкими землями по отношению к тяжелым обладают породы Северо-Монгольского сектора.

Все сиалические 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 65 ppm) и Ba (от 20 до 80 ppm). Особенностью состава лейкогранитов с наложенной бертрандитовой минерализацией являются крайне высокие содержания бериллия, достигающие 8620 г/т на Оротском месторождении (Лыхин и др., 2002). Накопление редкоземельных элементов в сиалических породах реализуется одновременно с появлением европиевого минимума в трахитах и его увеличением в щелочных трахириодацитах – трахириолитах и пантеллеритах – комендитах, что

определяется фракционированием плагиоклаза. Наиболее яркой отрицательной европиевой аномалией обладают комендиты, обладающие максимальной кремнекислотностью среди всех сиалических пород. Эти закономерности свидетельствуют о кристаллизационной дифференциации магм основного состава.

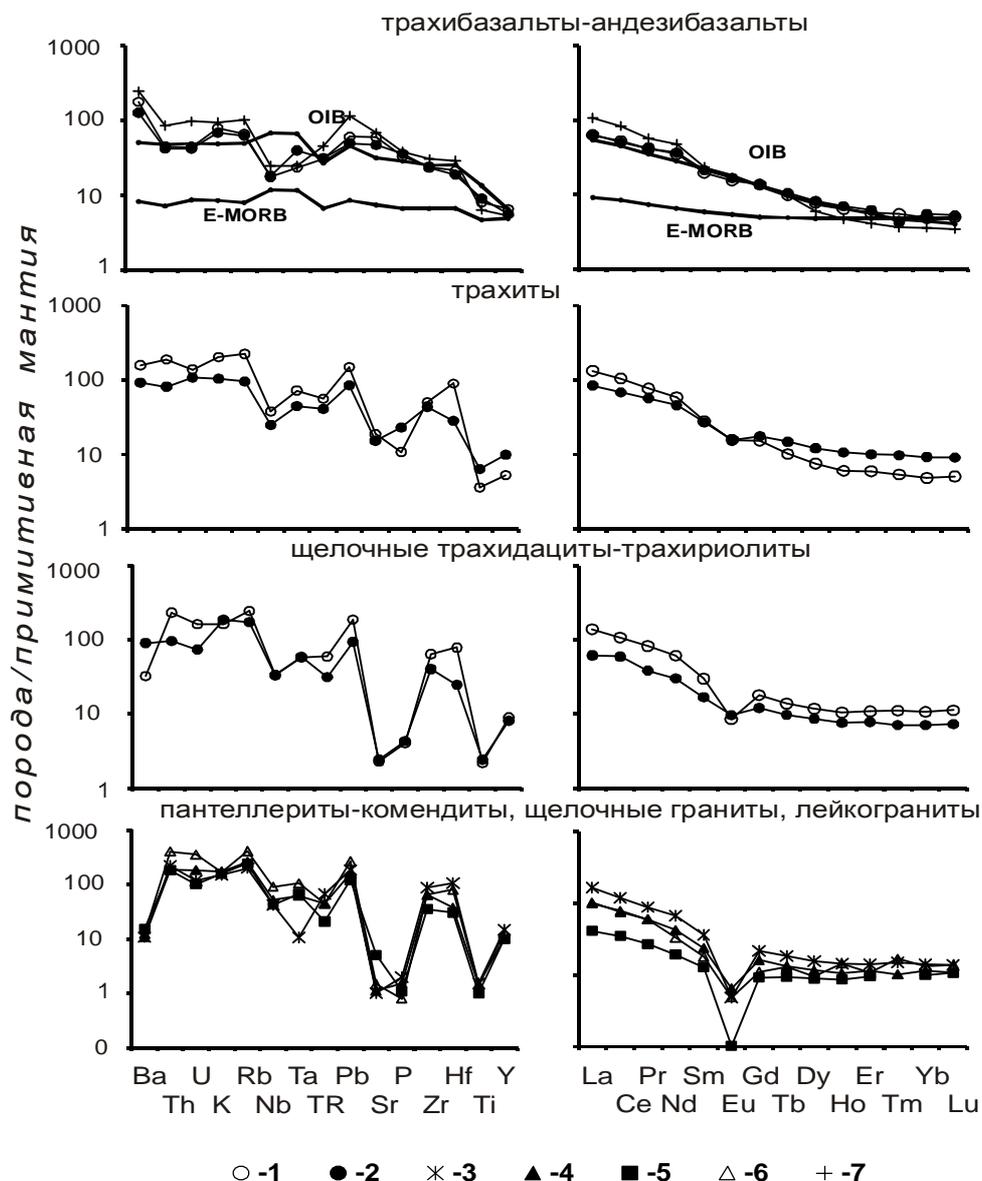


Рис. 11. Графики нормированного распределения редких и редкоземельных элементов в раннемезозойских магматических породах Северо-Монгольской – Западно-Забайкальской рифтовой зоны. 1-5 – Западно-Забайкальский сектор (1 – породы Харитоновской ассоциации, 2 – породы Цаганхуртейской ассоциации, 3-5 – комендиты Цаганхуртейской ассоциации, различающиеся суммой редкоземельных элементов: 3 – с относительно высокими TR, 4 – с промежуточными TR, 5 – с относительно низкими TR), 6 – граниты (Харитоновский, Ермаковский и Оротский массивы), 7 – трахибазальты и трахиандезибазальты Северо-Монгольского сектора.

Позднемезозойские-кайнозойские этапы

В строении позднемезозойско-кайнозойских магматических комплексов участвуют разнообразные породы с повышенной щелочностью. В пределах Хилокского и Тугнуйского грабенов Западно-Забайкальского сектора наиболее полно представлены магматические породы всех возрастных уровней. Они группируются в ряд ассоциаций, фигуративные точки составов пород которых в соответствии с классификационной диаграммой (рис. 12) разделяются на две статистически выдержанные группы.

К первой группе относятся трахибазальты, трахиандезитобазальты, щелочные базальты, тефриты, фонотефриты (SiO_2 варьирует от 46 до 56 мас. %) и дифференцированные тешениты с содержанием SiO_2 от 46,5 до 54 мас. %. Среди них преобладают породы с содержанием SiO_2 около 50 мас.%, наименее кремнекислыми и наиболее щелочными являются кайнозойские базальты с интервалом содержаний SiO_2 от 43

до 57 мас. % и общей щелочностью 4,5 – 6,5 мас. %. Вторую группу составляют трахидациты, трахириодациты, комендиты, трахиты, латиты и щелочные сиениты (SiO_2 варьирует от 58 до 74 мас. %). Химический состав пород, прежде всего, вариации их суммарной щелочности в целом согласуется с возрастом их формирования. Поля составов позднеюрских-раннемеловых, позднемеловых и кайнозойских пород достаточно четко разделены, смещаясь по мере омоложения возраста пород в менее кремнекислую и более щелочную область. Эти изменения сопровождаются уменьшением доли сиалических пород в составе ассоциаций и увеличением щелочности базальтоидов, среди которых, начиная с эоценового этапа вулканизма, преобладают нефелин-нормативные разновидности.

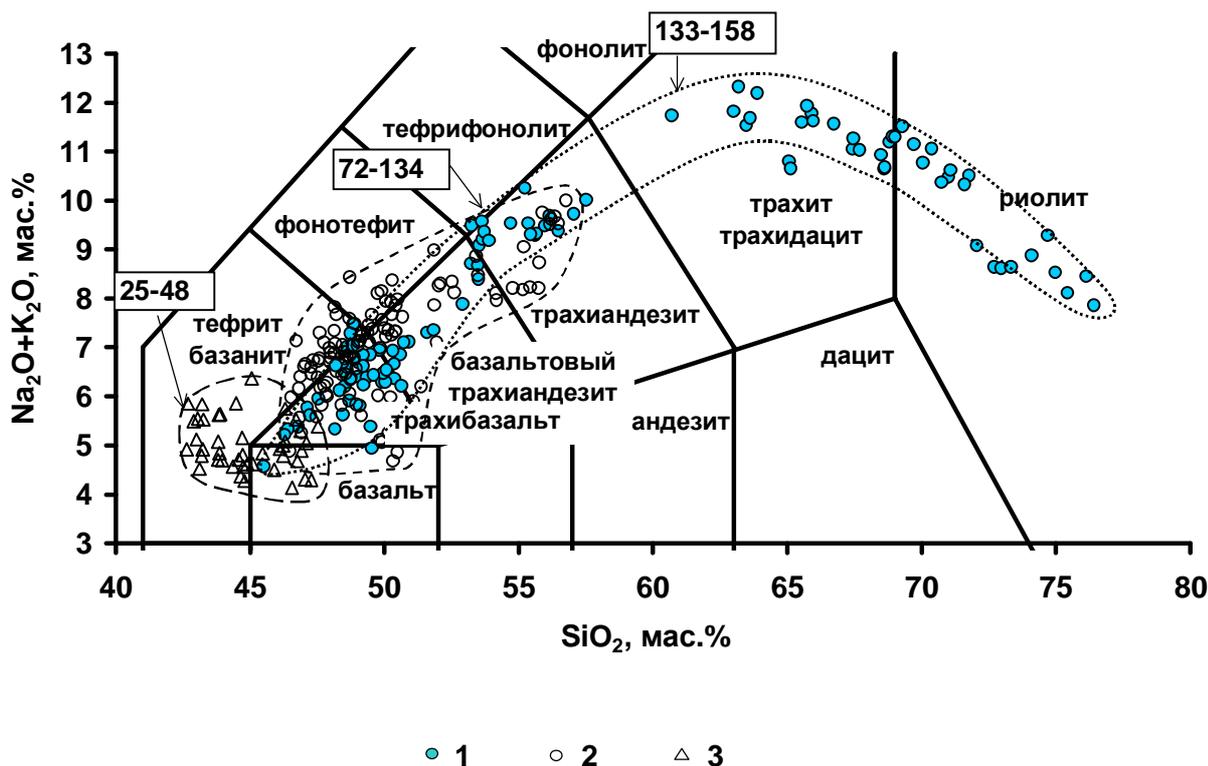


Рис. 12. Классификационная диаграмма SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ по (Le Bas et al., 1986) вулканитов Тугнуйско-Хилокского сектора Западно-Забайкальской рифтовой зоны.

1-3 - магматические этапы: 1- 133-158 млн. лет, 2 - 72-134 млн. лет, 3 - 25-48 млн. лет.

Породы основного состава характеризуются повышенными содержаниями редких литофильных элементов и в этом отношении близки к ОИВ. Это сходство отражено на спайдердиаграммах распределения элементов в составах пород разных магматических этапов (рис. 13). В то же время существуют различия изучаемых базальтов от ОИВ по Nb, Ta и Pb. Состав пород зависит от их возраста. Так, базальты поздней юры и раннего мела по сравнению с ОИВ и позднекайнозойскими базальтами обогащены Rb, K, Ba, Sr, P, Pb, Zr, Hf, LREE, но, кроме того, обеднены Nb и Ta. Nb-Ta минимум, наиболее отчетливо зафиксированный в позднеюрских базальтоидах ичетуйской свиты, последовательно сглаживается во времени до этапа позднего мела включительно, указывая тем самым на постепенную смену геохимических характеристик расплавов в возрастном диапазоне от 158 до 67 млн. лет. Состав кайнозойских базальтов практически соответствует составу ОИВ и отличается от позднемезозойских пород повышенными содержаниями Th, U, Nb, Ta и минимумом Pb.

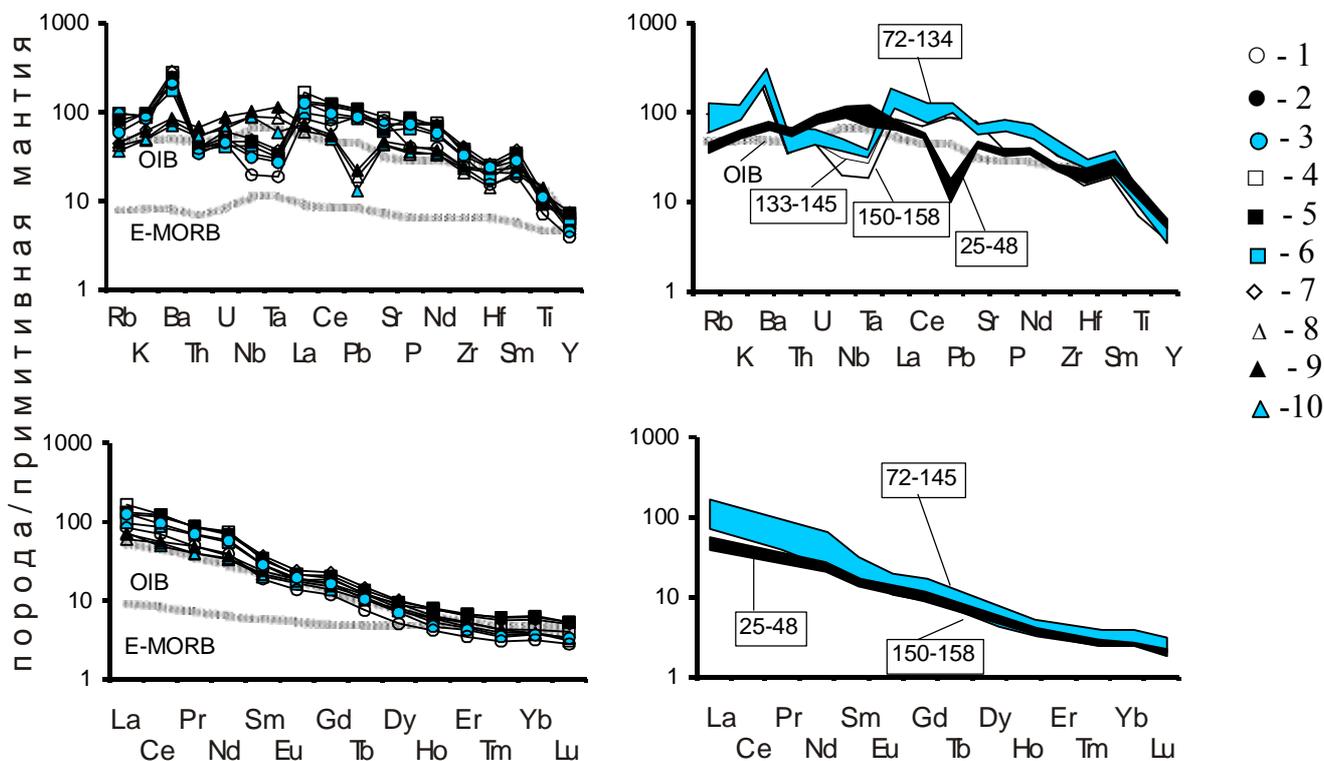


Рис. 13. Графики нормированного распределения редких и редкоземельных элементов в базальтоидах разных этапов Тугнуйско-Хилокского сектора Западно-Забайкальской рифтовой зоны. 1-10 – магматические этапы: 1 – позднеюрский; 2 – позднеюрский-раннемеловой; 3 – начала раннего мела; 4 – раннемеловой; 5 – конца раннего мела; 6 – конца раннего – начало позднего мела; 7 – позднемеловой; 8 – эоценовый; 9 – раннеолигоценовый; 10 – позднеолигоценовый. Нормировано на состав примитивной мантии по (Sun., McDonough, 1989).

Изотопный (Sr, Nd, Pb) состав и происхождение щелочно-основных и щелочно-сиалических пород. Взаимодействие мантийных и коровых изотопных источников при образовании расплавов

О проблеме происхождения пород основного и кислого составов в бимодальных магматических ассоциациях

Проблема происхождения и эволюции базальтов и щелочно-сиалических пород бимодальных магматических ассоциаций длительное время является предметом широкого обсуждения. Традиционно вариации содержаний петрогенных и редких элементов и изотопных характеристик базитовых пород связываются с кристаллизационной дифференциацией расплавов мантийного происхождения, изменением степени плавления мантийного субстрата и его неоднородностью, коровой контаминацией, а также комбинацией этих процессов. Однако различить, какие из указанных процессов отвечают за наблюдаемые вариации составов пород в конкретных объектах достаточно сложно и не всегда возможно.

Наиболее актуальными и спорными до сих пор остаются вопросы о составе субстратов плавления - источников сиалических магматических расплавов, которые сформировали сиениты, граниты, трахиты и щелочные риолиты бимодальных серий и причине дискретности составов этих серий. Многие исследователи считают, что сиалические магмы - продукты дифференциации базальтовых расплавов мантийного происхождения (Barberi et al., 1975; Parker, 1983; Brown, Becker, 1986; Thorpe, Tindle, 1992). При этом остается трудно объяснимым отсутствие или весьма малый объем промежуточных разновидностей; неясны также условия образования аномально больших количеств кислых

составляющих, поскольку известно, что при нормальном протекании процесса фракционирования доля кислого дифференциата не превышает 5-10% исходного бимодального расплава (Луканин, 1985). По мнению ряда исследователей (Bacon, 1985; Turner, Campbell, 1986; Ярмолук, Коваленко, 1991; Козловский, 2006) решение этой проблемы, заключено в модели плотностного барьера, согласно которой сиалические магмы бимодальных серий поступали на поверхность из внутрикоровых дифференцированных магматических очагов, а основные – из подкоровых недифференцированных. Кристаллизационная дифференциация расплава во внутрикоровой магматической камере (или камерах) продуцирует все более кислые и более летучие расплавы, поднимающиеся вверх и, таким образом, экранирующие более тяжелые недифференцированные магмы. Другая точка зрения состоит в признании коровой (Allen, Chappel, 1992; Lubala et al., 1994; Huang, Wyllie, 1981) или смешанной корово-мантийной (Barker et al., 1975; Dorais, 1990; Sheppard, 1995; Wickham et al., 1995; Zhao et al., 1995) природы кислых членов бимодальных серий. Предполагается, что источником тепловой энергии при плавлении сиалического корового субстрата были крупные массы базальтовых расплавов. Такая точка зрения находит подтверждение в том, что бимодальные серии развиты большей частью в областях со зрелой континентальной корой, а изотопные характеристики кислых пород серий свидетельствуют о существенной роли коровой составляющей. Основная трудность, с которой сталкиваются сторонники коровой природы кислых магм - убедительные геохимические свидетельства их родства с базитовыми магмами тех же серий. Пытаясь разрешить это противоречие, приходится предполагать либо парциальное плавление пород мантии, предварительно обогащенных рядом подвижных элементов, прежде всего щелочами, фтором, хлором, высокозарядными элементами, кремнием, а также и другими несовместимыми элементами или их привнос в верхние части магматической камеры в области плавления в коре (Fox, 1977; Sutcliffe et al., 1990; Lynch et al., 1993; Ярмолук, 1983; Добрецов, 1983; Ярмолук, Коваленко, 1991). Следует упомянуть еще одну гипотезу образования контрастных серий - ликвационную (Маракушев, 1979), однако пока что никому не удалось доказать, что явления несмесимости в магмах подобного типа проявляются в макромасштабах.

Средний и поздний палеозой

Базальтоиды девонских бимодальных ассоциаций северо-западной Монголии характеризуются положительными значениями величин $\epsilon\text{Nd}(T)$ (от +3,7 до +7,9), но распределение в них изотопного состава Sr по площади рифтовой области может быть описано в соответствии с принадлежностью изученных пород одной из двух полосовидных зон северо-восточного простирания. Породы рифтовых зон северо-западной части территории характеризуются повышенными значениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ с интервалом вариаций 0,70417-0,70740, для приразломных впадин юго-восточной части региона типичны породы с более низкими значениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, изменяющимися в пределах 0,70251-0,70450. Установленные вариации изотопного состава в координатах $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0-1/\text{Sr}$ не коррелируются ни в отдельных структурах, ни в целом по области. Поэтому они не могут рассматриваться в рамках модели смешения источников с разными геохимическими и изотопными характеристиками и, следовательно, распределение изотопных составов Sr по площади области, по-видимому, отражает изотопную структуру мантийных источников магматизма, занимающих промежуточное положение между составами EMII и DM.

Позднепалеозойские базальты Северо-Монгольско-Забайкальского рифтового пояса по сравнению с базальтами типа E- и N-MORB обогащены радиогенным стронцием и неодимом. Значение $\epsilon\text{Nd}(T)$ в них изменяется в пределах от - 0,5 до +1,6, $\epsilon\text{Sr}(T)$ от +1,8 до +12,1. В координатах $\epsilon\text{Nd}(T)-\epsilon\text{Sr}(T)$ их составы укладываются на единый тренд, сформированный при смешении двух исходных мантийных источников, один из которых

близок к составу деплетированной мантии типа DM, другой отвечает обогащенной мантии типа EMII. В общей структуре позднепалеозойской рифтовой системы Центральной Азии они занимают крайнее северное положение и обогащены неодимом по сравнению с изотопными составами южных рифтовых зон, а именно Гоби-Тяньшаньской и Гоби-Алтайской. Такое смещение изотопных параметров отражает вещественную неоднородность мантии и увязывается с геодинамическими факторами – последовательным совместным с океанической плитой погружением мантийного источника расплавов в более глубокие горизонты мантии при перекрытии палеоокеанического спредингового центра зоной субдукции.

Ранний мезозой

Изотопный состав (Sr, Nd, Pb) пород и источники трахибазальтовых и щелочно-сиалических магм

Учитывая наиболее полный объем информации по изотопному составу Sr, Nd и Pb для породных ассоциаций раннемезозойского этапа попытаемся на их примере оценить состав источников и эволюцию материнских магм.

Изотопный состав Sr и Nd (рис. 14) пород Западно-Забайкальского сектора и пород Северо-Монгольского сектора имеют ряд различий, связанных прежде всего с широкими вариациями состава сиалических пород. Точки составов базальтоидов образуют линейную последовательность в пределах тренда корреляции составов мантийных источников расплавов (mantle array). Эти точки в основном сгруппированы в нижней части мантийной последовательности, которой отвечают источники с повышенными содержаниями радиогенного стронция, возникших при участии обогащенной мантии типа EMII. В целом же, в соответствии с графиком диапазон составов базальтов магматической области определялся взаимодействием двух мантийных источников: EMII и MORB. Среди ассоциирующихся с базальтами щелочно-сиалических пород (комендитов и щелочных гранитоидов) распространены такие, которые характеризуются геохимическими и изотопно-геохимическими связями с базальтами, что позволяет рассматривать их как результат фракционирования единой исходной магмы. Черты родства этих резко различных в петрохимическом отношении пород можно увидеть на графике $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - \epsilon\text{Nd}$ (рис. 14), на котором рядом расположенные точки составов базальтов и щелочно-сиалических пород указывают на тождество их изотопных (Sr, Nd) источников. Однако наряду с такими породами в составе ассоциаций обычно участвуют щелочные гранитоиды и комендиты, имеющие иные изотопные параметры и характеризующиеся широким разбросом значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, что отражено на графике $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - 1/\text{Sr}$ (рис. 15) пунктирными линиями. Такого типа вариации описываются в рамках модели AFC (DePaolo, 1988) и связаны с коровой контаминацией продуктов дифференциации базальтовых расплавов.

Некоторые разновидности комендитов имеют близкий к трахибазальтам изотопный состав Nd при пониженных значениях изотопного состава Sr ($<0,703$). Вероятно, что источником расплавов для них служила кора с низким Rb/Sr отношением, которую, по-видимому, можно сопоставить с достаточно молодой каледонской корой, также участвующей в разрезе коровых образований региона (Ярмолюк, Коваленко и др., 1999) и характеризующейся в триасе величиной ϵNd от +2 до +4 (Коваленко и др., 1996). Участие корового источника с высоким отношением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ ($>0,7075$) в формировании трахириолитов, комендитов и щелочных гранитов зафиксировано составами с более высоким, чем в базальтах, изотопным отношением. В качестве такого источника можно рассматривать породы позднериффейской континентальной коры. Для нее характерны повышенные значения величины Rb/Sr ($>0,5$), что могло привести к изменению изотопного состава этих пород до необходимой величины к моменту плавления (примерно за 400-500 млн. лет). В то же время, необходимо учитывать, что для рассматриваемых щелочно-сиалических пород типичны высокие отношения Rb/Sr и, следовательно, их обогащение

радиоогенным ^{87}Sr могло происходить еще на магматической стадии, особенно для гранитоидов (Коваленко, Костицын и др., 1999). Поэтому изотопный состав таких пород далеко не всегда может служить оценкой изотопного состава коры.

Таким образом, два параллельно протекавших процесса – дифференциации и контаминации, в конечном итоге определили изотопную и геохимическую специфику щелочно-сиалических расплавов раннего мезозоя.

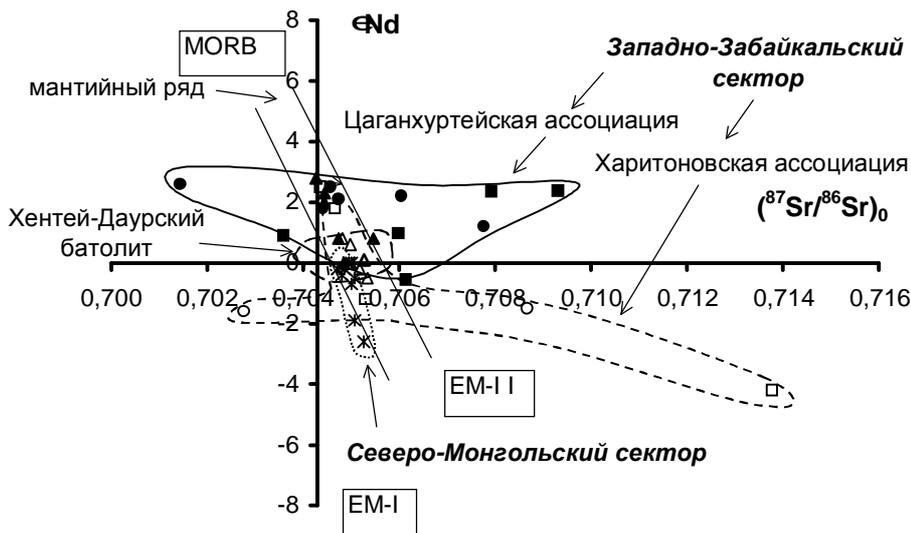


Рис. 14. Положение на диаграмме $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - \epsilon_{\text{Nd}}$ фигуративных точек составов раннемезозойских породных ассоциаций. MORB – умеренно-деплеированный мантийный источник, EM-I – мантийный источник, обогащенный неодимом, EM-II – мантийный источник, обогащенный радиоогенным стронцием.

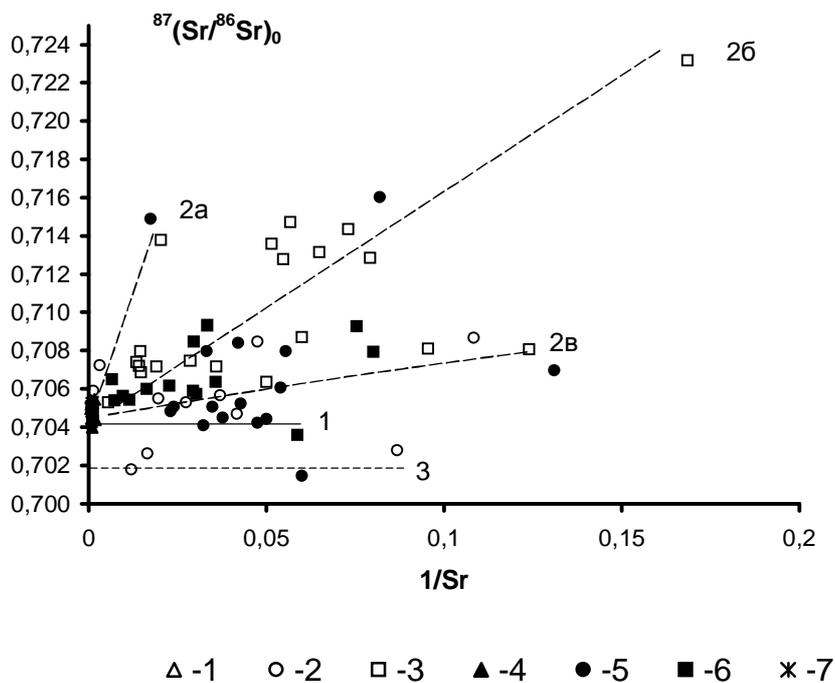


Рис. 15. Первичный (приведенный к возрасту образования пород) изотопный состав раннемезозойских вулканических пород на графике $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - 1/\text{Sr}$. Линиями показано распределение фигуративных точек составов: 1 – отвечающих изотопно-однородному источнику, 2(а,б,в) – возникших в результате взаимодействия изотопно-разнородных источников, 3 – предполагаемые источники с низкими значениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$.

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

По изотопному составу Pb (рис. 16) породы основного и ассоциирующих с ними сиалического состава близки между собой, что является доказательством формирования их из одного магматического источника и образования трахириолитов-комендитов пород путем кристаллизационной дифференциации.

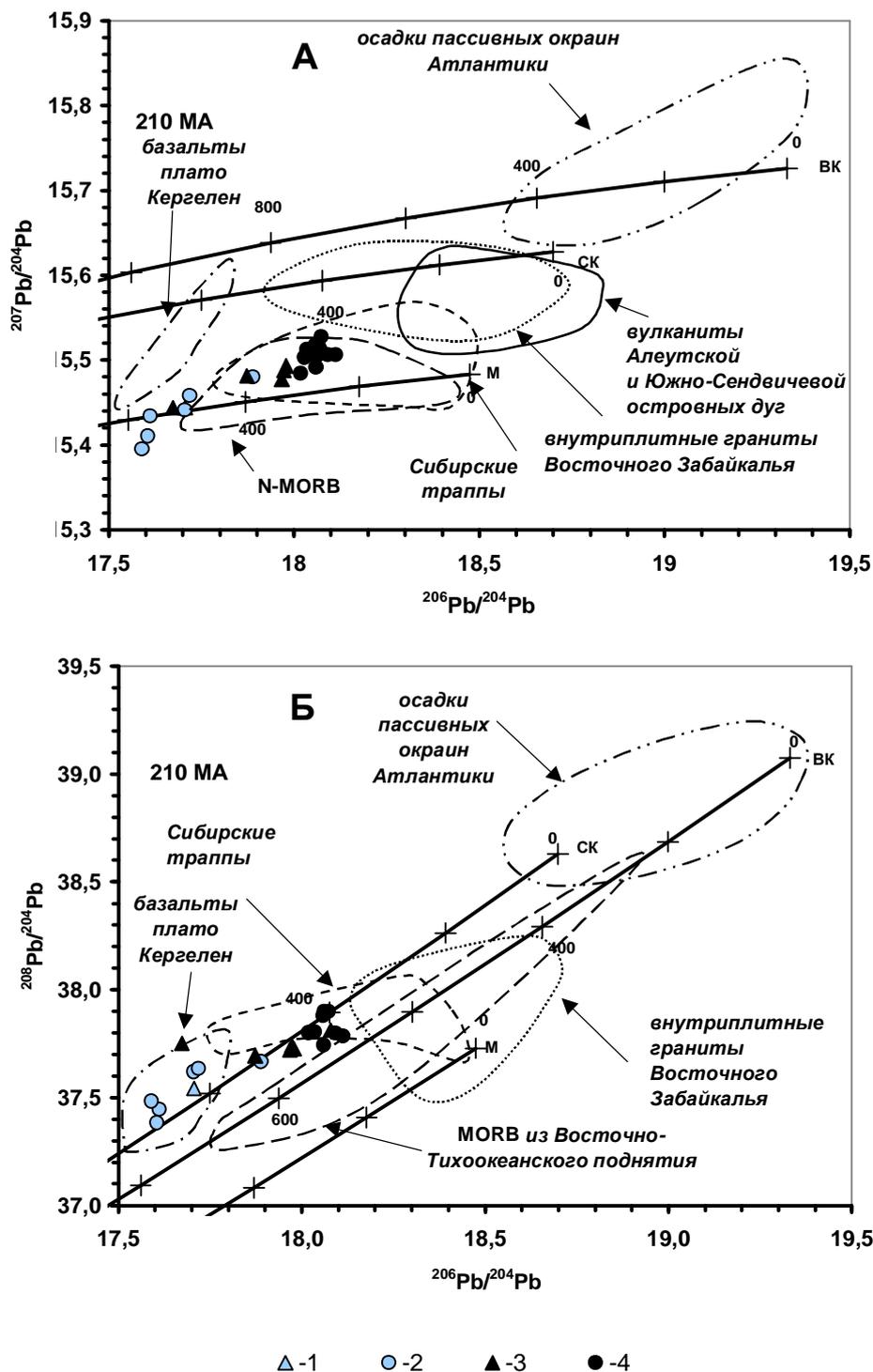


Рис. 16 А) Диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и Б) Диаграмма $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для раннемезозойских вулканических пород Западно-Забайкальского сектора Северо-Монгольской – Западно-Забайкальской рифтовой зоны. 1 - 2 – породы Харитоновской ассоциации (Устьсухаринский и Улантуйский участки): 1 – трахибазальты, 2 – кислые вулканиты, 3 - 4 – породы Цаганхуртейской ассоциации (Саранский и Зуннеметейский участки): 3 – трахибазальты; 3 – кислые вулканиты. Линиями показаны модельные кривые эволюции Pb мантии (М), верхней коры (ВК), средней коры (СК). Цифры на линиях – время в млн.лет. Эталонные поля составов пород, пересчитанные на возраст 210 млн. лет: внутриплитные граниты Восточного Забайкалья (Татарников С.А. и др., 2003), вулканиты Алеутской и Южно-Сендвичевой островных дуг (Cohen R.S., O’Nions R.K., 1982a), Сибирские траппы (Wooden J.L. et al., 1993), осадки пассивных окраин Атлантики (William M., et al., 1985), N-MORB (Cohen R.S., O’Nions R.K., 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).

Фигуративные точки изотопных составов Pb в исследуемых основных и кислых вулканитах Западно-Забайкальского сектора образуют общий эволюционный тренд, тяготеющий к линии эволюции ураногенных свинцов в мантии (рис. 16-А) и к линии эволюции торогенных свинцов в валовом составе континентальной коры (рис. 16-Б). Общее направление тренда несколько дискордантно по отношению к обеим эволюционным кривым, однако наиболее истощенными изотопными составами Pb обладают породы

Харитоновской ассоциации, что свидетельствует о несомненном участии в их генезисе истощенного мантийного резервуара и (или) деплетированного нижнекорового субстрата. Более радиогенными изотопными составами обладают базальты и кислые вулканиты Цаган-Хуртейской ассоциации, что указывает на обогащение радиогенным свинцом их источников магматизма. Эти особенности подтверждают выявленные различия в изотопном составе Sr и Nd. Также на этих графиках показаны скорректированные на возраст 210 млн. лет поля изотопных составов Pb для океанических базальтов плато Кергелен, базальтов срединно-океанических хребтов в целом и, в частности базальтов из Восточно-Тихоокеанского поднятия, характеризующих источник типа MORB, а также Сибирских траппов. В то же время, эти составы отличаются от состава пород, характеризующих участие коровых источников, например, островодужных базальтов (Алеутской и Южно-Сендвичевой островных дуг), гранитов Восточного Забайкалья и осадков пассивных окраин Атлантики. Поле составов вулканитов Цаган-Хуртейской ассоциации практически совпадает с полем модельных составов Сибирских траппов и базальтов плато Кергелен, представительно характеризующих внутриплитный (плюмовый) мантийный источник и, кроме того, с полем составов базальтов срединно-океанических хребтов (MORB). Наблюдаемый тренд изменения изотопного состава Pb для раннемезозойских вулканитов Западно-Забайкальского сектора может быть интерпретирован как линия смешения между веществом деплетированного мантийного источника, плюмового источника и, возможно, корового источника, представленного вулканогенно-осадочным (граувакковым) материалом островодужных призм и турбидитами пассивных континентальных окраин.

Позднемезозойские-кайнозойские этапы

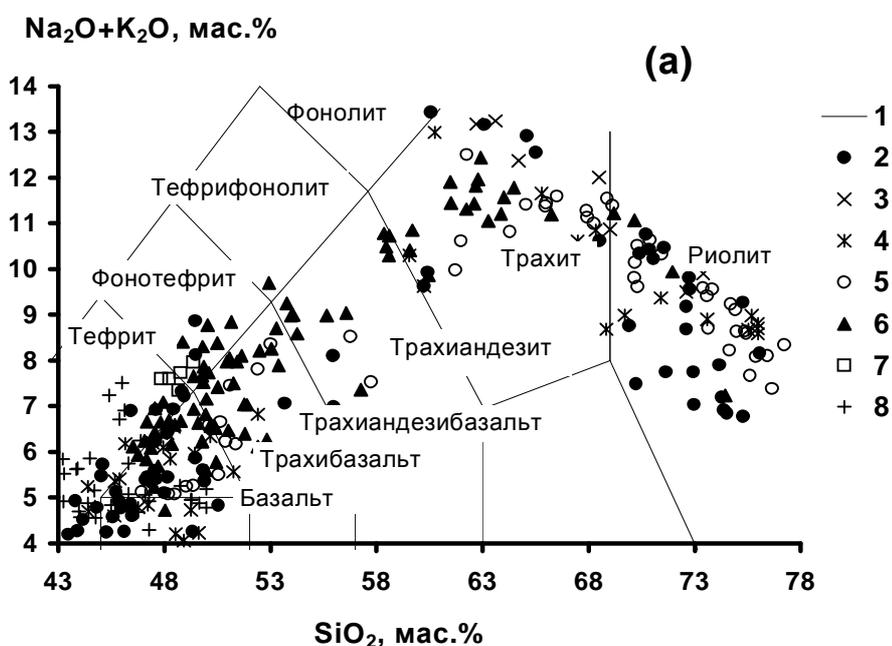
Отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в базальтах варьируют в пределах от 0,703733 до 0,705809 и величины $\epsilon\text{Nd}(T)$ от - 4,1 до 5,1, но при этом характеризуются согласующимися корреляционными связями в координатах $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - \epsilon\text{Nd}(T)$. Изотопный состав Sr и Nd пород ассоциаций зависит от возраста их формирования. Так, составы пород начальных этапов (поздней юры – середины раннего мела) были существенно обогащены радиогенным стронцием ($5,3 < \epsilon_{\text{Sr}} < 15,5$) и обеднены ^{143}Nd ($-2 < \epsilon_{\text{Nd}} < 1$), что соответствует источникам с характеристиками обогащенной мантии типа EM-II (Zindler, Hart, 1986). К началу позднего мела величина ϵ_{Sr} уменьшается до 0,2, а ϵ_{Nd} увеличивается до 2,1. Такая тенденция объяснима вовлечением в механизмы магмогенерации деплетированных мантийных источников типа DM.

Основные закономерности формирования и источники магматизма

Общие особенности состава пород магматических ассоциаций и изменение щелочности базальтоидов во времени

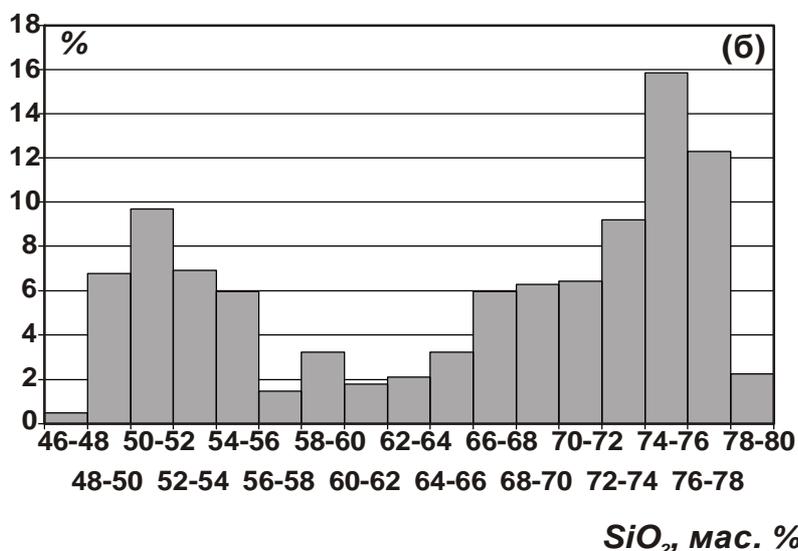
Несмотря на широкие вариации порообразующих элементов характерной петрохимической особенностью пород ассоциаций Северо-Монгольской-Забайкальской рифтовой области является бимодальность (рис. 17). В соответствии с классификационной диаграммой $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ фигуративные точки составов пород ассоциаций всех выделяемых этапов разделяются на две статистически выдержанные группы. К первой группе относятся трахибазальты, трахиандезибазальты, щелочные базальты, тефриты, фонотефриты (SiO_2 варьирует от 44 до 56 мас. %) и дифференцированные тешениты с содержанием SiO_2 от 46,5 до 54 мас. %. Среди них преобладают породы с содержанием SiO_2 около 50 мас. %. Вторую группу составляют трахидациты, трахириодациты, комендиты, трахиты, щелочные граниты и сиениты (SiO_2 варьирует от 59 до 76 мас. %). Среднее содержание SiO_2 в сиалических породах около 72 мас. %. Соотношение суммы щелочей и

кремнезема позволяют относить все породы к субщелочной и щелочной К-Na сериям ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ колеблется в пределах от 1 до 2,8).



- 1
- 2
- × 3
- * 4
- 5
- ▲ 6
- 7
- + 8

Рис. 17. Положение составов магматических пород СМЗРО на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (а) и гистограмма их распределения по концентрациям SiO_2 (б). 1- границы полей составов пород по (Le Bas et al., 1986), 2-8 - Магматические ассоциации: 2 -ранне-среднедевонские, 3- позднекарбонвые-раннепермские, 4 – пермские, 5 – раннемезозойские, 6 - позднеюрские-раннемеловые, 7 – позднемеловые-раннекайнозойские, 8– позднекайнозойские.



Химический и минеральный состав базальтоидов, прежде всего, вариации их суммарной щелочности в целом коррелируют с возрастом их формирования. Так, от ранних этапов к поздним поля фигуративных точек составов смещаются в щелочную область, что согласуется с уменьшением в составах ассоциаций доли кварц-нормативных и диопсид-нормативных базальтоидов и увеличением доли нефелин-нормативных базальтоидов. При этом к концу раннего – началу позднего мела все базиты представлены исключительно нефелин-нормативными разновидностями.

Все сиалические породы, особенно щелочные их разновидности, обогащены литофильными элементами. Для комендитов характерны максимально высокие содержания Th, U, Rb, Nb, Ta, Zr, Hf, TR при устойчиво низких концентрациях Sr (от 10 до 65 ppm) и Ba (от 30 до 80 ppm). По мере увеличения содержаний кремнекислоты в породах разновозрастных ассоциаций наблюдаются следующие закономерности: 1) Совпадение общего характера спектров одинаковых типов пород, 2) Увеличение содержаний крупнокатионных и высокозарядных литофильных элементов, K, Rb, Th, TR, Zr, Hf, а также Pb и Sn. Накопление редкоземельных элементов в сиалических породах реализуется

одновременно с появлением типичной Eu аномалии, определяемой фракционированием плагиоклаза. Eu минимум появляется в трахитах и увеличивается к трахириодацитам - трахириолитам и комендитам, при этом, по сравнению с базальтоидами происходит обогащение легкими редкими землями относительно тяжелых, 3) Сохранение Nb-Ta и Th минимумов в тефритах, трахитах, 4) Уменьшение Ba, Sr, P в пантеллеритах-комендитах. Эти закономерности свидетельствуют о кристаллизационной дифференциации магм основного состава.

Геохимическая и изотопно-геохимическая эволюция базальтоидов во времени

Как уже отмечалось, в строении магматических ассоциаций СМЗРО постоянным и преобладающим компонентом вулканических толщ являются вулканы основного состава, что позволяет оценить изменчивость их вещественных характеристик во времени.

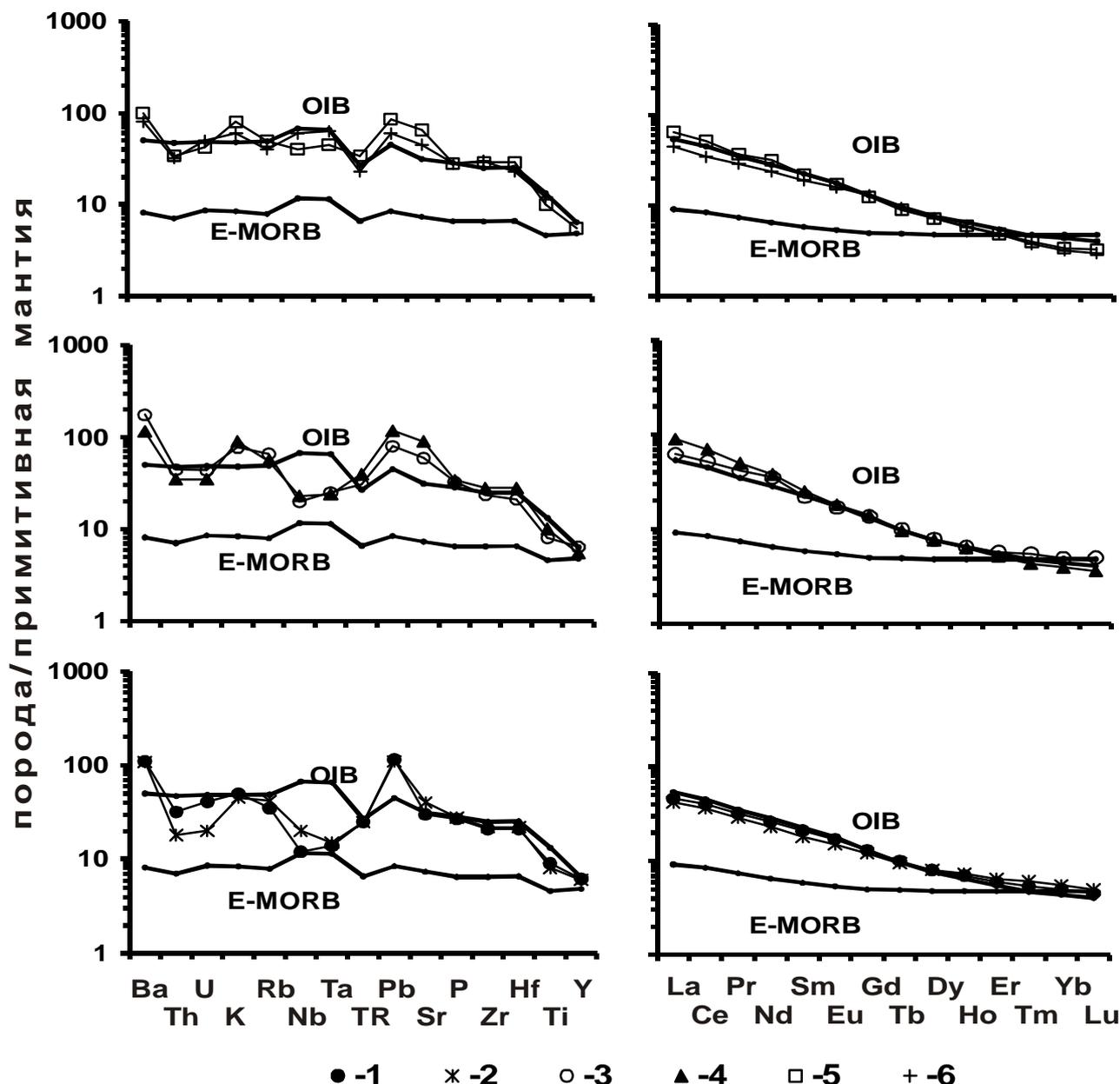


Рис. 18. Графики нормированного распределения редких и редкоземельных элементов (средние составы) в базальтоидах СМЗРО. Нормировано на состав примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989). Базальтоиды: 1 – ранне-среднедевонские, 2 – пермские, 3 – раннемезозойские, 4 – позднерурские-раннемеловые, 5 – позднемеловые-раннекайнозойские, 6 – позднекайнозойские.

В целом по геохимическим характеристикам разновозрастные рифтогенные базальты (рис.18) обогащены редкими элементами, особенно Rb, Ba, Sr, Pb, Zr, легкими редкими землями относительно E-MORB и содержат эти элементы в количествах, приближающихся к таковым в OIB. По уровню средних содержаний этих литофильных элементов рассматриваемые базальты близки к породам основного состава щелочных ассоциаций современных внутриконтинентальных рифтовых зон, например Восточно-Африканской рифтовой системы (Герасимовский, Поляков, 1974). В то же время существуют различия состава базальтоидов каждого выделяемого этапа развития СМЗРО.

Ранне-среднедевонские и пермские рифтогенные базальты обогащены редкими элементами относительно E-MORB и спектр распределения микроэлементов в них в целом близок к спектру OIB. Отличия выражены ярко проявленными положительными аномалиями Ba и Pb и отрицательными - Ta, Nb, U и Th. Спектры распределения редкоземельного состава рифтогенных базальтов также подобны спектру в базальтах OIB. Но при этом, если легкие РЗЭ имеют содержания уступающие стандарту OIB, то тяжелые превышают его.

Породы основного состава поздне триасового и позднеюрского-раннемелового этапов, также как и предыдущих этапов, близки по составу к OIB, они характеризуются максимумами Ba, Sr и Pb, а также K и минимумами Nb и Ta. По содержанию РЗЭ базальты также близки между собой, а спектр распределения РЗЭ практически соответствует спектру OIB и характеризуется обогащением легкими редкими землями по отношению к тяжелым.

В кайнозойских базальтах практически отсутствуют положительные (K, Ba, Sr, Pb) и отрицательные (Ta, Nb, U, Th) аномалии и эти породы наиболее близки к составам OIB.

Важнейшей закономерностью эволюции состава базальтов в последовательности этапов от ранних к поздним является сглаживание как положительных, так и отрицательных аномалий литофильных некогерентных элементов (относительно OIB) в их составе. Такая закономерность проявляется уже с позднего триаса, а наиболее четко наблюдается со второй половины раннего мела, указывая тем самым на постепенную смену геохимических характеристик материнских расплавов во времени.

Результаты систематического исследования изотопного состава Sr и Nd в базитах разных этапов и магматических областей СМЗРО, а также опубликованные материалы по Сибирским траппам, позднепалеозойским, мезозойским и раннекайнозойским базальтам Центральной Азии (Ярмолюк и др. 2000) сведены на рис. 19.

Возрастная направленность изменения геохимических параметров базальтоидов коррелирует с вариациями их изотопного состава Sr и Nd. Позиция фигуративных точек на графике зависит главным образом от возраста пород.

Основные породы девонских ассоциаций северо-западной Монголии существенно отличаются от магматических пород более поздних эпох магматизма. Их составы отвечают источнику расплавов, который был в значительной степени деплетирован в отношении редкоземельных элементов и характеризовался повышенными величинами $\epsilon Nd (>+5)$ и широкими вариациями значений ϵSr . Очевидно, эти вариации составов связаны с вещественной неоднородностью мантийного источника в основании магматической области и существованием в его строении зон как обогащенных, так и обедненных радиогенным стронцием. В формировании этих пород, наряду с деплетированной мантией типа DM могла участвовать мантия типа EM-II, обогащенная Rb и, как следствие, радиогенным стронцием.

Для магматических ассоциаций, возникших в позднепалеозойские - раннемезозойские и позднемезозойские этапы магматизма, устанавливаются одинаковые составы источников. Фигуративные точки базальтов этих ассоциаций располагаются в поле составов базальтов океанических островов между составами двух типов мантийных источников: обогащенной радиогенным стронцием мантии (EM-II) и деплетированной мантии (DM), что предполагает их участие в образовании пород. Среди последних параметрам EM-II ($\epsilon Sr \gg 0$, $\epsilon Nd \sim 0$) отвечают породы, составы которых в наибольшей степени обогащены радиогенным

стронцием ($\epsilon Sr > 10 - 15$). Участие источника DM, по-видимому, имело второстепенное значение, так как не привело к образованию пород с соответствующими изотопными параметрами и лишь определило вытянутость поля составов пород в своем направлении.

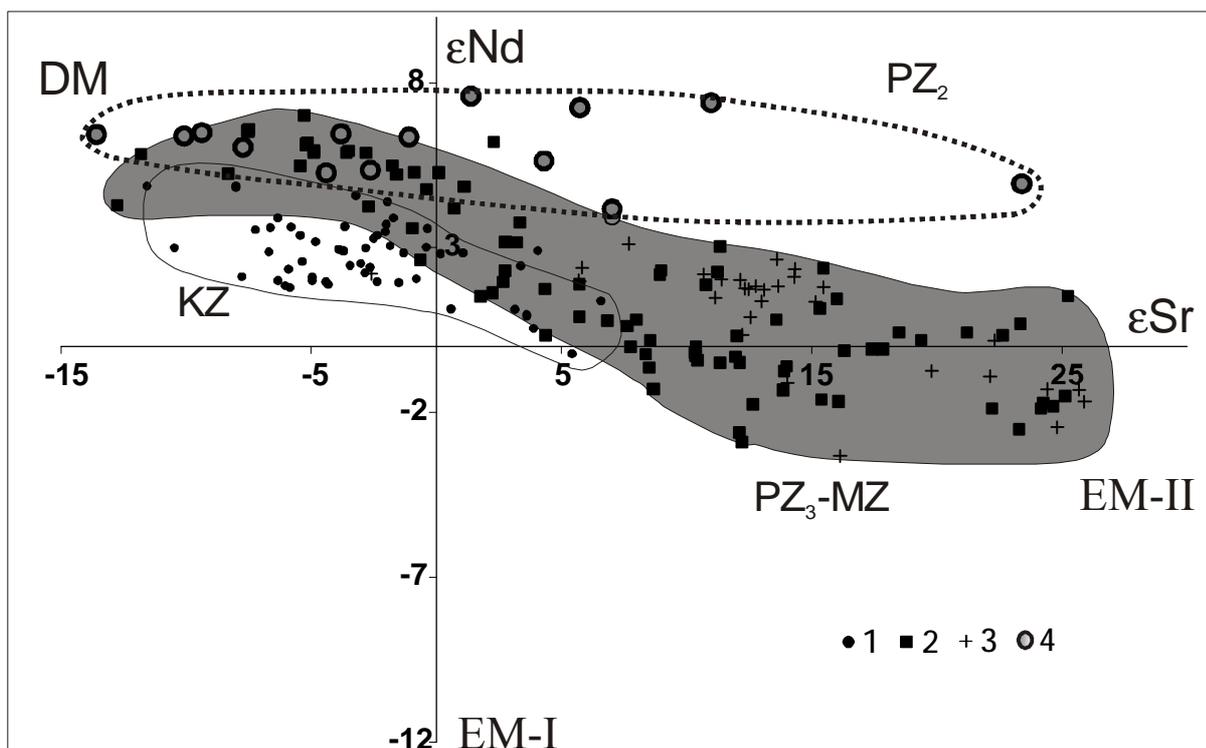


Рис. 19. Вариации изотопного состава Sr и Nd в базальтоидах СМЗРО, внутриплитных областей Центрально-Азиатского Складчатого пояса и Сибирской платформы. Использованы данные (Ярмолюк и др. 2000).

Магматические породы: 1 – раннекайнозойские, 2 – позднего палеозоя и мезозоя, 3 – Сибирской трапповой провинции, 4 - раннего и среднего палеозоя, включая Вилюйский ареал.

DM - деплетированный мантийный источник, EM-II – мантийный источник, обогащенный радиогенным стронцием, EM-I - мантийный источник, обогащенный неодимом.

Со второй половины мела, судя по изотопным характеристикам базальтов, в процессы плавления вовлекались субстраты, все более и более деплетированные в отношении Rb и Nd, состав пород стал изменяться в направлении деплетированной мантии в сторону значений, отвечающим мантийным источникам типа DM.

В общем поле составов внутриплитных магматических пород наиболее существенными отличиями обладают раннекайнозойские базальтоиды, для которых типичны умеренно деплетированные изотопные составы (ϵSr до -10 и ϵNd до +7). Последние характерны для продуктов плавления мантии типа DM. Смена источников связывается с вовлечением разноглубинных участков мантии в мантийный плюм, который контролировал магматическую активность в регионе (Ярмолюк и др., 1995).

Таким образом, установленные различия изотопных составов магматических источников состава коррелируют с вариациями вещественных характеристик пород и имеют возрастную направленность. Так, породы основного состава девонских, пермских и позднеюрских-раннемеловых ассоциаций, представляющие мантийные источники типа DM - EM-II (согласно Nd-Sr изотопной систематике), по своим геохимическим параметрам соответствуют OIB, которые обогащены (Sun, McDonough, 1989) большинством литофильных элементов, включая легкие РЗЭ, но в особенности K, Ba, Sr и Pb, и обеднены Th, U, Nb и Ta. Формирование магматических ассоциаций этих этапов развития СМЗРО отвечает эпохам наиболее высокой магматической продуктивности Центральной Азии. Позднемеловые вулканиты также варьируют в пределах составов DM - EM-II, но смещены в

сторону DM и в меньшей степени обогащены K, Ba, Sr, Pb. По сравнению с базальтами предыдущих этапов для этих пород характерен более пологий наклон спектра РЗЭ и соответственно более низкое отношение Nd/Sm. В самом конце мезозоя и раннем кайнозое возобладали деплетированные источники магматизма (DM), что совпало с резким спадом продуктивности магматизма.

ГЛАВА 4. КОРРЕЛЯЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ ФОРМИРОВАНИЯ СЕВЕРО-МОНГОЛЬСКО-ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ОБЛАСТИ

Как уже отмечалось, в раннем – среднем палеозое возникла Алтае-Саянская магматическая область, но в пределах СМЗРО магматическая активность **ранне-среднедевонского этапа** охватила западный Хан-Хухейский (Северо-Западная Монголия) ее сегмент. В магматические процессы **позднекарбонового-раннепермского этапа** развития СМЗРО был вовлечен ее Удино-Витимский сегмент и соответственно одноименная Удино-Витимская рифтовая зона, которая является южным периферическим фрагментом Баргузино-Витимского зонально-симметричного магматического ареала, в центральной части которого находится Баргузинский гранитный батолит. На **пермском этапе** развития СМЗРО были активизированы ее Северо-Монгольский и Западно-Забайкальский сегменты, что привело к возникновению Северо-Монгольской-Забайкальской рифтового пояса, расположенного по северному обрамлению зонально-симметричного Хангайского магматического ареала с Хангайским гранитным батолитом в центральной части. В **позднетриасовый-раннеюрский этап** формирования СМЗРО магматизм в ее пределах также был сосредоточен в Северо-Монгольском и Западно-Забайкальском сегментах, но в отличие от предшествующего пермского этапа, магматическая область, ядро которой составляет Хентей-Даурский гранитный батолит, была смещена на восток примерно на 800 километров. На **позднемезозойских-кайнозойских этапах** в пределах территории Центрально-Азиатского складчатого пояса возник ряд автономно развивавшихся внутриплитных ареалов, однако в пределах СМЗРО магматизм этих этапов проявился в Западно-Забайкальском и Удино-Витимском ее сегментах. Эти факты свидетельствуют о том, что геодинамические условия формирования полихронных магматических комплексов СМЗРО невозможно рассматривать вне связи с геодинамикой образования разновозрастных областей Центральной Азии, в том числе - трех зонально-симметричных ареалов и геодинамикой батолитообразования.

Характеристика магматических и геодинамических процессов, реализованных в пределах южного края Сибирского палеоконтинента в среднем палеозое, позднем палеозое-раннем мезозое, позднем мезозое-кайнозое рассмотрена в ряде публикаций, например (Гордиенко, 1987; Добрецов, 1983, 1997, 2003, 2005; Коваленко и др., 1989, 1999; Зубков, 1990; Добрецов, Кирдяшкин, 2000; Кузьмин и др., 2002; Ярмолук и др., 1989, 1995, 1997, 1998, 1999, 2000, 2003, 2005; Ярмолук, Иванов, 2000; Ярмолук, Коваленко, 2003; Козловский, 2006). В этих работах показано, что в геологических структурах Центральной Азии внутриплитовая активность была локализована в пределах отдельных обособленных областей, которые выделяются характерными системами грабенов, горстов, сводовых поднятий, поясами даек и специфическими магматическими ассоциациями и известны с кембрия-ордовика до настоящего времени. Для этих областей свойственны следующие особенности геологической истории: 1) длительное развитие (десятки млн. лет) в регионе внутриплитовой активности, 2) относительно постоянная позиция в пределах континента, 3) непрерывная магматическая деятельность с характерной внутриплитовой магматической специализацией. Учитывая современные геофизические и геохимические данные это позволило связать проблемы внутриплитового магматизма с горячими точками мантии - проекциями мантийных плюмов на поверхности Земли. При этом предполагается, что

фанерозойская магматическая история Центральной Азии обусловлена существованием долгоживущего Центрально-Азиатского мантийного поля.

Состав и типы источников магматических расплавов и геодинамические следствия

Ранне-среднедевонский (405-380 млн. лет) этап

Геохимические и изотопно-геохимические данные свидетельствуют, что состав рифтогенных магматических ассоциаций северо-западной Монголии формировался при участии источников магматизма двух типов. Ими определена смена существенно субщелочных ассоциаций Цаган-Шибетинской зоны щелочными ассоциациями других зон, более удаленных во внутриконтинентальную часть палеоконтинента и эта смена вписывается в общую вещественную зональность вкост простирания девонского Алтае-Саянского вулканоплутонического пояса в направлении с юго-запада на северо-восток. Такая зональность типична для внутриконтинентальной части границы континент-океан и, как было отмечено многими исследователями (Куно, 1970; Моссаковский, 1975; Зоненшайн и др., 1976; Гордиенко, 1987; Коваленко и др., 1984; Коваленко, Ярмолюк, 1990), характерна для краевых поясов активных континентальных окраин Андийского типа. Так, достаточно отчетливо проявлено влияние источников, связанных с зоной субдукции. Вероятно, этим влиянием можно объяснить такие особенности микроэлементного состава вулканитов Цаган-Шибетинской зоны, как относительно пониженные содержания легких РЗЭ и ряда других литофильных редких элементов, а также выраженный на спайдерграммах Ta-Nb и Ti минимумы, типичные для проявлений субдукционного известково-щелочного магматизма, связанного с развитием островных дуг (Ryerson, Watson, 1987; Hawksworth et al., 1993) и фронтальных частей активных континентальных окраин (Pearce, Cann, 1973; Bregueu et al., 1984; Kelemen et al., 1993).

Второй тип источников представляют породы Хан-Хухейской и Агардакской зон. Они характеризуются щелочным составом и по геохимическим параметрам соответствуют внутриплитным базальтам типа OIB, выплаваемым из обогащенного литофильными элементами мантийного источника.

Используя изотопный состав пород для оценки природы расплавов выше был сделан вывод, что источником рифтогенного магматизма являлась мантия, в которой выделяются две линейные области с однородным изотопным составом. Одна из этих областей отвечает мантии, обогащенной литофильными элементами и, в частности, радиогенным стронцием ($\epsilon^{378}_{Sr} = +14 - +47$), вторая близка по составу к деплетированной мантии ($\epsilon^{378}_{Sr} = +5 - -22$). Обе эти линейные области имеют секущее положение по отношению к геохимической зональности магматизма активной континентальной окраины, показывая тем самым, что контроль над геохимическим и изотопным составом имел разную природу. Так, наличие Ta-Nb минимума в геохимическом спектре состава пород Цаган-Шибетинской зоны свидетельствует об участии водного флюида в магнообразовании под этой частью рифтовой области. В более восточных участках такого влияния на микроэлементный состав пород не ощущается, хотя в изотопном плане среда магнообразования оставалась той же.

Эти соотношения можно разрешить в виде модели (рис. 20), предполагающей сложную геодинамическую обстановку формирования девонских магматических комплексов. В этой обстановке сочетаются внутриплитовые явления, вызванные прохождением Сибирского континента над горячей точкой мантии - Алтае-Саянским плюмом и явления, реализуемые на границе литосферных плит и связанные с растяжением континентальной коры в тыловой части активной континентальной окраины, которое компенсировало общее сжатие при взаимодействии океанической плиты Палеотетис с Сибирским континентом.

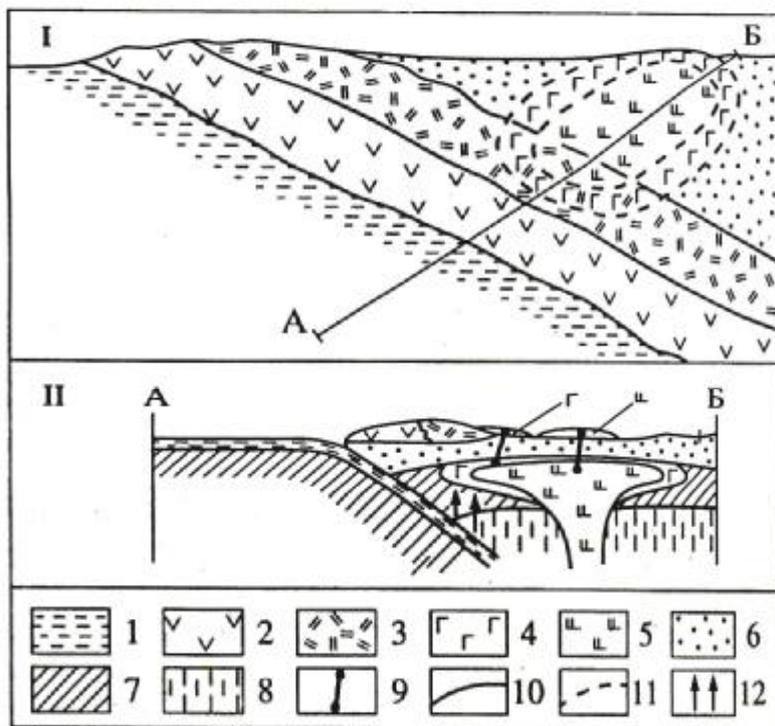


Рис. 20. Схема взаимодействия разных источников магматизма на девонской активной континентальной окраине. I – перспективный вид на активную континентальную окраину, II – разрез по линии А-Б.

1 – океаническая плита; 2-6 – комплексы континентальной окраины: 2 – магматические известково-щелочные, 3 – магматические субщелочные, 4 – магматические рифтогенные, отвечающие мантии с пониженным $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и соответствующая мантия на разрезе II, 5 – то же, но для мантии с повышенным $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 6 – амагматические; 7 – литосферная мантия; 8 – астеносферная мантия; 9 – очаги питания и соответствующие им вулканы; 10 – геологические границы; 11 – проекции границ разных по составу участков астеносферной линзы; 12 – водосодержащие флюидопотоки.

Карбон-триасовые этапы (320-190 млн. лет)

На этих этапах в пределах Центральной Азии была сформирована гигантская (3000 x 600 км) одноименная рифтовая система, которая является совокупностью разновозрастных рифтовых зон и ассоциирующихся с ними крупнейших гранитных батолитов. Ее заложение произошло в то время, когда эта часть Сибирского палеоконтинента развивалась в режиме активной континентальной окраины. Позднее этот режим сменился коллизионным, связанным со столкновением палеоконтинента, по-видимому, в конце карбона с Джунгарским сектором Казахстанского континента, а затем (в триасе) с Северо-Китайским континентом. Несмотря на меняющийся фон межлитосферного взаимодействия, характер рифтовых процессов оставался однотипным, изменялось лишь положение ареалов их проявления в пределах коллизионной области. Рифтогенные процессы происходили независимо от событий в зоне конвергенции Сибирского палеоконтинента с другими литосферными плитами и поэтому связываются с размещением источников рифтогенеза вне зоны литосферных столкновений, а именно в подлитосферной мантии в составе Сибирского и Монгольского мантийных плюмов, принадлежащих системе Центрально-Азиатского суперплюма. Перекрытие этих плюмов Сибирским континентом произошло в ходе закрытия Палео-Азиатского океана. Появление мантийных плюмов в основании территории Центральной Азии подтверждается геологическими, геохимическими и изотопными данными и подробно рассмотрено в общем контексте геологической истории региона в работах (Коваленко, Ярмолюк и др., 1999, Ярмолюк и др., 2000). В позднем карбоне в пределах южной активной окраины палеоконтинента возникло две замкнутые области внутриплитного магматизма, отстоящие друг от друга на расстояние более 2500 км. Одна из них определила формирование Сыннырской и Удино-Витимской рифтовых зон и возникшего между ними Ангаро-Витимского батолита, а в более широком выражении к образованию зонального Баргузинского магматического ареала. Последний, по-видимому, следует рассматривать как проекцию Сибирского плюма на земную поверхность, размер которого составлял не менее 300x600 км. Взаимодействие плюма и литосферы в этой части активной континентальной окраины растянулось примерно на 40 млн. лет между 320–280

млн. лет назад. В пределах другой области в интервале 318-290 млн. лет возникла Гоби-Тяньшаньская рифтовая зона, являющаяся проекцией Монгольского плюма.

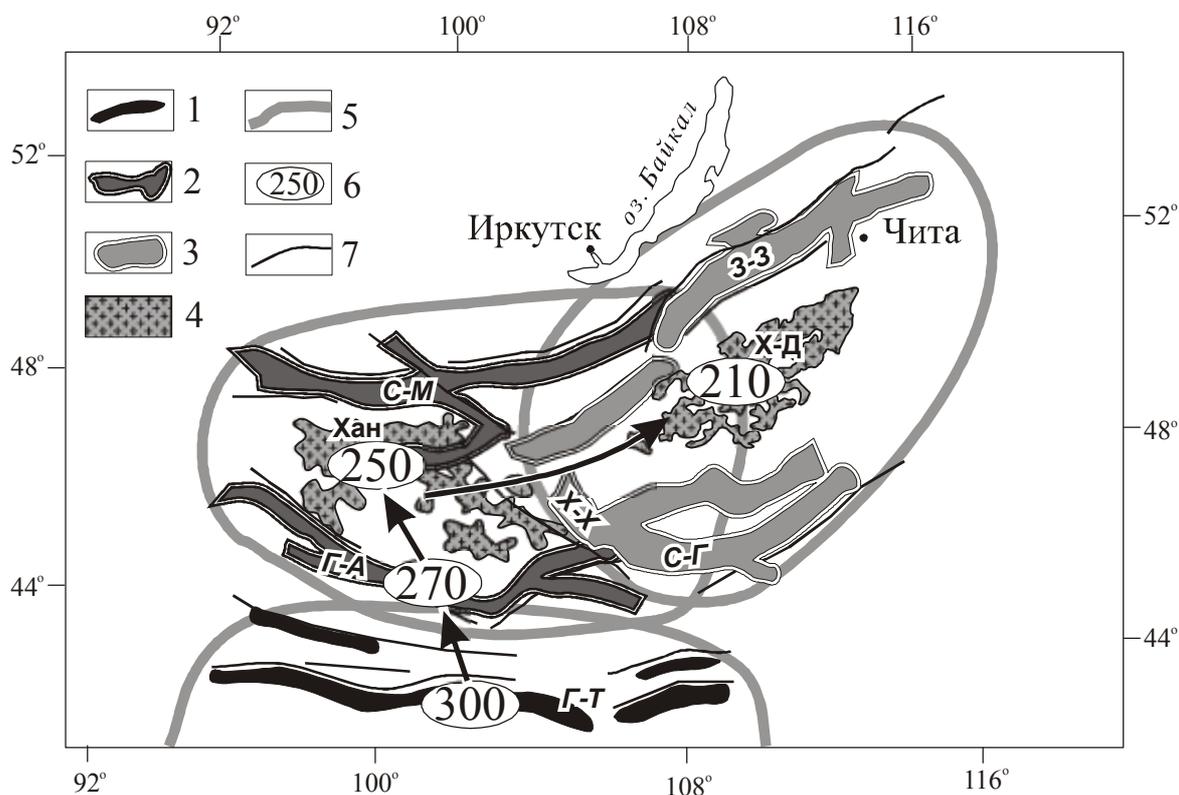


Рис. 21. Схема миграции на территории Центральной Азии ареалов внутриплитного магматизма, связанных с активностью Монгольского плюма. Смещение ареалов обусловлено движениями континентальной литосферной плиты над мантийным плюмом в направлениях противоположных указаний стрелок. 1-3 – рифтовые зоны: 1 – позднекарбоновые (Г-Т – Гоби-Тяньшаньская), 2 – пермские (Г-А – Гоби-Алтайская, С-М – Северо-Монгольская), 3 – раннемезозойские (З-З – Западно-Забайкальская, Х-Х – Харахоринская, С-Г – Северо-Гобийская); 4 – гранитоидные батолиты (Х-Д – Хентей-Даурский, Хан – Хангайский), 5 – границы проекции мантийного плюма, 6 – центры ареалов и возраст их формирования, 7 – разрывные нарушения.

Монгольский плюм оказал решающее влияние на магматизм СМЗРО. Так, в соответствии с данными (Ярмолюк, Коваленко, 1991; Ярмолюк и др., 1999, 2000) Сибирский палеоконтинент надвигался на Монгольский плюм со скоростью около 1.5–2 см/год, последовательно перекрывая его и формируя в своих пределах рифтовые зоны (рис. 21): Гоби-Тяньшаньскую (318–290 млн. лет), Гоби-Алтайскую (~280 - 270 млн. лет) и Северо-Монгольскую (~270–250 млн. лет). Изменчивость стронций-неодимовых характеристик базальтов согласуется с моделью формирования этих рифтовых зон в результате перекрытия палеоокеанического спредингового центра зоной субдукции и предусматривает последовательное погружение мантийного источника под все более мощную литосферу. Коллизия Сибирского и Сино-Корейского континентов началась в перми в то время, когда над Монгольским плюмом оказалась литосфера Центральной и Северной Монголии подвергаясь стрессовому воздействию, а процессы рифтогенеза охватили территорию Центральной Монголии (Ярмолюк, Коваленко, 1991). В результате здесь сформировался зонально-симметричный Хангайский магматический ареал, в центральной части которого располагался батолит, а по его южному и северному обрамлению соответственно Гоби-Алтайская и Северо-Монгольская рифтовые зоны с щелочногранитоидным и бимодальным магматизмом. В раннем мезозое (210-190 млн. лет) в связи с изменившимся в результате коллизии перемещением континента над Монгольским плюмом оказались более восточные

(в современных координатах) участки континентальной окраины, что привело к образованию Хентей-Даурского магматического ареала, подобного позднепермскому, с зональным распределением магматических образований. В соответствии с размерами зональных ареалов, размеры Монгольского плюма оцениваются в 600x800 км.

Позднемезозойские-кайнозойские этапы (от 165 млн. лет по настоящее время)

На протяжении последних 165 млн. лет эволюция магматизма Западно-Забайкальской вулканической зоны была сопряжена со сменой источников магматизма. В соответствии с результатами изотопной систематики базальтоидов, установлено, что на ранней стадии развития области в поздней юре и начале раннего мела магматические источники были обогащены радиогенным стронцием и в этом отношении были близки к обогащенной мантии типа EM-II. С конца позднего мела до начала позднего кайнозоя состав источников изменился на соответствующий умеренно деплетированной несовместимыми элементами мантии, близкой по составу источнику базальтов океанических островов (типа DM-OIB). Необходимо отметить, что в позднем кайнозое составы источников стали изменяться в сторону обогащения их, в первую очередь, Nd. Как свидетельствуют данные по магматизму Южно-Хангайского ареала (Ярмолюк и др., 1998), эта новая тенденция была вызвана появлением субстратов с характеристиками обогащенной мантии типа EM-I.

Установленные закономерности не зависят от того, в пределах какого из грабенов они изучались, и, таким образом, свойственны Западно-Забайкальской зоне в целом. Они свидетельствуют о постепенном изменении состава магматических источников во времени.

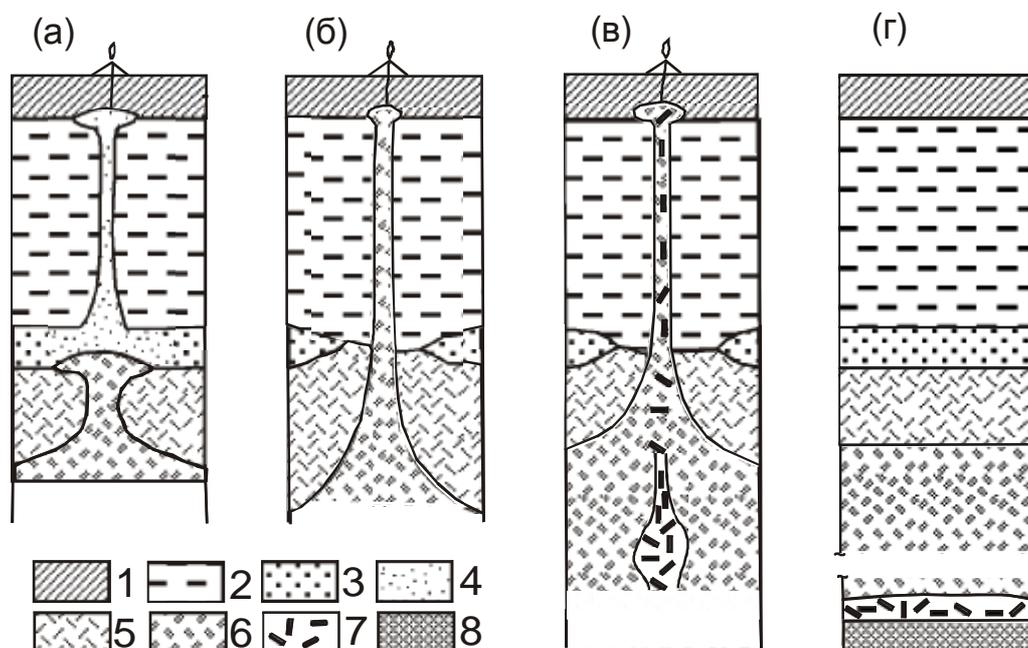


Рис. 22. Модель последовательного включения разных типов мантийных источников в формирование магматизма Западно-Забайкальской рифтовой зоны и строение мантии региона по (Ярмолюк и др., 1998).

1 - литосфера, 2-7 - типы мантии, 2 - деплетированная (верхняя мантия), 3 - обогащенная ^{87}Sr (типа OIB EM-II), 4 - то же, мобилизованная (подплавленная) под воздействием глубинных плюмов, 5 - умеренно деплетированная (типа DM OIB, нижняя мантия), 6 - то же, но в состоянии повышенной пластичности, отвечающая горячему полю мантии, 7 - обогащенная Nd (типа EM-I), 8 - ядро Земли. Этапы развития магматических источников (а) - позднеюрский-раннемеловой, (б) - позднемеловой-раннекайнозойский, (в) - позднекайнозойский, (г) - принципиальная схема строения мантии региона.

Для объяснения природы магматизма как Западно-Забайкальской, так и ряда других позднемезозойских-кайнозойских вулканических областей Центральной Азии была предложена модель их связи с соответствующими горячими точками мантии (Ярмолюк и др., 1995; Ярмолюк, Коваленко, 1995) и непрерывавшегося перемещения "горячего" вещества из нижних горизонтов мантии к подошве литосферы, где оно становилось магматическим протолитом (рис. 22). При этом отдельные типы мантийных резервуаров оставались поставщиками таких протолитов на протяжении многих десятков миллионов лет. Кроме того, учитывая согласованность в составе продуктов и времени проявления наиболее масштабных извержений в пространственно удаленных вулканических областях, этими авторами было выдвинуто предположение о связи горячих точек с общим для них питающим резервуаром - более глубоко расположенным горячим полем мантии. Мантия, поддерживавшая непрерывность существования горячей точки, являлась в той или иной степени обогащенной литофильными элементами относительно деплетированной литосферной мантии. По своим характеристикам она отвечала источникам типа OIB, варьируя между ее обогащенными и умеренно деплетированными подтипами. Эта мантия, вероятнее всего, обладает определенной стратификацией. В Центрально-Азиатском секторе ей соответствуют: слой мантии с характеристиками EM-II, предположительно тяготеющий к границе нижней и верхней мантии; расположенный ниже резервуар DM-OIB, вероятно представляющий нижнюю мантию; наиболее нижний слой, сформированный при участии DM OIB и EM-I.

Эволюция составов породных ассоциаций во времени: приложение к плюмовым моделям Хоффмана и Маруямы

Рассмотрим закономерности эволюции магматизма СМЗРО в приложении к моделями Хоффмана (Hofmann, 1997) и Маруямы (Maruyama, 1994), которые предусматривают формирование мантийных плюмов от границы ядро-мантия. В возрастной динамике магматических процессов СМЗРО достаточно четко обозначается рубеж 110 млн. лет (граница позднего мела и раннего мела), который является переломным в изменении состава магматических ассоциаций, геохимических и изотопных характеристик базальтов. Так, как уже отмечалось выше, до этого рубежа формировались преимущественно контрастные вулканические и интрузивные породные ассоциации. Только с конца раннего мела магматизм приобрел черты однородности с образованием субщелочных и щелочных базальтоидов. В среднепалеозойских-раннемезозойских возрастных группах базальты обладают положительными аномалиями Ba, K, Pb и Sr и отрицательными - Th, U, Nb и Ta. Эти данные хорошо согласуются с палеогеодинамическими реконструкциями и существованием сложных геодинамических обстановок, в которых сочетаются обстановки активных континентальных окраин и внутриплитовые рифтогенные. В соответствии с моделями Хоффмана и Маруямы источником магм в этих случаях является как субдуцированный материал, участвующий в рециклинге через мантийные плюмы, так и вещество самих плюмов. Начиная с раннего мела геохимические аномалии сглаживаются и особенно ярко проявляется тенденция возрастания в базальтах содержаний Nb и Ta и, таким образом, наиболее полного соответствия их составам модельных источников типа OIB-DM. Это, вероятно, является доказательством "вырождения" захороненных субстратов палеозон субдукций и наиболее полной реализацией плюмового внутриплитового магматизма. Соответствующая смена состава источников материнских расплавов находит свое подтверждение и в согласованном изменении изотопных параметров базальтов. Они также имеют возрастную направленность: согласно Nd-Sr изотопной систематике изменения изотопного состава базальтов сопряжены с изменениями во времени состава мантийных источников в последовательности OIB EM-II (средний палеозой - ранний мел) → OIB DM (поздний мел - ранний кайнозой).

Кроме того, на протяжении позднего мела и начала раннего кайнозоя масштабы магматической деятельности резко сократились, что является дополнительным аргументом существования рубежа, на котором произошла смена вещественного состава мантийных плюмов.

Почему Северо-Монгольско-Забайкальская рифтовая область служила ареной непрекращающихся магматических событий с девона до настоящего времени

В строении разновозрастных магматических ареалов Центрально-Азиатского складчатого пояса положение Северо-Монгольско-Забайкальской рифтовой области контролируется совокупностью крупных расколов, отвечающих сутурным границам Тувино-Монгольского, Баргузинского, Хангайского и Северо-Хентейского докембрийских микроконтинентов с каледонским основанием. Можно предположить, что эта система расколов, являясь литосферной границей, трассировала ослабленные зоны также в основании литосферы. Существующие модели появления и отмирания мантийных плюмов в основании территории Центральной Азии в общем контексте ее геологической истории показывают, что в эпохи появления плюмов под литосферой Центральной Азии такие зоны превращались в своеобразные астеносферные ловушки. В пределах этих ловушек астеносфера наиболее активно воздействовала на литосферу и, таким образом, способствовала проявлению рифтогенеза вдоль сутурных границ. Так, по-видимому, происходило в девоне, карбоне, перми, триасе, позднем мезозое-кайнозое, т. е. практически на протяжении всего фанерозоя, когда астеносфера мантийных плюмов в поисках выхода на земную поверхность перемещалась в литосферные ловушки в пределах одной и той же Северо-Монгольско – Забайкальской системы сутурных разломов и активизировала вдоль этой системы процессы рифтогенеза на разных ее флангах.

По теме диссертации опубликовано 46 печатных работ, главные из которых следующие:

1. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. Девонские магматические ассоциации со щелочными породами северо-западной Монголии // Геология и геофизика. 1992. № 8. С. 62-68.
2. Воронцов А.А. Петрохимическая характеристика девонского субщелочного-щелочного магматизма северо-западной Монголии // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 8. С. 117-124.
3. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. Петрогеохимические особенности базитов девонских грабенов северо-западной Монголии // Доклады РАН. 1993. Т. 328. № 4. С. 494-498.
4. Ярмолюк В.В., Воронцов А.А. Девонский вулканизм восточного обрамления Монгольского Алтая и его структурная приуроченность // Геотектоника. 1993. № 4. С. 76-86.
5. Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Строение и рубидий-стронциевый возраст базальт-комендит-щёлочнотитанитовой ассоциации восточной части хребта Хан-Хухей (Монголия) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. С. 38-47.
6. Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Коваленко В.И., Журавлев Д.З. Изотопная неоднородность источников позднепалеозойского внутриплитового магматизма Центральной Азии (на основе данных по изотопам Sr и Nd базальтов бимодальных ассоциаций) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 6. С. 1142-1147.
7. 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.
8. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Источники базитовых расплавов девонских бимодальных рифтогенных магматических

- ассоциаций Центральной Азии (на основе данных о редких элементах и изотопах стронция в базитах северо-западной Монголии) // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 236-252.
9. Ярмолюк В.В., Самойлов В.С., Иванов В.Г., Воронцов А.А., Журавлев Д.З. Состав и источники базальтов позднепалеозойской рифтовой системы Центральной Азии (на основе геохимических и изотопных данных) // Геохимия. 1999. № 10. С. 1027-1042.
 10. Воронцов А.А., Иванов В.Г., Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Сандиминова Г.П., Смирнов В.Н. Позднемезозойская бимодальная щелочная вулканическая ассоциация Западного Забайкалья и возраст ее формирования: геологические и геохронологические (Rb-Sr и K-Ar) данные // Доклады РАН. 1999. Т. 369. № 2. С. 220-224.
 11. Иванов В.Г., Ярмолюк В.В., Антипин В.С., Горегляд А.В., Воронцов А.А., Байкин Д.Н., Никифоров А.В. Внутриконтинентальный магматизм как индикатор процессов, вызвавших образование Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 4. С. 557-563.
 12. Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Байкин Д.Н., Сандиминова Г.П. Эпохи бимодального и щелочногранитного магматизма в Западном Забайкалье: геохронологические данные по району Тугнуйской впадины // Доклады РАН. 2000. Т. 373. № 1. С. 78-83.
 13. Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Сандиминова 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.
 14. Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И., Бор-мин Джань, Занвилевич А.Н., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Кузьмин Д.В., Сандиминова Г. П. Этапы формирования и источники щелочно-гранитоидного магматизма Северо-Монгольского – Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология. 2001. Т. 9. № 4. С. 351-380.
 15. 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.
 16. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. Позднепалеозойский-раннемезозойский щелочно-бимодальный магматизм Северо-Монголо-забайкальского рифтового пояса: этапы формирования, состав и геодинамические условия проявления // Геология, геохимия и геофизика. Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 10-летию Российского фонда фундаментальных исследований. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2002. С. 202-204.
 17. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. Пермо-триасовый бимодальный рифтогенный магматизм Центральной Азии и геодинамические условия его формирования (на примере Северо-Монгольско-Забайкальского рифтового пояса) // Материалы международного симпозиума “Мантийные плюмы и металлогения”. Петрозаводск-Москва. Институт геологии Карельского НЦ РАН, АНО НИ “Центр геофизических исследований”. 2002. С. 36-39.
 18. Воронцов А.А., Сандиминова Г.П. Источники бимодального магматизма Цаган-Хуртейского грабена Западно-Забайкальской рифтовой области (на основе данных по изотопному составу Sr, Nd и Pb в трахибазальтах, трахитах и трахириолитах-комендитах) // Геохимия и петрология магматических процессов. Материалы научных чтений, посвященных памяти М.Н. Захарова. Иркутск: ИрГТУ. 2002. С. 23-26.
 19. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. Северо-Монгольская-Забайкальская рифтовая система (этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика) // Вулканизм и геодинамика. Материалы 2-го Всероссийского симпозиума по вулканологии и

- палеовулканологии. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. 2003. С. 201-205.
20. 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.
 21. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. Северо-Монгольская-Забайкальская полихронная рифтовая система (этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика) // Литосфера. 2004. № 3. С. 17-32.
 22. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Пономарчук В.А., Владыкин Н.В., Воронцов А.А., Козловский А.М., Лебедев В.И., Никифоров А.В., Саватенков В.М. Магматизм как отражение эволюции коровых и мантийных процессов в истории формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса (данные геохронологических и изотопно-геохимических исследований) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания по программе фундаментальных исследований. 2004. Вып. 2. Том 2. Иркутск. С. 171-174.
 23. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А. Состав и источники магматических ассоциаций раннемезозойской эпохи развития Монголо-Забайкальской рифтовой системы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания по программе фундаментальных исследований. 2004. Вып. 2. Том 1. Иркутск. С. 80-83.
 24. Vorontsov A.A., Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Lykhin D.A., Drill S.I., Tatarnikov S.A., Sandimirova G.P. Composition, sources and conditions of magmatism in the north Mongolia – Trans-Baikal early Mesozoic rift zone // Proceeding of 5 International Workshop “Problems of sources of deep magmatism and plumes”. Petropavlovsk-Kamchatsky-Irkutsk, Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Institute of Vulcanology and Seismology FEB RAS, RFBR. 2005. Publishing House of the Institute of Geography SB RAS. Vol. 1. P.59-91.
 25. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козловский А.М., Воронцов А.А., Саватенков В.М. Позднепалеозойская – раннемезозойская рифтовая система Центральной Азии: состав и источники магматизма, закономерности формирования и геодинамика. В кн.: Проблемы тектоники Центральной Азии. 2005. Москва: Научный мир. С. 197-236.
 26. Воронцов А.А., Дриль С.И., Дутов Е.Н., Андриященко С.В. Rb-Sr изотопная систематика рифтогенных трахибазальт-трахит-щелочнориолитовых ассоциаций южного обрамления Сибирской платформы: геохронологические данные по Кропоткинскому (Хойто-Окинское междуречье, Восточный Саян) и Хамбинскому (Западное Забайкалье) палеограбенам // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизм. Материалы III научной конференции по изотопной геохронологии, Москва, ИГЕМ РАН. 2006. Т. 1. Москва: ГЕОС. С. 164-168.
 27. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Андриященко С.В., Дриль С.И., Кузьмин М.И. Хамбинский грабен и закономерности ранних этапов формирования позднемезозойской рифтовой системы Западного Забайкалья: данные геологических и геохронологических Rb-Sr и K-Ar исследований // Доклады РАН. 2006. Т. 411. № 1. С. 100-105.
 28. 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.
 29. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. История формирования и эволюция магматизма Западно-Забайкальской рифтовой области в позднем мезозое и кайнозое (на примере ее центрального Тугнуйско-Хилокского сектора) // Вулканология и сейсмология. 2007. № 4 (в печати).