

**СЕВЕРО-МОНГОЛЬСКАЯ–ЗАБАЙКАЛЬСКАЯ ПОЛИХРОННАЯ РИФТОВАЯ СИСТЕМА (ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ, МАГМАТИЗМ, ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ, ГЕОДИНАМИКА)**

**А.А. Воронцов\*, В.В. Ярмолук\*\***

*\*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН  
664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1-а  
E-mail: voron@igc.irk.ru*

*\*\*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН  
119017, Москва, Старомонетный пер., 35  
E-mail: volya@igem.ru*

*Поступила в редакцию 17 февраля 2004 г.*

Полихронная Северо-Монгольская–Забайкальская рифтовая система (СМЗР) протягивается через Северную Монголию и все Забайкалье на расстояние свыше 2000 км при ширине 200–300 км. Эта система объединяет параллельные, в том числе наложенные друг на друга, разновозрастные грабены, а также сопровождающие грабенообразование пояса базальтового, бимодального и щелочного магматизма. В результате геологических и геохронологических исследований выявлены этапы магматической активности в пределах СМЗР: ранне-среднедевонский, позднекарбонный – раннепермский, пермский, раннемезозойский и позднемезозойский-кайнозойский.

Показано, что установленные вариации геохимических характеристик магматических пород коррелируют с изменениями изотопных составов источников расплавов и имеют возрастную направленность. Геохимические и изотопно-геохимические характеристики базальтоидов свидетельствуют, что источником внутриплитных процессов и магматических расплавов в среднем палеозое-мезозое служила умеренно-деплементированная типа PREMA и обогащенная Sr мантия типа EM-II. В самом конце мезозоя и первой половине кайнозоя возобладали источники магматизма типа PREMA, со второй половины кайнозоя (~с 15 млн лет) в составе вулканитов при их формировании начинает участвовать источник, соответствующий мантии типа EM-I. Предполагается, что подобные закономерности обусловлены тем, что на разных этапах своего развития рифтовая система попадала в сферу воздействия разных мантийных плюмов.

Ключевые слова: *Северо-Монгольская–Забайкальская рифтовая система, магматизм, эволюция, химический и изотопный состав, источники вещества, геодинамика.*

**NORTH-MONGOL–TRANSBAIKAL POLYCHRONIC RIFT SYSTEM  
(STAGES OF FORMATION, MAGMATISM, SOURCES OF MELTS, GEODYNAMICS)**

**A.A. Vorontsov\*, V.V. Yarmolyuk\*\***

*\*A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, SB RAS*

*\*\*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS*

The polychronous North-Mongol–Transbaikal Rift System (NMTR) stretches through the Northern Mongolia and Transbaikalia over 2000 km. Its width varies from 200 to 300 km. This system unites parallel including the superimposed grabens of different age as well as belts of basaltic, bimodal and alkaline magmatism which are associated with graben-formation. The geochronological and geological investigations revealed the stages of magmatic activity within NMTR: Early-Middle Devonian, Late Carbonaceous – Early Permian, Permian, Early Mesozoic and Late Mesozoic-Cenozoic.

It is shown that the revealed variations in geochemical characteristics of magmatic rocks correlate with changes of isotope compositions of melts and are age-directed. Geochemical and isotope-geochemical characteristics of basaltoids indicate that the source of intraplate processes and magmatic melts in the Middle Paleozoic-Mesozoic was the moderately depleted PREMA mantle and EM-II mantle enriched in Sr mantle. At the end of Mesozoic-early Cenozoic PREMA type sources were predominant, while the

source, corresponding to EM-I started to be significant in the composition of volcanic rocks from the second half of the Cenozoic (~from 15 Ma). Such features result from the fact that at different stages of the evolution the rift system underwent the influence of different mantle plumes.

Key words: *North-Mongol-Transbaikal rift system, magmatism, evolution, chemical and isotopic composition, sources substance, geodynamics.*

## ВВЕДЕНИЕ

На протяжении всего фанерозоя южное складчатое обрамление Сибирской платформы неоднократно вовлекалось в процессы внутриплитной активизации. В результате в пределах этой гигантской территории сформировался ряд крупных областей внутриплитного магматизма. В раннем-среднем палеозое возникла Алтае-Саянская область, включившая территории Северной Монголии, Восточного и Западного Саяна, Монгольского и Горного Алтая. В конце каменноугольного периода образовалась крупная Баргузино-Витимская область, охватившая практически всю территорию Западного Забайкалья [Ярмолюк и др., 1997а]. На протяжении перми и триаса была сформирована крупнейшая Центрально-Азиатская рифтовая провинция, протянувшаяся более чем на 2500 км от Восточного Казахстана и Синьцзяна до Забайкалья и Северо-Восточного Китая [Ярмолюк, Коваленко, 1991]. В позднем мезозое и кайнозое в пределах территории Центрально-Азиатского складчатого пояса возник ряд автономно развивавшихся внутриплитных областей таких, как Южно-Хангайская, Западно-Забайкальская, Южно-Байкальская и другие [Ярмолюк, Коваленко, 2003а]. 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, 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 активности, проявившиеся на протяжении фанерозоя в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы. В результате в

этой зоне разломов возникла система в целом параллельных, в том числе наложенных друг на друга, разновозрастных грабенов, а также сопровождавших грабенообразование поясов бимодального и щелочного магматизма. Эта система выделяется нами как полихронная Северо-Монгольская-Забайкальская рифтовая система (СМЗР). 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 системы) на состав вызванного этой активностью магматизма и ряда других. В статье приводится общая характеристика строения и развития полихронной рифтовой системы, выделены основные этапы ее формирования и рассмотрены закономерности эволюции магматизма в ее пределах.

## КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Рифтовая система протягивается через Северную Монголию и все Забайкалье на расстоянии 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. Так, в западной части Северной Монголии этот пояс разломов, так же как и контролируемая им рифтовая система, прослеживается вдоль хребта Хан-Хухей, являющегося южной границей Сангиленна, входящего в состав Тувино-Монгольского

массива. Далее она следует вдоль хр. Болнай и трассируется здесь узкой полосой офиолитов Джидинской зоны, разделяющей Тувино-Монгольский и Хангайский террейны. Еще далее, к востоку, на территории Западного Забайкалья она следует вдоль междуречья рек Уда, Витим и Хилок. Здесь ее разломы совпадают с узкой зоной развития раннекаледонских структур, разделивших Баргузинский и Северо-Хентейский–Бутулиннуринский террейны (рис. 1). Таким образом, можно говорить, что рассматриваемая система разломов заложилась на самых ранних стадиях формирования каледонид

в ходе аккреции комплекса структур каледонского 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.

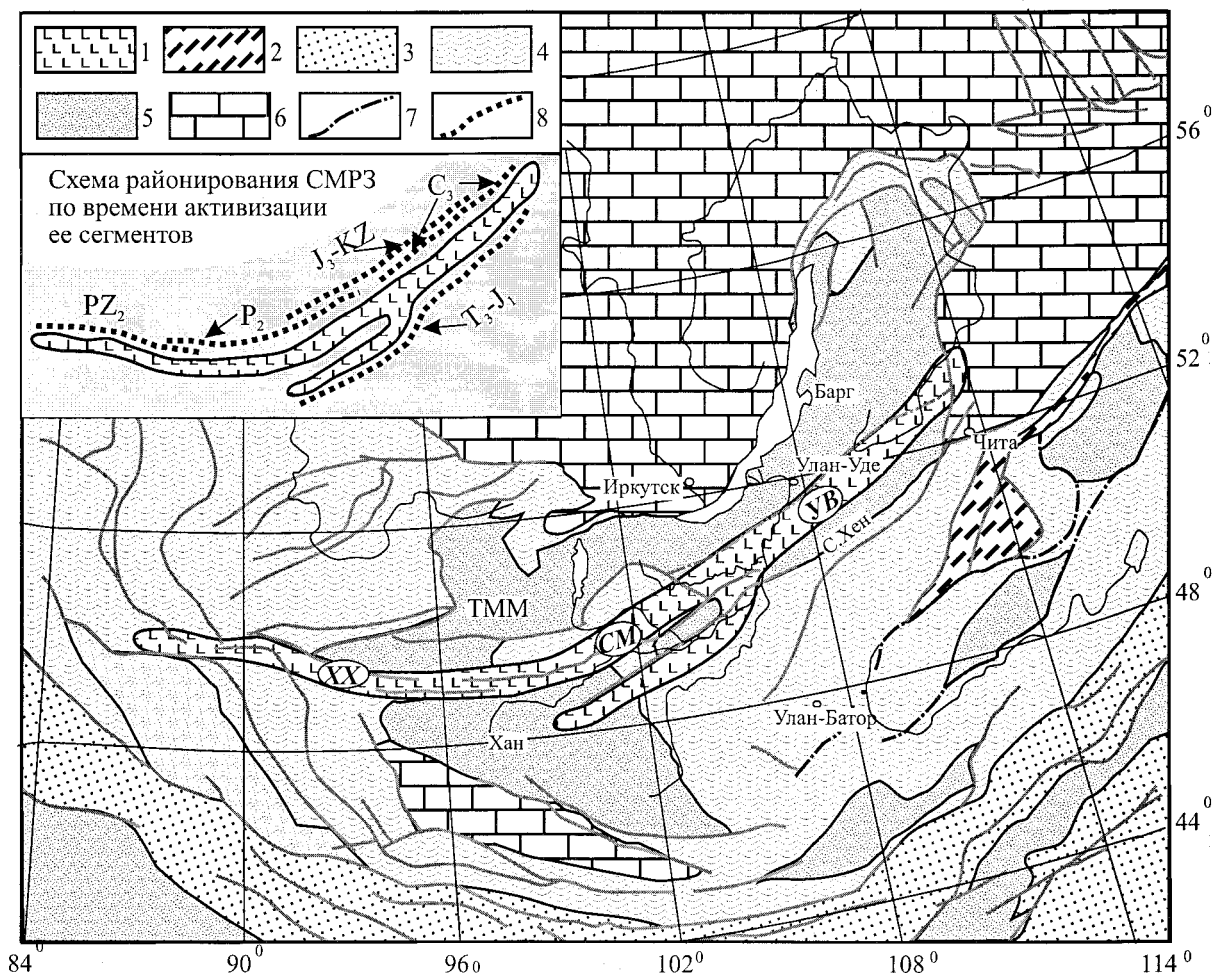


Рис. 1. Положение Северо-Монгольской–Забайкальской полихронной рифтовой системы в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса.

1 – рифтовая система, 2-6 – типы структур в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы: 2 – мезозоиды, 3 – герциниды, 4 – каледониды, 5 – террейны рифейской коры, 6 – дорифейские континентальные блоки, 7 – разломы, 8 – сегменты СМРЗ, активизированные в разные этапы ее развития.

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

Сегменты рифтовой системы (выделены полужирным курсивом): **XX** – Хан-Хухейский, **СМ** – Северо-Монгольский, **УВ** – Удино-Витимский.

В пределах СМЗР широко распространены щелочные породы: субщелочные и щелочные базальты, тешениты, тефриты, фонолиты, трахиты, комендиты и пантеллериты, щелочные сиениты и граниты, нефелиновые сиениты (местами с мариуполитами), а также карбонатиты. Структурный фон распределения ассоциаций определяют грабены, горсты, приразломные впадины и системы нор-

мальных разломов, а общее их распространение обладает хорошо выраженной пространственной обособленностью. В этой рифтовой системе, на основе геологических и геохронологических исследований, мы выделяем ряд этапов рифтогенного (или внутривулканического) магматизма, различающихся составом ассоциаций, а также геодинамическими обстановками формирования (таблица).

Этап (возраст в млн лет)	Сегменты рифтовой системы	Магматические ассоциации	Геодинамическая обстановка
Позднекайнозойский (<25)	Удино-Витимский (Витимское лавовое плато)	Базальты, щелочные базальты (продукты платоизлияний)	Внутриконтинентальная горячая точка
Позднемеловой-раннекайнозойский (100–5)	Удино-Витимский (Хилокский, Тугнуйский, Удской, Джидинский грабены)	Щелочные и субщелочные породы основного состава, связанные со щитовыми вулканами, лавовыми плато, штоками, лавовыми куполами и экструзиями	Внутриконтинентальный рифтогенез
Позднеюрский-раннемеловой (165–100)	Удино-Витимский (Хилокский, Тугнуйский, Удской, Джидинский грабены)	Бимодальные трахириолит-пантеллеритовые ассоциаций, субщелочные базальты, тефриты, фонолиты и трахиты в ассоциации с нефелиновыми сиенитами, шонкинитами, карбонатитами	
Раннемезозойский (225–90)	Удино-Витимский (Хилокский, Цаган-Хуртейский, Тугнуйский грабены)	Базальтовые, базальт-трахитовые, бимодальные-базальт-трахит-пантеллеритовые в ассоциации со щелочными гранитами	Обстановка континентальной коллизии с перекрытым мантийным плюмом
Пермский (270–250)	Северо-Монгольский (Северо-Монгольская–Алтайская система грабенов)	Бимодальный-базальт-трахит-пантеллеритовый в ассоциации со щелочными гранитами	Обстановка активной континентальной окраины с перекрытым мантийным плюмом
Позднекарбонный-раннепермский (320–285)	Удино-Витимский (Удино-Витимская рифтовая зона)	Щелочные граниты, сиениты, щелочные и субщелочные габброиды, ультраосновные щелочные комплексы с карбонатитами (сайженский комплекс)	
Ранне-среднедевонский (400–380)	Хан-Хухейский (Хан-Хухейская–Алтайская система грабенов)	Базальтовые, бимодальные-базальт-трахитовые, базальт-трахириолит-пантеллеритовые в ассоциации с тешенитами и щелочными гранитами	

## ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ И ТИПЫ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

*Ранне-среднедевонский этап* охватил проявления внутриплитной активности, протекавшей в интервале 400-380 млн лет назад в пределах западного Хан-Хухейского сегмента рифтовой системы (Северо-Западная Монголия). На этом этапе произошло формирование трахибазальт-трахит-щелочно-трахириодацитовых, трахибазальт-трахириолит-пантеллеритовых вулканических ассоциаций с многочисленными субвулканическими телами пород того же состава – тешенитов, сиенитов, мариуполитов, щелочных микрогранитов, а также массивов щелочных гранитов. В современной структуре эти породы сохранились совместно с разновозрастными осадочными образованиями в строении цепочек небольших приразломных впадин и грабенов, сосредоточенных в пределах границ раннекаледонской Озерной зоны с Хан-Хухейским выступом докембрийских кристаллических пород. Эта цепь грабенов прослеживается по южному склону и центральной части хр. Хан-Хухей на расстояние свыше 250 километров. Грабены сопровождаются продольными разломами сбросового типа и дайками базитов, что указывает на формирование грабенов в режиме растяжения их бортов (режим рифтогенеза) [Воронцов, Ярмолюк, 1992, 1993; Воронцов, 1993, 1994; Воронцов и др., 1997a]. Ранне-среднедевонский возраст магматических породных ассоциаций обоснован находками фауны в осадочных породах ряда опорных вулканогенно-осадочных разрезов [Гаврилова, Лувсанданзан, 1983; Дергунов, 1989]. Рифтогенез был связан с деятельностью Алтае-Саянской горячей точки мантии, породившей, помимо названных приразломных впадин и грабенов, еще серию разноориентированных грабенов (в том числе Минусинские, Кузнецкого Алагау, Агульский и др.), рассредоточенных по площади современной Алтае-Саянской горной области.

*Позднекарбонный-раннепермский этап* пришелся на интервал времени 320-285 млн лет и был связан с формированием крупного зонального магматического ареала с Ангаро-Витимским батолитом в центральной его части. Образование этого ареала было сопряжено с воздействием мантийного плюма на активную континентальную окраину, находившуюся в состоянии стрессового давления со стороны океанической

литосферы [Ярмолюк, Коваленко, 2003б]. Следы плюмового воздействия зафиксированы во многих участках зонального ареала и, в частности, представлены многочисленными синплутоническими дайками щелочных габброидов. На участке пересечения горячей точки мантии с разломами СМЗР взаимодействие плюма и литосферы привели к возникновению рифтовой зоны, трассируемой в современной структуре поясом массивов щелочных гранитов, нефелиновых и щелочных сиенитов, расслоенных габбро, ультраосновных щелочных пород с карбонатами сайженского комплекса. Этот пояс прослеживается от южной оконечности оз. Байкал вдоль междуречья рек Уда и Тугнуй вплоть до Витимского плоскогорья на расстоянии более 1000 км. Возраст пород в его пределах определяется в интервале 320–280 млн лет, исходя из полученных в последнее время на основе U-Pb, Rb-Sr и Ar-Ar геохронологических исследований разных по составу пород этой зоны: щелочных габброидов, участвующих в строении Ангаро-Витимского батолита (320–285 млн лет, [Ярмолюк и др., 1997a]); щелочных гранитов Брянского и Хоринского массивов (280–290 млн лет, данные Б.А. Литвиновского и др.); расслоенных габбро Арсеньевского и Оронгойского массивов (279–290 млн лет, наши неопубликованные данные); возраста большой группы массивов сиенитов и щелочных гранитов (300–280 млн лет [Занвилевич и др., 1985; Литвиновский и др., 1999]).

*В пермский этап* объединены проявления внутриплитной активности, протекавшие между 270 и 250 млн лет. На этом этапе рифтогенной деятельностью был охвачен центральный (Северо-Монгольский) сегмент рифтовой системы. В результате здесь возникла Северо-Монгольская рифтовая зона [Ярмолюк и др., 1997б, 1999], контролируемая Болнайско-Северохангайским поясом разломов и имеющая протяженность свыше 500 км при ширине до 70 км. В ее пределах сосредоточены пояса разломов, рой даек, массивы щелочных гранитов, а также поля вулканических пород, выполняющие продольные грабены. Вулканические толщи сложены базальтовыми и бимодальными базальт-щелочносалическими (комендиты, пантеллериты, щелочные трахидациты, трахириолиты) вулканическими ассоциациями. Мощности разрезов составляют до 3500 м и в среднем превышают 2000 м, а общий объем излившихся вулканитов в Северо-Монгольской рифтовой зоне был дос-

таточно велик и оценивается в 50000 км<sup>3</sup>. Следует отметить, что Северо-Монгольская рифтовая зона, возраст которой, по палеофлористическим данным, отвечает верхней перми, а Rb-Sr датировки вулканитов [Ярмолук и др., 1990, 1995а] варьируют от 249 до 256 млн лет, представляет крайнюю северную зону в строении крупной позднепалеозойской рифтовой системы Центральной Азии, развитие которой происходило в интервале между 300 и 250 млн лет назад.

**Раннемезозойский этап** продолжался, по-видимому, в интервале 225-190 млн лет назад и охватил восточный (Западное Забайкалье) и центральный (Северная и Центральная Монголия) сегменты рифтовой системы. В Западно-Забайкальском сегменте в это время были сформированы крупные вулканоплутонические структуры площадью до 2000 км<sup>2</sup>, в строении которых различаются поля вулканитов щелочно-бимодальных ассоциаций и массивы щелочных гранитов и сиенитов [Литвиновский и др., 2001; Ярмолук и др., 2001]. Согласованный характер распространения плутонических и вулканических пород этого этапа в виде единой полосы плутонов и вулканических полей, большие мощности (до 2000–3000 м) вулканических толщ, сложенных трахибазальтами, трахитами, трахириолитами-трахидацитами, комендитами, и связь их с грабенами, наличие субпараллельных грабенам базальт-комендитовых дайковых поясов большой протяженности с участием и щелочных гранитоидов свидетельствуют о связи магматизма повышенной щелочности с процессами рифтогенеза и позволяют выделить в регионе крупную раннемезозойскую Западно-Забайкальскую рифтовую зону. В современной структуре она представляет относительно узкую (до 120 км) и протяженную (~1000 км) полосу выходов раннемезозойских щелочных пород и контролирующих их грабенов, протянувшихся в юго-западном направлении от центральных участков Витимского плоскогорья до бассейна р. Джиды. Бимодальные вулканические толщи традиционно относятся к так называемой цаганхунтейской вулканогенной свите, петротип которой был выделен в хр. Цаган-Хуртей. Отложения этой свиты, изохронный Rb-Sr возраст которых варьирует от 194 млн лет на Моностойском до 214 млн лет на Устьсухаринском участке Тугнуйского грабена [Ярмолук и др., 2000а] и от 209 млн лет на Саранском до 212 млн лет на Зуннеметейском участке Цаган-Хуртейского грабена [Воронцов и др., в печати], прорваны

щелочными гранитами и кварцевыми сиенитами Атхинского, Тайдутского и других более мелких массивов. В то же время принято считать, что интрузивным аналогом вулканитов цаганхунтейской свиты являются щелочные граниты и граносиениты Малокуналейского комплекса, возраст которых определен Rb-Sr методом в 233 млн лет [Шергина и др., 1979]. Кроме того, в соответствии с новыми данными геохронологического датирования Rb-Sr методом близкие возрастны характеристики имеют также и другие интрузивные щелочные породы Западно-Забайкальской рифтовой зоны. Так, датировки щелочных гранитов Харитоновского массива, расположенного на западном фланге Тугнуйского грабена, варьируют в пределах от 221 млн лет [Литвиновский и др., 1995] до 209 млн лет [Ярмолук и др., 2002], возраст щелочных пород в центральной части рифтовой зоны на северо-западном и северном обрамлении вулканического поля Цаган-Хуртейского грабена был оценен в 224 млн лет (массив «Шток» Ермаковского бериллиевого месторождения) [Лыхин и др., 2001]. В северо-восточной части зоны в междуречье Витима и Каренги, по данным Ф.М. Ступака [Ступак, 1999], щелочные гранитоиды сформировались 209 млн лет тому назад.

Монгольский сегмент рифтовой системы имеет протяженность около 600 км при ширине около 120-150 км. Он прослеживается вдоль долины р. Орхон и отчетливо разделяется на две части – восточную и западную. В пределах восточной части Монгольского сегмента рифтовой системы распространены исключительно плутонические образования – массивы габброидов и щелочных гранитов [Карта геологических формаций..., 1989]. Для западной части характерен ряд разных по размеру впадин, выполненных раннемезозойскими осадочными и вулканогенными образованиями [Мезозойская и кайнозойская..., 1975]. Среди вулканических пород Орхонской (~120x150 км), Бат-Ценгельской (~15x30 км) и Верхне-Хануйской (~30x30 км) впадин наиболее широко распространены трахиандезитобазальты, трахибазальты, реже встречаются трахиандезиты, фонолиты и трахиты. Возраст формирования впадин установлен на основе датирования трахибазальтов (226±5 млн лет) и по флористическим остаткам средне-позднетриасовых растений в терригенных отложениях абзогской толщи, которая связана фациальными переходами с вулканогенными породами [Моссаковский и др., 1973].

Западнее, на территории Северной Монголии, проявления триасового магматизма неизвестны. Это позволяет говорить о скачкообразном смещении центров внутриплитного магматизма в пределах Северо-Монгольской—Забайкальской рифтовой системы, произошедшем в интервале времени между 250 и 190 млн лет.

**Позднемезозойский—кайнозойский этап** охватывает интервал времени с конца средней юры (~165 млн лет) по настоящее время и характеризуется неравномерной магматической активностью. На этом этапе возникли разновозрастные магматические ассоциации, широко распространенные на территории Забайкалья от верховьев р. Селенга на западе до Витимского плоскогорья на востоке, то есть в центральном и восточном секторах рифтовой системы.

В поздней юре—раннем мелу (165–100 млн лет) развитие вулканических областей было сопряжено с образованием крупных грабенов и сопровождалось достаточно масштабной магматической деятельностью. В этих областях на разных стадиях их развития возникли разнообразные преимущественно высокощелочные магматические ассоциации. Так, в результате проведенных за последнее десятилетие исследований [Шадаев и др., 1992; Иванов и др., 1995; Литвиновский и др., 1996; Гордиенко и др., 1997; Воронцов и др., 1997б, Воронцов и др., 2002] и на основе многочисленных данных К-Аг и Rb-Sr методов датирования, была получена принципиально новая информация о возрастных рубежах магматизма Джидинского сектора Северо-Монгольской—Забайкальской рифтовой системы. Джидинский сектор расположен к западу от меридионального отрезка р. Селенги, главным образом в бассейне р. Джиды. Установлено, что история его развития охватывает возрастной диапазон 165–100 млн лет (с поздней юры до конца раннего мела), в течение которого произошло, по крайней мере, 6 вспышек магматической активности, выделяемых в качестве этапов, каждому из которых соответствует определенный тип магматических ассоциаций, различающихся составами вулканических продуктов. Среди них преобладают базиты повышенной щелочности, но также распространены фонотефриты, субщелочные-щелочные трахиты, нефелиновые сиениты, трахириодациты, трахириолиты и комендиты, а также карбонатиты. Во времени состав вулканических продуктов закономерно изменялся. Так, салические породы формировались на ранних этапах этого

сектора, 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-нефелинсиенитовая ассоциация. К концу раннего мела и началу позднего мела в составе породных ассоциаций салические породы отсутствуют.

Расцвет тектонической и магматической активности пришелся на начало 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) развитие Северо-Монгольской—Забайкальской рифтовой системы было связано с процессами новейшей внутриплитной вулканической и тектонической активизации, охватившей территорию Центральной и Восточной Азии. Магматические продукты представлены базальтами повышенной щелочности. На ранних стадиях формирования вулканических районов преобладали трещинные излияния, затем следовали локальные излияния центрального типа, и в завершающей стадии возникли шлаково-бомбовые вулканы [Ярмолюк и др., 2000б].

#### СОСТАВ ПОРОДНЫХ АССОЦИАЦИЙ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ РИФТОГЕННОГО МАГМАТИЗМА ВО ВРЕМЕНИ

В развитии Северо-Монгольской—Забайкальской рифтовой системы прослеживается закономерная во времени смена состава и характера магматической деятельности. Она выражается в последовательном изменении состава магматических ассоциаций и соответственно петрографических, петрохимических, геохимических и изотопно-геохимических характе-

ристиках пород. Основная тенденция изменения состава магматических ассоциаций связана с направленным сокращением разнообразия пород в ассоциациях более поздних этапов. При несомненном преобладании основных вулкани-тов, 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 вулкани-тов, они включили средне-основные щелочные (фонолиты, нефелиновые сисниты) и ультраосновные щелочные (карбонатиты и биотитовые пироксени-ты) породы. Только с конца раннего мела магматизм приобрел черты однородности с образованием существенно базальтовых ассоциаций. Общим для магматических ассоциаций всех этапов является абсолютное преобладание пород основного состава, что позволяет оценить характеристики материнских расплавов и эволюцию состава их источников во времени.

### Петрографическая характеристика пород

Главные разновидности пород, слагающих магматические ассоциации Северо-Монгольской-Забайкальской рифтовой системы обладают близкими петрографическими характеристиками.

*Субщелочные базальты* (оливиновые, пироксен-плагиоклазовые, плагиоклазовые) обладают порфировой, реже афировой структурой. Вкрапленники порфириновых разновидностей представлены основным плагиоклазом (до 50%), оливином (до 20%), титан-авгитом (до 40%). Основная масса сложена микролитами плагиоклаза и пироксена, погруженными в бурое девитрифицированное вулканическое стекло. Они также сложены пироксеном и плагиоклазом (лабрадор, 64-66% An, [Кузьмин и др., 1999], но, кроме того, в основной массе выделяются мелкие кристаллы оливина ( $Fo_{70-75}$ ), реже щелочного полевого шпата, биотита, керсутита, а также рудные и аксессуарные минералы.

*Щелочные базальты* по минеральному составу и структуре близки к субщелочным базальтам. Однако в них, кроме того, наблюдаются эпилейцитовые образования (до 10%) округлой формы, представляющие собой сростки слюды, калиевого полевого шпата, цеолитов и лейцита, а также изотропный анальцит (до 10%) клиновидной формы. Некоторые разновидности содержат нефелин, который неравномерно замещается альбитом.

*Тефриты и фонотефриты* – стекловатые мелкозернистые породы с шариково-пятнистым внешним обликом. Их минеральный состав определяют анортотлаз, пироксен, слюда в виде пластинок, титаномагнетит и выполняющий интерстиции ксеноморфный нефелин, а также апатит. Высокая щелочность пород отражена в составах минералов. Так, в пироксенах установлены повышенные содержания титана (до 2,2%  $TiO_2$ ) и натрия (до 10% эгиринового минала). Слюда представлена высокомагнезиальным титанофлогопитом ( $Mg/Fe > 5,1$  при 6-6,6%  $TiO_2$ ), а апатит – стронций-содержащим фтор-апатитом [Иванов, Ярмолюк, 1996].

*Дифференцированные субщелочные щелочные габбро-долериты (тешениты)* обладают гипидиоморфнозернистой, пойкилитовой структурой. Они сложены плагиоклазом (до 40%), титан-авгитом (до 40%), оливином (до 30%), биотитом (до 20%), баркевикитом (до 20%), рудные и аксессуарные минералы занимают не более 15%. В самых щелочных дифференциатах, по составу отвечающих тешенитам, появляется свежий или слегка пелитизированный анальцит (до 5%), а также нефелин (до 5%), замещаемый альбитом и цеолитами.

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

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



теллеритах во вкрапленниках преобладает щелочной полевой шпат, в подчиненном количестве присутствует кварц, амфибол и биотит. Основная масса характеризуется микрофельзитовой, микросферолитовой структурой и представляет собой микрографические сростки кварца и калинатрового полевого шпата. Эти сростки окружены стекловатым базисом, внутри которого обнаруживаются игольчатые микролиты эгирина, варьирующего по составу в риолитоидах с разной кремнекислотностью (от высокомагнезиального в трахидацитах до низкомагнезиального в комендитах).

*Щелочные граниты, микрограниты и сиениты* сложены преимущественно пертитовым полевым шпатом и кварцем в различных соотношениях. Структура пород – зернистая и микрозернистая. В щелочно-полевошпатовых разновидностях пород фемические минералы представлены биотитом и субкальциевым амфиболом, наиболее щелочные породы содержат рибекит-арфведсонит, кальциевый рибекит, эгирин, катафорит [Занвилевич и др., 1994, Лыхин и др., 2001]. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, флюоритом. Щелочные сиениты – среднезернистые породы, состоящие из щелочного полевого шпата, нефелина, альбита, эгирина, рудных и акцессорных минералов. В мариуполитах также присутствует нефелин. Ведущим минералом мариуполитов является альбит, плотно прилегающие призмочки которого образуют трахитоидную структуру.

Вторичные изменения в породах выражены по своей интенсивности крайне неравномерно и более типичны для магматических ассоциаций девона, перми, поздней юры и раннего мела. Они выражены в виде хлоритизации стекла, серпентинизации и опациитизации оливина и пироксена, серицитизации плагиоклаза. Нефелин замещается цеолитами.

#### **Петрогеохимическая характеристика пород и изменчивость состава базальтоидов во времени**

Петрогеохимические и изотопно-геохимические параметры пород магматических ассоциаций выделяемых этапов приведены в ряде наших публикаций [Ярмолюк и др., 1990, 1995а,б, 1997а,б, 1998, 1999, 2001, 2002; Иванов и др., 1996, 2000; Литвиновский и др., 2001; Воронцов и др., 1994, 1997а,б, 2002].

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

Состав магматических ассоциаций рифтовой системы изучался нами, как в целом, по отношению к ней, так и по простиранию отдельных рифтовых зон и по разрезам вулканических толщ. Было установлено, что, несмотря на широкие вариации содержания породообразующих элементов, характерной петрохимической особенностью пород ассоциаций является бимодальность. В соответствии с классификационной диаграммой (рис. 2) фигуративные точки составов пород ассоциаций разделяются на две статистически выдержанные группы. К первой группе относятся трахибазальты, трахиандезибазальты, щелочные базальты, тефриты, фонотефриты ( $\text{SiO}_2$  варьирует от 44 до 56 мас.%) и дифференцированные тешениты с содержанием  $\text{SiO}_2$  от 46,5 до 54 мас.%. Среди них преобладают породы с содержанием  $\text{SiO}_2$  около 50 мас.%. Вторую группу составляют трахидациты, трахириодациты, комендиты, трахиты, щелочные граниты и сиениты ( $\text{SiO}_2$  варьирует от 59 до 76 мас.%). Среднее содержание  $\text{SiO}_2$  в салических породах около 66 мас.%. Соотношение суммы щелочей и кремнезема позволяют относить все породы к субщелочной и щелочной K-Na сериям ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  колеблется в пределах от 1 до 2,8). 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 салические породы, особенно щелочные их разновидности, обогащены литофильными элементами. Для комендитов характерны

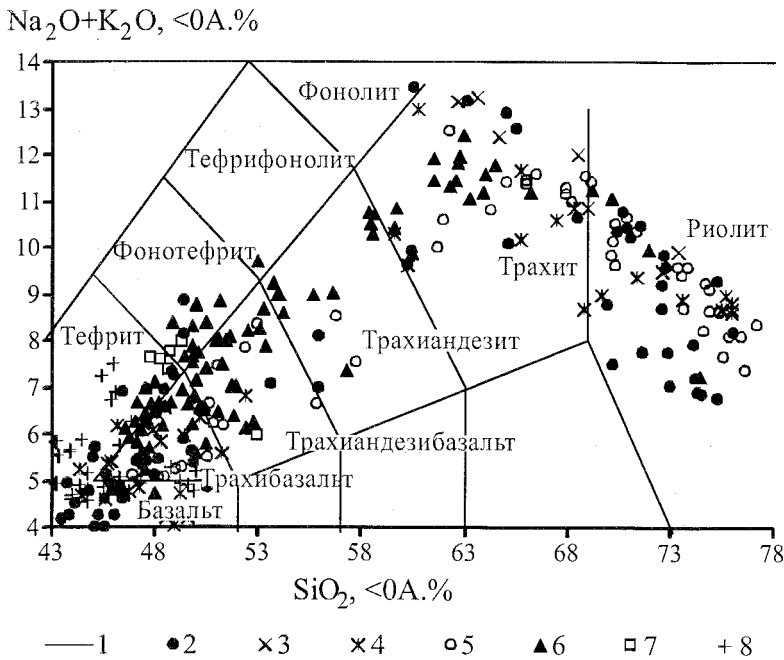


Рис. 2. Положение составов магматических пород СМЗР на классификационной диаграмме  $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ .

1 – границы полей составов пород по [Le Bas et al., 1986], 2-8 – магматические ассоциации: 2 – ранне-среднедевонские, 3 – позднекарбонные-раннепермские, 4 – пермские, 5 – раннемезозойские, 6 – позднюрские-раннемеловые, 7 – позднемеловые-раннекайнозойские, 8 – позднекайнозойские.

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 салических 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.

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

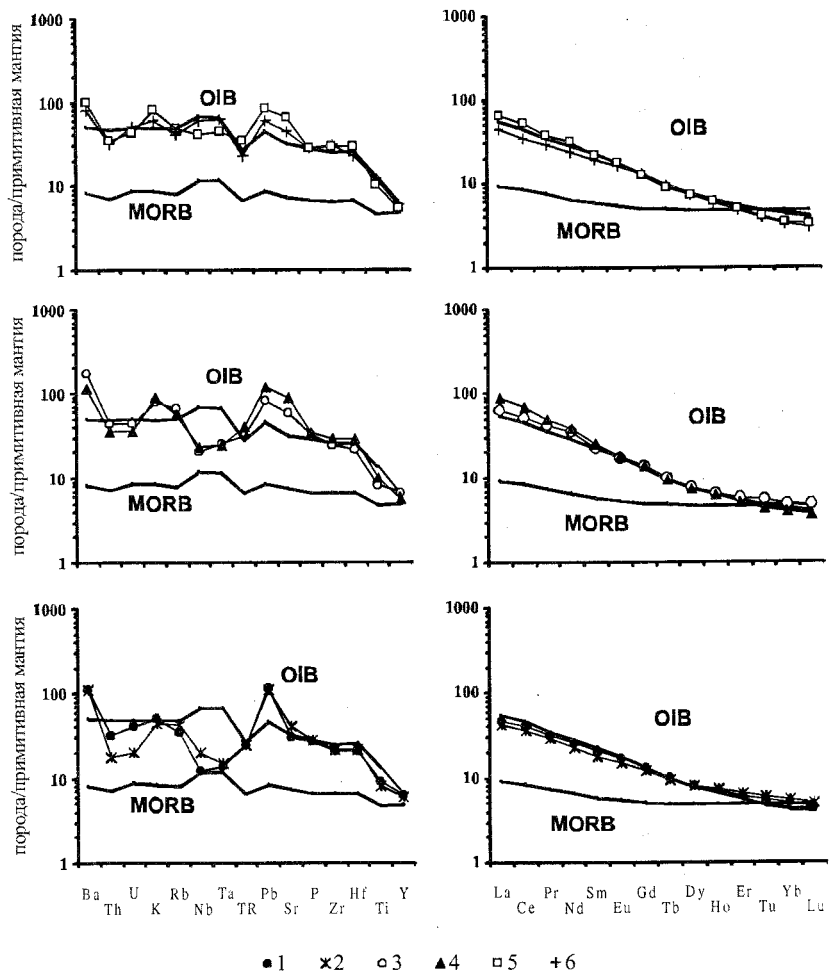
Для целей определения геохимической и изотопно-геохимической эволюции магматизма, характеристики процессов магнеобразования в материнских расплавах, а также установления типа источников магм и моделирования их эволюции применительно к палеогеодинамической позиции мы провели сравнительный анализ редкоэлементного и изотопного составов базальтоидов каждого магматического этапа между собой, с базальтами, формирующимися в субдукционных зонах активных континентальных окраин, внутриплитовыми базальтами типа OIB и базальтами океанических рифтов типа MORB.

На спайдер-диаграммах (рис. 3) представлены данные по распределению микроэлементов в базальтоидах Северо-Монгольской–Забайкальской рифтовой системы, OIB, MORB, нормированные на состав примитивной мантии [по Sun, 1989].

В целом, по геохимическим характеристикам разновозрастные рифтогенные базальты обогащены редкими элементами, особенно Rb, Ba, Sr, Zr, легкими редкими землями относительно базальтов типа E-MORB и содержат эти элементы в количествах, приближающихся к таковым в базальтах типа OIB. По уровню средних содержаний этих литофильных элементов рассматриваемые базальты близки к породам основного состава щелочных ассоциаций современных внутриконтинентальных рифтовых зон,

Рис. 3. Графики нормированного распределения редких и редкоземельных элементов (средние составы) в базальтоидах СМЗР.

Нормировано на состав примитивной мантии по [Sun, McDonough, 1989]. Базальтоиды: 1 – ранне-среднедевонские, 2 – пермские, 3 – раннемезозойские, 4 – позднеюрские-раннемеловые, 5 – позднемеловые-раннекайнозойские, 6 – позднекайнозойские.



например Восточно-Африканской рифтовой системы [Герасимовский и др., 1974]. В то же время существуют различия состава базальтоидов каждого выделяемого этапа развития Северо-Монгольской—Забайкальской рифтовой системы.

В составе ранне-среднедевонских базальтоидов Северо-Западной Монголии отражена зональность по площади магматического ареала. Так, базиты вулканических ассоциаций Цаган-Шибетинской зоны, которая расположена за пределами СМЗР, обладают ярко выраженным Ta-Nb минимумом, пониженными содержаниями легких РЗЭ, K, Rb, Sr, Zr, Hf и Ti, что характерно для 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; Breguec et al., 1984; Kelemen et al., 1993]. В Хан-Хухейской и Агардакской зонах микроэлементный состав базитов близок к составу внутриплитных базальтов типа OIB, выплавляемых из обогащенного литофильными элементами мантийного источника. Эти закономерности показывают существование геохимической зональности по площади рифтовой области: в тыловой (внутриконтинентальной) части базиты заметно обогащаются редкими литофильными элементами, легкими редкими землями относительно тяжелых, сглаживаются Nb и Ta мини-

мумы. Как было показано ранее [Воронцов и др., 1997a], такое различие по площади вулканической области в распределениях в породах основного состава редких литофильных элементов, по-видимому, определялось двумя различными источниками материнских расплавов, которые зарождались при погружении океанической коры под континентальную. Один из них был сосредоточен под Цаган-Шибетинской вулканической зоной, другой – под Хан-Хухейской и Агардакской.

В отношении общей геохимической характеристики пермских рифтогенных базальтов отметим, что они обогащены редкими элементами относительно базальтов типа MORB и спектр распределения микроэлементов в них, в целом, близок к спектру базальтов типа OIB. Отличия выражены ярко проявленными положительными аномалиями Ba, 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 раннемезозойского и позднелюрского-раннемелового этапов, так же как и пермского этапа, близки по составу к ОИВ, они характеризуются максимумами К, Ва, Sr и Pb и минимумами Nb и Та. По содержанию РЗЭ трахибазальты также близки между собой, а спектр распределения РЗЭ практически соответствует спектру базальтов ОИВ и характеризуется обогащением легкими редкими землями по отношению к тяжелым.

В кайнозойских базальтах практически отсутствуют положительные (К, Ва, Sr, Pb) и отрицательные (Та, Nb, U, Th) аномалии и эти породы наиболее близки к составам ОИВ.

Важнейшей закономерностью эволюции состава вулканитов в последовательности этапов от ранних к поздним является сглаживание как положительных, так и отрицательных аномалий содержаний элементов (относительно базальтов ОИВ типа) 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 расплавов во времени.

### Изотопная систематика и природа вариаций составов базальтоидов

Для характеристики источников магматических расплавов, участвовавших в формировании внутриплитного магматизма, были про-

ведены систематические исследования изотопного состава Sr и Nd в базитах разных этапов и магматических областей. Помимо этих результатов, были использованы также опубликованные материалы по Сибирским траппам и поздней кайнозойским базальтам Центральной Азии [Ярмолюк и др., 2000б]. Все эти результаты сведены на рис. 4. Необходимо подчеркнуть, что использованные данные характеризуют породы основного состава, формирующиеся из мантийных источников и, таким образом, представляют составы мантийных плюмов, ответственных за внутриплитную активность. Определение изотопного состава Rb и Sr базальтоидов проводилось в ИГЕМ РАН, Институте геохимии и Геологическом институте СО РАН. Измерения выполнялись на масс-спектрометрах Finnigan MAT-262 и МИ-1201 «Т» в однолучевом режиме. Изотопный состав Sr и его концентрации устанавливались методом двойного изотопного разбавления, а содержание Rb – простым изотопным разбавлением. Для контроля измерения изотопного состава Sr использовался стандарт ВНИИМ (аттестованное значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70801$ ), по которому получено отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70796\pm 0.00009$  во время проведения данной работы. Погрешности определения отношений, с учетом параллельных измерений для  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ , составили не более 0,05 и 2% соответственно. Изучение изотопного состава Sm и Nd проводилось в ИГЕМ РАН и университет Rennes (Франция) соот-

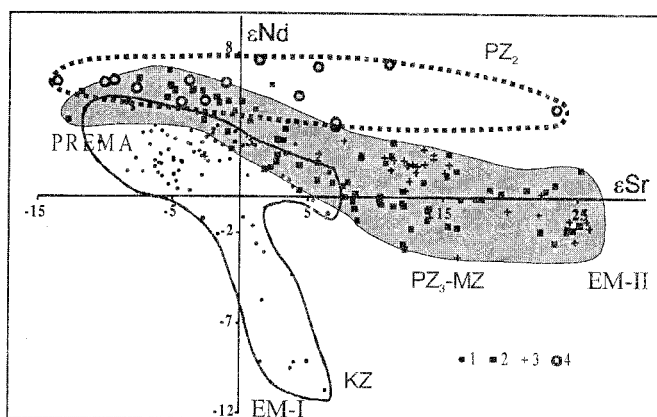


Рис. 4. Вариации изотопного состава Nd в основных породах внутриплитных областей Центрально-Азиатского Складчатого пояса и Сибирской платформы по [Ярмолюк и др., 2000б] и неопубликованным данным авторов.

Магматические породы: 1 – кайнозойские Центрально-Азиатской внутриплитной провинции, 2 – позднего палеозоя и мезозоя Центрально-Азиатской рифтовой системы и Центрально-Азиатской внутриплитной провинции, 3 – Сибирской трапповой провинции, 4 – раннего и среднего палеозоя Алтае-Саянской и Вильюйской областей. PREMA – умеренно-деплементированный мантийный источник, EM-II – мантийный источник, обогащенный стронцием, EM-I – мантийный источник, обогащенный неодимом.

ответственно на масс-спектрометрах Finnigan MAT-262 и Finnigan MAT-261 в статическом режиме измерений по стандартной методике [Журавлев и др., 1983]. Точность определений концентраций Sm и Nd составила  $\pm 0,5\%$  (2s). Изотопные отношения измерялись с точностью (2s):  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - 0.5\%$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 0.005\%$ . Определенное средневзвешенное значение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в Nd-стандарте La Jolla составляет  $0.511841 \pm 4$  (2s). Величина  $\epsilon\text{Nd}(T)$  вычислена относительно модельного однородного хондритового резервуара CHUR с параметрами  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$  [Фор, 1989].

Возрастная направленность изменения геохимических параметров базальтоидов коррелирует с вариациями изотопного состава Sr и Nd в базитах разных этапов и магматических областей. 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  $\epsilon\text{Nd}$  ( $>+5$ ) и широкими вариациями значений  $\epsilon\text{Sr}$ . Как было показано [Воронцов, 1997], эти вариации составов связаны с вещественной неоднородностью мантийного плюма в основании магматической области и существованием в его строении зон как обогащенных, так и обедненных радиогенным стронцием. В формировании этих пород, наряду с умеренно деплетированной мантией типа PREMA (или OIB), могла участвовать мантия типа EM-II, обогащенная Rb и, как следствие, радиогенным стронцием.

Для магматических ассоциаций, возникших в позднепалеозойские–раннемезозойские и позднемезозойские этапы внутриплитного 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 умеренно деплетированной мантии (PREMA), что предполагает их участие в образовании пород. Среди последних параметров EM-II ( $\epsilon\text{Sr} \gg 0$ ,  $\epsilon\text{Nd} \sim 0$ ) отвечают породы, составы которых в наибольшей степени обогащены радиогенным стронцием ( $\epsilon\text{Sr} > 10-15$ ).

Участие источника PREMA (превалирующего мантийного источника базальтов океанических островов), 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. Следует подчеркнуть, что характеристики источников позднепалеозойских и ранне-позднемезозойских магматических ассоциаций не зависят ни от геологического возраста пород, ни от их географического и геологического положения и, в частности, они однотипны в породах ассоциаций, возникших на Сибирской платформе или в пределах каледонских и герцинских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса.

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 PREMA.

В общем поле составов внутриплитных магматических пород наиболее существенными отличиями обладают ранне- и позднекайнозойские базальтоиды. Для них типичны умеренно деплетированные изотопные составы ( $\epsilon\text{Sr}$  до  $-10$  и  $\epsilon\text{Nd}$  до  $+7$ ), а также составы, обогащенные Nd относительно Sm ( $\epsilon\text{Nd}$  до  $-10$ ) при незначительных вариациях изотопного состава Sr [Ярмолюк и др., 19956]. Последние типичны для продуктов плавления обогащенной мантии типа EM-I. Таким образом, со второй половины кайнозоя ( $\sim 15$  млн лет) в составе вулканитов при их формировании начинает участвовать источник, соответствующий мантии типа PREMA–EM-I. Смена источников связывается с вовлечением разноглубинных участков мантии в мантийный плюм, который контролировал магматическую активность в регионе.

Таким образом, подчеркнем еще раз, что 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 OIB–EM-II (согласно Nd–Sr изотопной систематике), по своим геохимическим параметрам соответствуют базальтам типа OIB, которые обогащены [Sun, McDonough, 1989] боль-

шинством литофильных элементов, включая легкие РЗЭ, но в особенности К, Ва, Sr и Pb, и обеднены Th, U, Nb и Та. Формирование магматических ассоциаций этих этапов развития Северо-Монгольской–Забайкальской рифтовой системы отвечает эпохам наиболее высокой магматической продуктивности Центральной Азии. Позднемеловые вулканы, варьирующие в координатах  $\epsilon\text{Sr}-\epsilon\text{Nd}$  от OIB–EM-II до OIB–PREMA, имеют геохимические характеристики также, в целом, близкие к стандарту OIB, но в меньшей степени обогащены К, Ва, Sr и Pb. В самом конце мезозоя и кайнозое возобладали умеренно деплетированные источники магматизма (PREMA), что совпало с резким спадом продуктивности магматизма. В позднем кайнозое в составе источников магматизма отмечается мантия типа EM-I, ее появление согласуется с возобновлением внутривулканической активности.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса выделяется уникальная рифтовая система, в зоне которой внутривулканические процессы, включавшие формирование систем грабенов и образование протяженных поясов рифтогенного магматизма, протекали, по крайней мере, со среднего палеозоя до кайнозоя включительно. В результате, эта рифтовая система может быть представлена как пояс одинаково ориентированных, в том числе нередко наложенных друг на друга, цепочек и систем разновозрастных грабенов и разновозрастных ареалов базальтового, бимодального базальт-пантеллерит-трахириолитового магматизма и щелочногранитоидного магматизма. Эта полихронная рифтовая система тяготеет к системе сутурных швов, разделивших крупные террейны докембрийской коры в каледонидах Центрально-Азиатского складчатого пояса. Эпохи рифтогенеза в пределах СМЗР совпадают с эпохами вовлечения южного складчатого обрамления Сибирской платформы во взаимодействие с горячими точками мантии. Соответствующие последним ареалы внутривулканической активности обладали значительными размерами (от 300 до 900 км в поперечнике), но, тем не менее, в пространстве практически не пересекались [Ярмолук, Коваленко, 2003б]. Исключение представляет лишь СМЗР, где каждая из горячих точек оставила свой след. Нам представляется, что подобная специфика развития последней обус-

ловлена особенностями ее глубинного строения. Мы полагаем, что контролирующая позицию СМЗР система сутурных швов, во-первых, представляет собой транслитосферный раскол, проникающий к основанию литосферы и, во-вторых, характеризуется пониженной мощностью последней, благодаря чему под ней образует своеобразный литосферный карман, который может рассматриваться в качестве астеносферной ловушки. В соответствии с этой моделью, в эпохи появления мантийных плюмов под территорией Центрально-Азиатского складчатого пояса, горячая мантия последних перетекала в эту ловушку и инициировала активизацию рифтовой системы.

Установленные различия изотопно-геохимических характеристик состава пород разновозрастных магматических ассоциаций связаны с изменениями в составе мантийных плюмов, контролировавших внутривулканическую активность. Фиксируемые различия в составе разновозрастных магматических пород свидетельствуют о разных источниках этих плюмов [Ярмолук и др., 2000б]. В среднем палеозое это был Алтае-Саянский плюм, связанный с системой одноячейной конвекции и участием в процессах магмогенерации умеренно деплетированной нижней мантии. В позднем палеозое и на протяжении мезозоя магматизм в пределах рифтовой системы обеспечивал Монгольский плюм, связанный с двухячейной мантийной конвекцией и включивший в процессы магмогенерации рециклированную литосферу с характеристиками EM-II. Начиная со второй половины мела, вновь были подключены нижнемантийные источники (PREMA, EM-I), указывая тем самым на смену характера конвективных движений.

Авторы выражают признательность А.Я. Медведеву за участие в обсуждении результатов исследований.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 03-05-65209, 04-05-64279, 02-05-64196.*

### Список литературы

- Афонин В.П., Гуничева Т.Н., Пискунова Л.Ф. Рентгено-флуоресцентный анализ. Новосибирск: Наука, 1984. 328 с.  
 Воронцов А.А., Ярмолук В.В. Девонские магматические ассоциации со щелочными породами северо-западной Монголии // Геология и геофизика. 1992. № 8. С. 62-68.

- Воронцов А.А.* Петрохимическая характеристика девонского субщелочного-щелочного магматизма северо-западной Монголии // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 8. С. 117-124.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В.* Петрогеохимические особенности базитов девонских грабенов северо-западной Монголии // Докл. РАН. 1993. Т. 328. № 4. С. 494-498.
- Воронцов А.А.* Геология и геохимия девонских магматических ассоциаций со щелочными породами северо-западной Монголии. Автореф. дис... канд. геол.-мин. Наук. Иркутск, 1994. 24 с.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. и др.* 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. 1997а. Т. 5. № 3. С. 236-252.
- 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. Т. 38. № 8. 1997б. С. 1305-1314.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Никифоров А.В.* Позднемезозойский магматизм Джидинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области: этапы формирования, ассоциации, источники // Петрология. 2002. Т. 10. № 5. С. 510-531.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Байкин Д.Н.* Строение и состав раннемезозойской вулканической серии Цаган-Хуртейского грабена (Западное Забайкалье): геологические, геохимические и изотопные данные // Геохимия (в печати).
- Гаврилова С.П., Лувсанданзан Б.* Девонский магматизм. Западная Монголия. В кн: Континентальный вулканизм Монголии. Москва: Наука, 1983. С. 6-9.
- Герасимовский В.И., Поляков А.И.* Геохимия вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки // Восточно-Африканская рифтовая система. Т. 3. Москва: Наука, 1974. С. 5-194.
- Гордиенко И.В., Климук В.С., Иванов В.Г., Посохов В.Ф.* Новые данные о составе и возрасте бимодальной вулканической серии Тугнуйской рифтогенной впадины (Забайкалье) // Докл. РАН. 1997. Т. 352. № 6. С. 799-803.
- Дергунов А.Б.* Каледониды Центральной Азии. Москва: Наука, 1989. 191 с.
- Журавлёв Д.З., Чернышев И.В., Агапова А.А., Сердюк Н. И.* Прецизионный изотопный анализ неодайма в горных породах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 12. С. 23-40.
- Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В.* Монголо-Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция. Москва: Наука, 1985. 230 с.
- Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Беа Ф.* Процессы дифференциации при формировании субщелочной и щелочной сиенит-гранитных серий (Харитоновский массив, Забайкалье) // Геохимия. 1994. № 8-9. С. 1180-1199.
- Иванов В.Г., Ярмолюк В.В., Смирнов В.Н.* Новые данные о возрастах проявления вулканизма в Западно-Забайкальской позднемезозойской-кайнозойской вулканической области // Докл. РАН. 1995. Т. 345. № 5. С. 648-652.
- Иванов В.Г., Ярмолюк В.В.* Раннемеловая тефрит-фонолитовая ассоциация южного склона хр. Малый Хамардабан // Докл. РАН. 1996. Т. 349. № 3. С. 364-367.
- Иванов В.Г., Ярмолюк В.В., Антипин В.С. и др.* Внутриконтинентальный магматизм как индикатор процессов, вызвавших образование Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 4. С. 557-563.
- Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:1 500 000. Главное управление геодезии и картографии. Москва, 1989.
- Кузьмин Д.В., Чупин В.П., Литвиновский Б.А.* Температуры и составы магм трахибазальт-комендитовой ассоциации хребта Цаган-Хуртей, Западное Забайкалье (по включениям в минералах) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 1. С. 62-72.
- Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Занвилевич А.Н.* Необычные рубидий-стронциевые данные о возрасте двух эталонных щелочно-гранитоидных массивов Забайкалья // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 12. С. 65-72.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Шадаев М.Г., Ляпунов С.М.* Условия формирования трахибазальт-трахитовой бимодальной серии: Мало-Хамардабанская вулканотектоническая структура, Забайкалье // Петрология. 1996. Т. 4. № 1. С. 26-45.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Уикхем С.М., Стил И.М.* Условия образования сиенитовых магм анорогенных гранитоидных серий: сиенит-гранитные серии Забайкалья // Петрология. 1999. Т. 7. № 5. С. 483-508.
- Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А. и др.* Позднетриасовый этап формирования Монголо-Забайкальской щелочно-гранитоидной провинции: данные изотопно-геохимических исследований // Геология и Геофизика. 2001. Т. 42. № 3. С. 445-456.
- Лыхин Д.А., Костицын Ю.А., Коваленко В.И. и др.* Рудоносный магматизм Ермаковского бериллиевого месторождения в Западном Забайкалье: возраст, источники магм и соотношение с оруденением // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 1. С. 52-70.
- Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. Москва: Наука, 1975. 305 с.
- Моссаковский А.А., Салтыковский А.Я., Томуртогоо О.* Триасовые вулканогенные и молассовые образования Орхонской впадины Центральной Монголии // Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение. Москва: Наука, 1973. С. 94-106.

- Ступак Ф.М. Новые данные по геологии, возрасту и тектонике раннемезозойских вулканических формаций Северного Забайкалья // Докл. РАН. 1999. Т. 369. № 4. С. 503-506.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. Пер. с англ. Москва: Мир, 1989. 590 с.
- Шадаев М.Г., Посохов В.Ф., Друбецкой Е.Р. Новые данные о возрасте ичетуйской свиты в Западном Забайкалье // Геология и геофизика. 1992. № 5. С. 41-44.
- Шергина Ю.П., Мурина Г.М., Козубова Л.А., Лебедева П.Б. Возраст и некоторые генетические особенности пород куналейского комплекса в Западном Забайкалье по данным Rb-Sr метода // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246. № 5. С. 1199-1202.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Олдоне М. и др. Петрология и геохимия базальт-трахириолит-комендитовых ассоциаций Северной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 5. С. 2-23.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и рудоносность. Москва: Наука, 1991. 263 с.
- Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Строение и рубидий-стронциевый возраст базальт-комендит-щёлочнотриолеитной ассоциации восточной части хребта Хан-Хухей (Монголия) // Геология и геофизика. 1995а. Т. 36. № 5. С. 38-47.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г., Журавлев Д.З. Изотопный состав Sr и Nd основных вулканических пород Южно-Хангайской горячей точки Центральной Азии // Докл. РАН. 1995б. Т. 342. № 2. С. 230-234.
- Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И. и др. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. 1997а. Т. 5. № 5. С. 451-466.
- 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. 1997б. Т. 38. № 6. С. 1142-1147.
- Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма в позднем мезозое-кайнозое Западного Забайкалья (на основе геохимических и изотопно-геохимических данных) // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 115-138.
- Ярмолюк В.В., Самойлов В.С., Иванов В.Г. и др. Состав и источники базальтов позднепалеозойской рифтовой системы Центральной Азии (на основе геохимических и изотопных данных) // Геохимия. 1999. № 10. С. 1027-11042.
- Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Иванов В.Г. и др. Эпохи бимодального и щелочногранитного магматизма в Западном Забайкалье: геохронологические данные по району Тугнуйской впадины // Докл. РАН. 2000а. Т. 373. № 1. С. 78-83.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплот в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000б. № 5. С. 3-29.
- Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И. и др. Этапы формирования и источники щелочно-гранитоидного магматизма Северо-Монгольского – Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология. 2001. Т. 9. № 4. С. 351-380.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Тектономагматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской магматической области // Геотектоника. 2002. № 4. С. 42-63.
- Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. 2003а. Т. 11. №1. С. 3-34.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003б. Т. 11. № 6. С. 556-587.
- Briqueu L., Bongault H., Joron J.-L. Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: Petrogenetic implications // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. № 68. P. 297-308.
- Hawkesworth C.J., Callaghan K., Hergt J.M., McDermott F. Trace element fractionation processes in the generation of island arc basalts // Philos. Trans. R. Soc. London. 1993. A 342. P. 179-191.
- Kelemen P.B., Shimizu N., Dunn T. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: Partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V.120. P. 111-134.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A. & Zanettin B. Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram // Journal of Petrology. Oxford. 1986. V. 27. P. 745-750.
- Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth Planet. Sci. Lett. 1973. V.19. P. 290-230.
- Ryerson F.J., Watson E.B. Rutile saturation in magmas: Implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 86. P. 225-239.
- Sun S.-s., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Saunders A.D., Narry M.J. (eds) Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication. 1989. № 42. P. 313-345.