

ББК 26.3
П 78
УДК 549.903.55(5)

Проблемы глобальной геодинамики: *Материалы Теоретического семинара ОГТТН РАН, 2000–2001 гг.* / Под ред. академика Д.В. Рундквиста – 324 с.

ISBN 5-15583-201-9

Во втором выпуске сборника трудов семинара по теоретическим проблемам геологии Отделения геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН представлены доклады, сделанные авторами в 2000 и 2001 гг. В них обсуждаются наиболее актуальные вопросы наук о Земле, связанные как с процессами формирования коры и литосферы в разных геодинамических обстановках, так и последующим их преобразованием.

Сборник состоит из трех частей: основные геодинамические обстановки, мантийная конвекция и мантийные корни континентов, процессы преобразования состава (океанизация, континентализация) литосферы в различных геодинамических условиях.

Предназначен для широкого круга специалистов в области наук о Земле.

Кузьмин М.И.*, **Альмухамедов А.И.***, **Ярмолюк В.В.****,
Кравчинский В.А.*

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

**Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии
и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва

Рифтогенез и рифтогенный магматизм – особенности проявления в спрединговых зонах и в областях над “горячими” и “холодными” полями мантии

Рифтовые зоны и системы относятся к числу важнейших структур литосферной оболочки Земли. Отмечаются отчетливые различия между океаническим и внутриконтинентальным рифтогенезом и отвечающим ему рифтогенным магматизмом, обусловленные разной геодинамикой их формирования. Океанический рифтогенез связан в первую очередь с верхнемантийной конвекцией и участием в маглообразовании преимущественно деплетированной мантии. Континентальный рифтогенез, сопровождаемый магматизмом, контролируется мантийными плюмами при участии в процессах маглообразования обогащенной мантии.

Континентальный рифтогенный магматизм, включая трапповые поля, неравномерно распространен по поверхности Земли. Наиболее широко его проявления развиты в пределах областей, отвечающих проекциям на поверхность горячих полей и точек мантии. Такая закономерность проявления рифтогенного магматизма свойственна не только современной структуре континентальной литосферы, но существовала также в геологическом прошлом. Так, анализ фанерозойского внутриплитного магматизма и рифтогенеза Северной Азии выявил его связь с деятельностью суперплюма, выделенного как Азиатский. Его активность прослеживается, по крайней мере, с 500 млн лет. Структуру суперплюма определяли более коротко живущие плюмы или горячие точки мантии, контролировавшие формирование внутриплитных магматических областей и провинций.

В соответствии с данными изотопно-геохимических исследований основным источником продуктов внутриплитного магматизма, связанного с Азиатским суперплюмом в палеозое и мезозое, служила преимущественно мантия типа EM-II при участии мантии типа PREMA. С начала кайнозоя состав источников расплавов изменился и определялся сочетанием умеренно деплетированной мантией PREMA и обогащенной мантии с характеристиками EM-I. Источники обогащенной мантии типа EM-II и EM-I связываются с погребенными в зонах субдукции фрагментами литосферы. Модельный возраст источников с характеристиками EM-II оценивается в 1.1–1.5 млрд лет и источников с характеристиками EM-I – в 2.3–2.5 млрд лет. Предполагается, что источник EM-II расположен на границе верхней – нижней мантии, а источник EM-I тяготеет к границе нижней мантии с ядром. Уровни размещения источников определяют уровни зарождения транспортирующих их мантийных плюмов.

Проведенные палеогеографические реконструкции позволяют сопоставить положение Азиатского суперплюма в палеозое и мезозое с Африкапо-Атлантическим горячим полем мантии. На этом основании мы также предполагаем, что это горячее поле мантии существует, как уже отмечалось, минимум 500 млн лет.

Введение

Мировая рифтовая система объединяет комплекс структур планетарного масштаба и поэтому была и остается объектом постоянного внимания исследователей [Кузьмин, Моралев, 1976; Милановский, 1983; Грачев, 1987; Казьмин, 1987; Ярмо-

люк, Коваленко, 1991; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Рундквист, 2000; Sengor, Natal'yn, 2001]. Особый интерес она вызывала в 60–80 годы прошлого столетия, когда по сути дела стала краеугольным камнем для формировавшейся в те годы тектоники литосферных плит. Именно тогда было показано, что в большинстве случаев рифты фиксируют ли-

тосферные границы. Повышенный интерес к проблемам рифтогенеза вновь возник в последнее десятилетие в связи с развитием идей глубинной геодинамики. Уже первые шаги в этом направлении показали, что без учета мантийных плюмов понять природу рифтогенеза и рифтогенного магматизма практически невозможно.

В этой работе мы хотим обратить внимание на практически неразработанный вопрос о связи рифтогенеза с "горячими" и "холодными" полями мантии, в результате которой в соответствующих секторах Земли возникают длительно формирующиеся (в геологическом масштабе времени – сотни млн лет) "скопления" рифтовых зон. Такие скопления хорошо фиксируются в континентальных блоках литосферы, и примером их могут служить MZ и KZ рифтовые зоны Африки. В ходе их развития отдельные рифты могли перерождаться в океанические спрединговые зоны, например, Красное море. Ниже мы в начале кратко отразим основные различия рифтогенного магматизма в океанических и континентальных рифтах, а затем остановимся на характеристике рифтогенеза в фанерозое Северной Азии и его связи с аномальными полями мантии.

В первом приближении рифтовые структуры Земли можно разделить на 2 типа: океанические, с которыми связано формирование океанической коры и литосферы, и континентальные, которые, с одной стороны, определяют возможность раскола континентов и формирование крупных осадочных бассейнов, и, с другой, "провоцируют" появление провинций покровных базальтов.

Спрединговые зоны образуют глобальную систему рифтов, в которых формируются океанические породы, состав которых в целом стабилен. Континентальный рифтогенез, как правило, связан с горячими полями или горячими точками Земли, а состав магматических пород, формирующихся в ходе такого рифтогенеза, существенно

отличается от состава пород, которые образуются в океанических рифтовых системах.

Океанический рифтогенез

Океанические рифты, очевидно, следует разделить на собственно океанические, связанные со срединно-океаническими хребтами, и рифты окраинных морей, определяющие формирование коры океанического типа в этих малых "океанических" бассейнах.

Океаническим рифтам посвящено большое количество публикаций, поэтому остановимся на них очень кратко. Выделяется два типа срединно-океанических хребтов: с малыми и относительно большими скоростями спрединга. Отличаются они по строению, но их активность проявляется в полосе не более 30 км [Подводные..., 1985].

Важно также отметить и то, что строение рифтовых зон с малыми скоростями спрединга различно. В некоторых отрезках Срединно-Атлантического хребта, например, между 24° и 26° с.ш. четко проявляется асимметрия рифтовой зоны [Зоненшайн и др., 1989]. Представляется, что это связано с проникновением воды в новообразованную океаническую кору, это приводит к процессам серпентинизации ультраосновных пород, т.е. третьего слоя океанической коры и, вероятно к подъему отдельных ее блоков. Следствие таких процессов – блочное строение океанической коры, создаваемой хребтами с малыми скоростями спрединга, а также возможность излияния базальтов на породы, слагающие низы разреза океанической коры [Зоненшайн, Кузьмин, 1993].

Несмотря на морфологические различия рифтов срединноокеанических хребтов (СОХ), вещественный состав пород, в первую очередь базальтов, достаточно постоянен (рис. 1). Преобладают N-MORB. Это связано с тем, что практически непосредственно к поверхности земли в районах

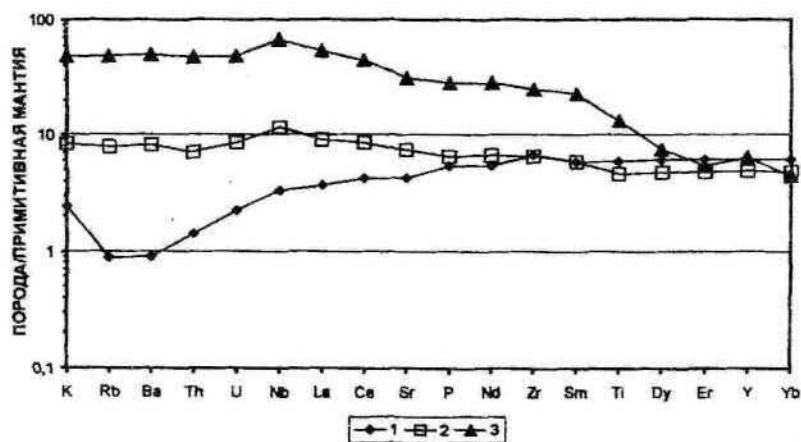


Рис. 1. Спайдерграмма средних составов важнейших типов базальтов океанов (по: [Кузьмин и др., 2000]

1 – нормальный базальт срединно-океанических хребтов (N-MORB); 2 – обогащенный базальт срединно-океанических хребтов (E-MORB); 3 – базальт океанических островов (OIB). Составы даны по: [Sun, McDonough, 1989]

СОХ подходит астеносфера. В ряде мест под СОХ, в первую очередь быстрораспространяемыми, установлены по геофизическим данным магматические очаги. Можно предположить, что они имеют двухслойное строение. В основании очагов располагаются высокомагнезиальные (пикритовые) расплавы, в верхних частях – толеитовые [Кузьмин и др., 2000].

Магматические расплавы, формирующие породы океанических рифтовых зон, могут генерироваться в астеносфере приблизительно при 20 % выплавки из мантийного субстрата. Очевидно, чтобы понять время формирования астеносферного слоя, необходимо рассмотреть геохимические особенности пород, первичные расплавы которых формируются непосредственно в мантии Земли. Это породы СОХ и океанических островов, имеющие различный изотопный состав [Кузьмин, 1987]. На примере изотопов стронция наиболее наглядно эта проблема может быть рассмотрена с диаграммы Джан Бор-Минга и Л.Э. Найкунста [1980]. Учитывая возраст Земли – 4.6 млрд лет, а также содержания рубидия, стронция и значения стронциевых отношений в метеоритах и в древнейших породах Земли и Луны, можно оценить первичное соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и отношение Rb/Sr в мантии Земли, которые были соответственно равны 0.699 и 0.029. Эволюция первичной мантии Земли приводит к изменению изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, в настоящее время примерно равному 0.7045, и отношению Rb/Sr – 0.04–0.045 [Кузьмин, 1987]. Именно такие значения свойственны базальтам океанических островов, т.е. базальтам, формирующимся, как считают некоторые исследователи, из неистощенной мантии Земли. В базальтах СОХ величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет 0.702–0.703, Rb/Sr – 0.008–0.012. Учитывая, что при частичном плавлении мантийного вещества отношение Rb/Sr может увеличиться (при 20 % выплавке) в 1.4 раза, нетрудно рассчитать это отношение, равное 0.006–0.008, в мантийном источнике, производящем базальты СОХ, а отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этом источнике в среднем должно отвечать величине 0.7025. Этот источник получил название истощенной мантии и отвечает среднему составу асте-

носферы [Hofmann, 1997]. Зная отношения изотопов стронция в истощенной мантии, можно определить время отделения ее от первичной, неистощенной мантии. Это примерно 2.0–1.7 млрд лет назад.

Интересно, что близкие оценки получены при анализе гетерогенности мантии по изотопам свинца и неодима [Бор-Мин, Найкунст, 1980]. Очевидно, что этот рубеж отвечает времени формирования астеносферного слоя Земли. Образование астеносферы, возможно, сопровождалось потерей верхней мантией части литофильных элементов, что определило, широкое развитие в этот интервал времени практически на всех платформах гранитов рапакиви. На этом же рубеже прекращается формирование пород коматитового ряда и появляются типичные представители магматических пород горячих точек, а также офиолитовые ассоциации, разрезы которых аналогичны разрезам современной океанической коры [Пейве, 1969]. Таким образом – рифты СОХ отражают астеносферный слой Земли [Hofman, 1997], а магматические породы, сформированные в этих рифтах, являются продуктами плавления астеносферы, т.е. слоя истощенной мантии.

Конечно, базальты различных типов срединно-океанических хребтов могут отличаться друг от друга, что связано с различными причинами. Во-первых, с тем, что срединно-океанические хребты пересекают горячие поля мантии Земли [Зоненшайн, Кузьмин, 1993] и при этом появляются базальты типа E-MORB, которые относительно обогащены литофильными элементами по сравнению с N-MORB. Во-вторых, состав базальтов несколько меняется также в зависимости от глубины зарождения расплава, что убедительно показано, например, Л.П. Дмитриевым с коллегами [1979], или различиями в скоростях спрединга [1985]. Однако отмечаемые вариации состава базальтов океанических хребтов несущественны по сравнению с различием этих пород от базальтов других геодинамических обстановок (рис. 2, см. рис. 1).

Второй тип рифтовых зон, формирующих кору океанического типа – это рифтовые структуры окраинных морей. Не останавливаясь подробно

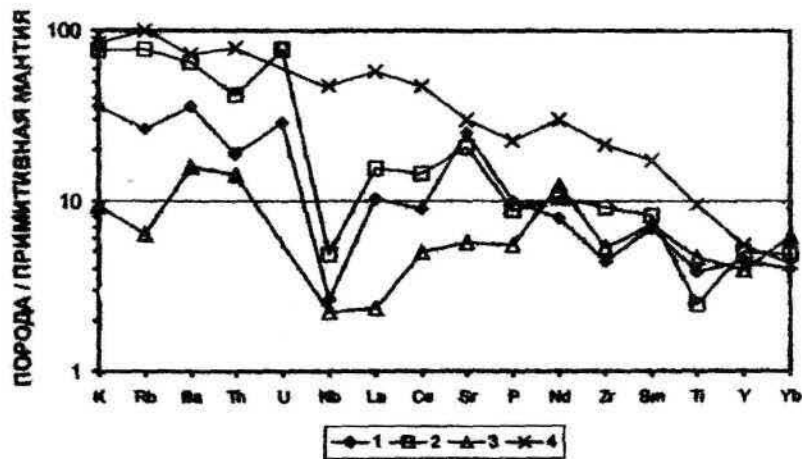


Рис. 2. Спайдерграмма средних составов базальтов вулканических островных дуг, задуговых бассейнов и активных континентальных окраин

1–2 – известково-щелочные базальты островных дуг; 3 – базальты задуговых бассейнов (BABV); 4 – субщелочной базальты андийской континентальной окраины

на этих структурах, отметим, например, что в бассейнах на юго-западе Тихого океана формируется новая кора океанического типа. Здесь практически всегда хорошо реставрируются грабеновые структуры, в которых проявляется активный базальтовый магматизм [Зоненшайн, Кузьмин, 1993]. В зрелых бассейнах – Марианском, Северо-Фиджийском и других наблюдаются четкие магнитные аномалии. Есть также горячие гидротермальные источники, аналогичные таковым в типичных рифтовых зонах. Наряду с базальтовым магматизмом отмечаются иногда дацитовые экструзии и лавовые покровы более кислого состава. Продукты вулканизма такого состава отмечают этапы раннего раскола литосферы, который связан с влиянием континентальной коры. Особо следует остановиться на базитовом магматизме. Здесь есть как типичные N-MORB, так и такие базальты, которые получили название BABB (базальты задуговых бассейнов). Это подтверждается тем, что на спайдердиаграммах, базальты BABB имеют много общего с островодужными вулканитами (см. рис. 2). К этому можно добавить, что обычно BABB пористые, что свидетельствует о том, что родоначальные для них магмы, как и островодужные, насыщены летучими компонентами. В этом отношении модели [Tamaki, Honza, 1991], представленные на рис. 3 хорошо учитывают особенности магматизма рифтовых зон задуговых бассейнов.

В.В. Ярмолюка и В.И. Коваленко [1991] и др., поэтому в данной работе они детально не рассматриваются. Более важно, на наш взгляд, рассмотреть следующие вопросы: типы континентальных рифтов, взаимосвязь континентальных рифтов и трапшов, наконец, соотношение континентальных рифтов, и более широко – внутриплитового магматизма, с холодными и горячими полями мантии Земли.

В отличие от океанических, континентальные рифты формируются в областях, контролируемых горячими точками и горячими полями мантии Земли [Зоненшайн, Кузьмин, 1983; Зоненшайн и др., 1991]. Среди континентальных рифтов можно выделить: 1) рифты, развитие которых приводит к зарождению океанических бассейнов и сопряженных с ними авлакогенов, 2) рифты, возникшие в результате перекрытия континентом срединно-океанического хребта, 3) рифты, образовавшиеся в тылу активной континентальной окраины, 4) рифты во фронте зон коллизии, сформировавшиеся при расколе континента на серию малых плит и их вращения относительно друг друга.

Примером первого типа рифтов является Восточно-Африканская рифтовая система, отдельные ветви которой уже переросли в малые океанические пространства. На схеме (рис. 4) можно видеть тройное сочленение (в районе Афары) Красноморского и Аденского (Таджура) рифтов, которые формируют океаническую кайнозойскую кору Эфи-

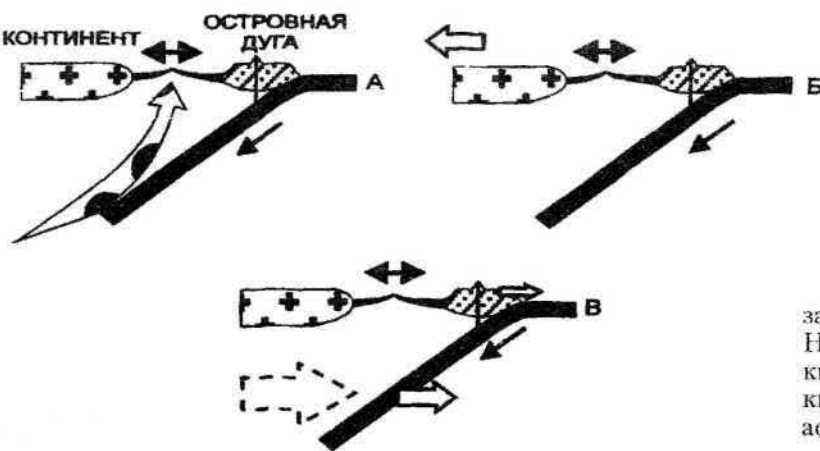


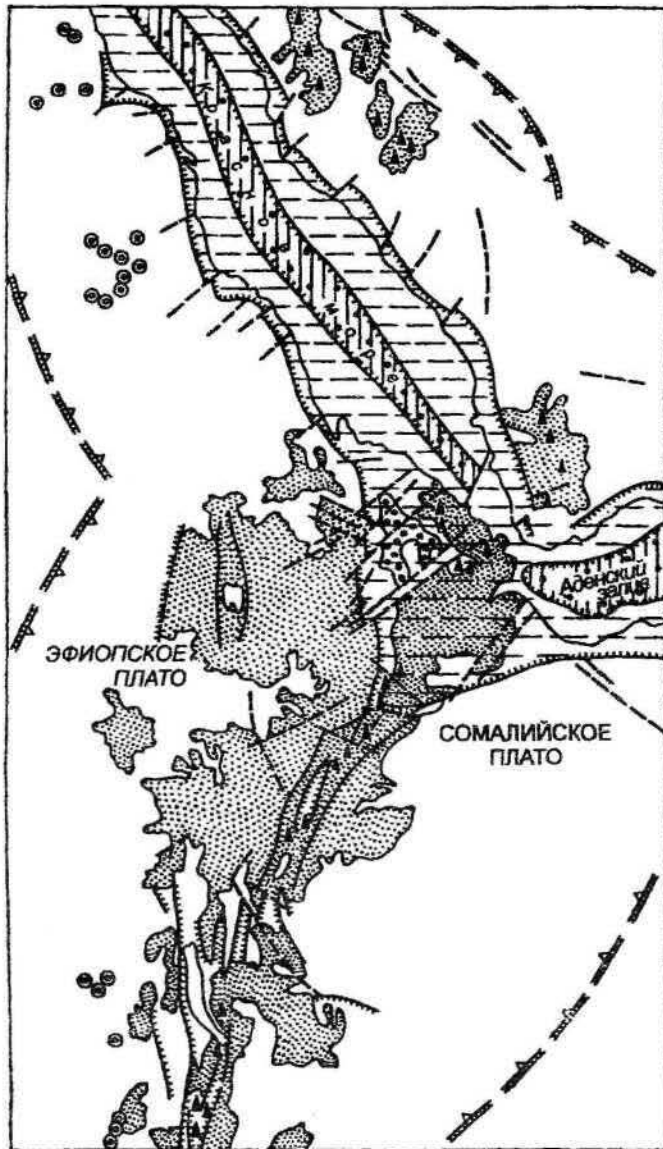
Рис. 3. Модель формирования задуговых бассейнов по [Tamaki, Honza, 1991]: А – модель “выскакивания” мантийного дианира; Б – кинематическая модель; В – модель астеносферного потока

Таким образом, можно констатировать, что в рифтовых зонах, связанных с окраинными бассейнами, проявлены как типичные N-MORB, так и базальты, источниками которых являются астеносфера и источники, связанные с субдуцирующей океанической плитой.

Континентальный рифтогенез

Особенности строения, историю их развития, характер, а также, вещественный состав магматических продуктов континентальных рифтов подробно рассмотрен в обобщающих работах В.Г. Казьмина [1987], А.Ф. Грачева [1987], Е.Е. Милановского [1983],

опского рифта, который в дальнейшей геологической истории может стать типичным авлакогеном. Эфиопский рифт приурочен к сводовому поднятию, причем подъем фундамента достигает в центральной и южной частях свода 2500–3000 м выше уровня моря. Сам рифт представляет собой депрессию 3000 км длиной и 70–80 км шириной. От Эфиопского и Сомалийского плато по направлению к депрессии отмечается серия сбросовых уступов, испытывающих вращение, что привело к растяжению в 30–40 км. Вулканические комплексы формировались, начиная с 55 млн лет, задолго до образования протяженных линейных грабенов. Древние базальты, выделяемые в две группы (Ашан-



- 1 — [Symbol: Dashed line with triangles]
- 2 — [Symbol: Dashed line with dots]
- 3 — [Symbol: Solid line with triangles]
- 4 — [Symbol: Dotted pattern]
- 5 — [Symbol: Stippled pattern]
- 6 — [Symbol: Solid line with triangles]
- 7 — [Symbol: Circle with a dot]
- 8 — [Symbol: Horizontal lines]
- 9 — [Symbol: Horizontal lines with a central bar]

Рис. 4. Строение Эфиопского рифта по [Казьмин, 1987]

1 — контуры топографического купола; 2 — границы рифта; 3 — основные разломы; 4–6 — породы четвертичных вулканов: 4 — толеитовые, 5 — щелочные, 6 — базальты, кислые лавы; 7 — карбонатиты; 8 — площади, где континентальная кора отсутствует; 9 — площади с угоненной континентальной корой

ги и Магдала) образуют широкие поля, мощность базальтовых покровов которых достигает 100–150 и более метров. Излияния обычно трещинные, а сами лавы представлены щелочными базальтами, сопоставимыми с базальтами Гавайской щелочной серии. Некоторые исследователи эти ранние базальтовые излияния рассматривают как аналог трапповых серий древних платформ [Казьмин, 1987]. Среди наземных образований, приуроченных в значительной степени к самому грабену, широко развиты бимодальные серии, представленные мелилититами, феолитами, щелочными оливиновыми базальтами, с одной стороны, и риолитами, комендитами, пантеллититами, с другой. В подобного типа рифтовых структурах отмечаются также кольцевые ультраосновные щелочные массивы с карбонатитами. Таким образом, общей особенностью магматизма континентальной рифтовой зоны зрелой стадии развития является бимодальный характер вулканических серий с четко выраженной щелочной тенденцией. При высокой степени раскрытия (Красное

море, Аденский залив) формируются типичные базальты N-MORB [Альмухамедов и др., 1985; Казьмин, 1987]. В Афаре также есть толеитовые базальты, но они по геохимическим параметрам ближе к базальтам океанических островов или траппов.

С перекрытием континентом срединно-океанического хребта связаны своеобразные рифтоподобные структуры, особенно отчетливо проявленные на западе США (рис. 5). Как впервые показала Этвотер [Atwater, 1970], по рисунку магнитных аномалий эта структура сформировалась при перекрытии Западно-Американской активной окраины Восточно-Тихоокеанического срединного поднятия. Там, где хребет непосредственно переходит под континент, раскрывается Калифорнийский залив срединного типа. Среди магматических пород в провинции Бассейнов и Хребтов широкое развитие получили породы бимодальной серии, причем кислые породы, в частности риолиты, игнимбриты, туфы, часто с высоким содержанием бериллия, отмечаются также агпанитовые

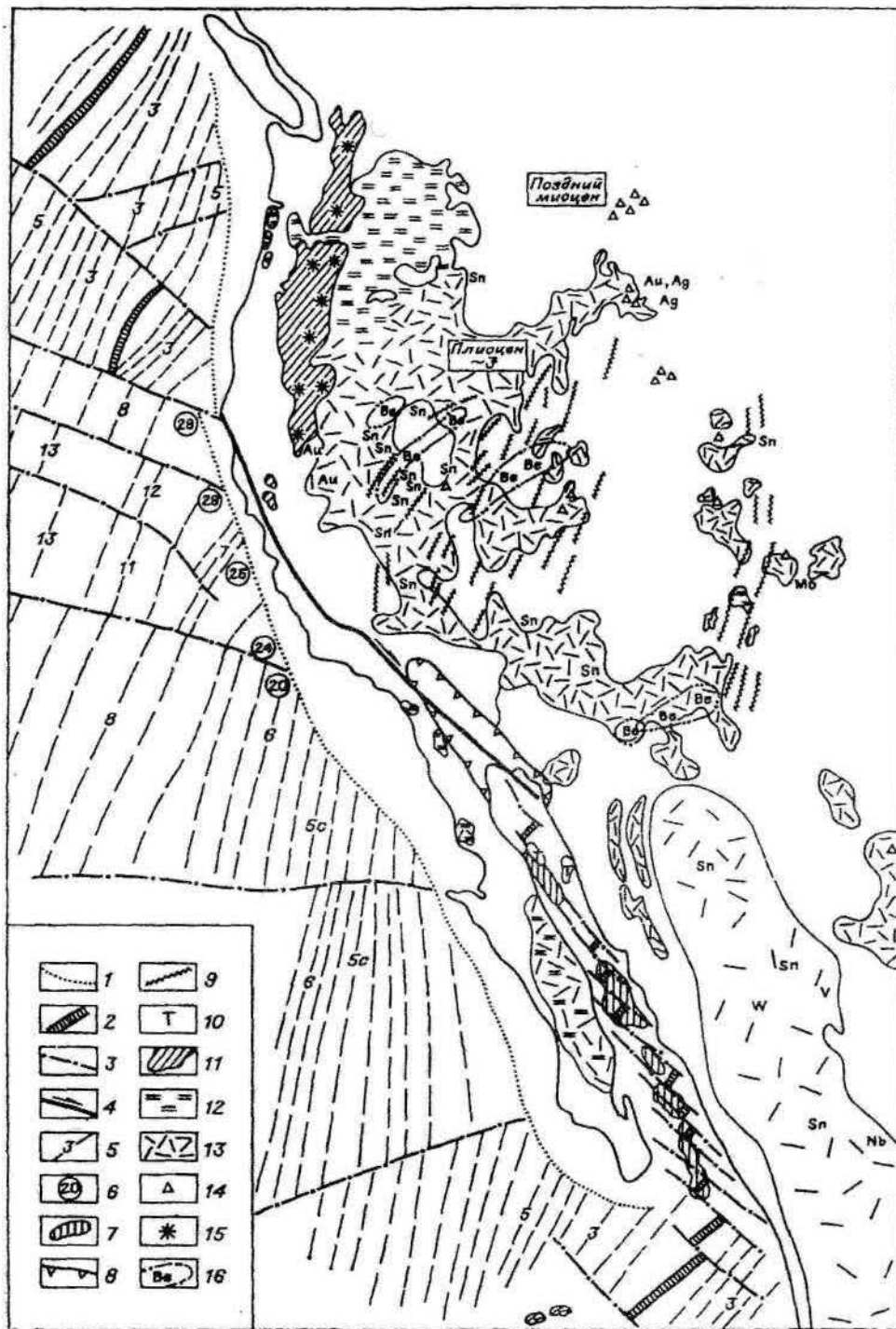


Рис. 5. Схема структурно-магматической зональности запада Северной Америки для позднего кайнозоя

1 – граница континента; 2 – оси спрединга; 3 – трансформные разломы; 4 – разлом Сан-Андреас; 5 – полосовые магнитные аномалии и их номера; 6 – возраст океанической коры, млн лет; 7 – седиментационные ванны; 8 – граница прогиба Салтон; 9 – сбросы; 10–14 – проявления вулканизма: 10 – толеитового, 11 – известково-щелочного, 12 – щелочнобазальтового, 13 – бимодального, 14 – щелочного; 15 – вулканы Каскадных гор; 16 – поля бериллиеносных вулканитов. Символы – рудные проявления

разности вулканитов. Щелочные базальты, как правило, включают магматический цикл. Объемы кислых членов серии достаточно большие, так что как базальты, так и риолиты являются, скорее все-

го, производными различных источников – корового и мантийного. По геохимическим особенностям и изотопным характеристикам щелочные базальты провинции Бассейнов и Хребтов наиболее

близки к базальтам океанических островов [Кузьмин, 1985].

Байкальская рифтовая система возникла в результате столкновения Евразийского континента с Индией, что привело к раздроблению континента и формированию ряда рифтовых впадин [Зоненшайн и др., 1991]. В частности Байкальская впадина формируется в результате вращения Амурской плиты против часовой стрелки по отношению Евразии. Байкальская рифтовая зона существенно отличается от Эфиопского рифта, в первую очередь, слабым развитием магматизма и его полным отсутствием в собственно Байкальской впадине. Вулканисты периферических зон представлены щелочными и толеитовыми базальтами, в целом, близкими к базальтам океанических островов. К особенностям геохимии базальтов Байкальского рифта мы вернемся позднее, однако, предварительно отметим, что на спайдер-диаграммах эти породы характеризуются повышенными содержаниями высокочarged литофильных элементов, и существенным преобладанием по отношению к хондриту легких лантаноидов над тяжелыми [Ярмолюк и др., 2003]. Это явно отличает их от базальтов океанических хребтов, и сближает их с базальтами океанических островов.

Особо рассмотрим трапповый магматизм. Отметим сначала, что трапповый магматизм проявляется в истории Земли с 1.7–2 млрд лет [Эволюция магматизма, 1987]. В это же время появляются щелочные породы и, как уже упоминалось, обособилась астеносфера (или в геохимическом смысле деплетированная мантия) Земли. Поэтому возникли два независимых мантийных источника – нижняя недеплетированная и верхняя – деплетированная мантия. Наверное, наилучшим образом понять развитие траппового магматизма можно на примере Сибирских траппов, детально изученных нами в последние годы [Альмухамедов и др., 1999].

Базальтовый магматизм проявлен одновременно и в Западной Сибири и на Сибирской платформе [Richiow et al., 2002] (рис. 6). В Западной Сибири он четко связан с рифтовыми зонами и представлен субщелочными базальтами (доминируют), а также породами шошонит-латитовой серии и кислыми вулканитами – риодацитами и риолитами. Базальты имеют повышенные содержания литофильных редких элементов с высокими ионными радиусами, а также легких РЗЭ по сравнению толеитовыми базальтами, составляющими основное поле покровных базальтов Сибири. Однако такие же субщелочные базальты отмечаются и в северной части Тунгусской синеклизы в основании толщи толеитовых базальтов, составляющих основной объем Сибирских траппов. Можно полагать, что щелочной базальтовый магматизм был несколько более ранним. Однако выполненные в настоящее время определения абсолютного возраста указывают, что время формирования всей этой гаммы пород было очень коротким и соот-

ветствовало границе перми и триаса (249–250 млн лет) [Альмухамедов и др., 1999; Richiow et al., 2002].

Структурные несоответствия, очевидно, связаны с различным глубинным строением этих двух зон. Под Западной Сибирью до настоящего времени отмечается повышенный тепловой поток и близкий подход к поверхности Земли астеносферного слоя, вернее слоя с пониженными скоростями [Конторович и др., 1994]. “Намораживание” его к подошве коры и определило погружение Западной Сибири после активного рифтогенеза. На Сибирской платформе ситуация, очевидно, иная. Здесь мощная литосфера, которая не давала возможности транзитного излияния формирующимся магматическим расплавам, что, скорее всего, было свойственно Западной Сибири [Альмухамедов и др., 1999].

Наконец, остановимся на особенностях геохимии продуктов магматизма Западной Сибири. На диаграммах (рис. 7) видно, что составы как кислых, так и основных пород геохимически очень близки, хотя соотношение изотопов стронция различны и кислые продукты скорее всего появляются в результате плавления корового материала. Нам представляется это очень хорошим подтверждением образования всех этих пород под влиянием плюма, сквозьмагматические потоки от которого и определяют геохимическую специфику формирующихся магм [Альмухамедов и др., 1999].

Рассмотрим теперь взаимоотношение пород континентальных рифтовых зон и внутриплитового магматизма в целом с горячими и холодными полями мантии Земли.

Представления о горячих полях мантии впервые были сформулированы в 1983 г. [Зоненшайн, Кузьмин, 1983]. Всего было выделено четыре поля (рис. 8): два больших (Тихоокеанское и Африканское) и два малых (Центрально-Азиатское и Тасманское или Австрало-Антарктическое) с поперечниками порядка 10 000–12 000 км и 2000–3000 км соответственно. Эти поля выделяются, прежде всего, скоплениями горячих точек мантии, но, кроме того, сопровождаются аномалиями формы геоида. Большим полям соответствуют положительные аномалии поверхности сферы геоида – до +80 м, тогда как “малые” поля сопровождаются отрицательными аномалиями от -20 до -80 м [Зоненшайн, Кузьмин, 1993]. “Большие” поля четко проявляются также по повышенному положению “астеносферного зеркала”, под которым понимается гипсометрическое положение осей спрединга относительно уровня моря. Например, в Африканском поле оно достигает 500–1000 м над уровнем моря (Эфиопский и Исландский рифты).

Внутриплитный магматизм горячих полей мантии представлен ассоциациями пород повышенной щелочности, а именно, щелочными базальтами, щелочными габброидами, фонолитами, трахитами, комендитами, пантеллеритами и другими. В отрезках срединно-океанических хребтов,

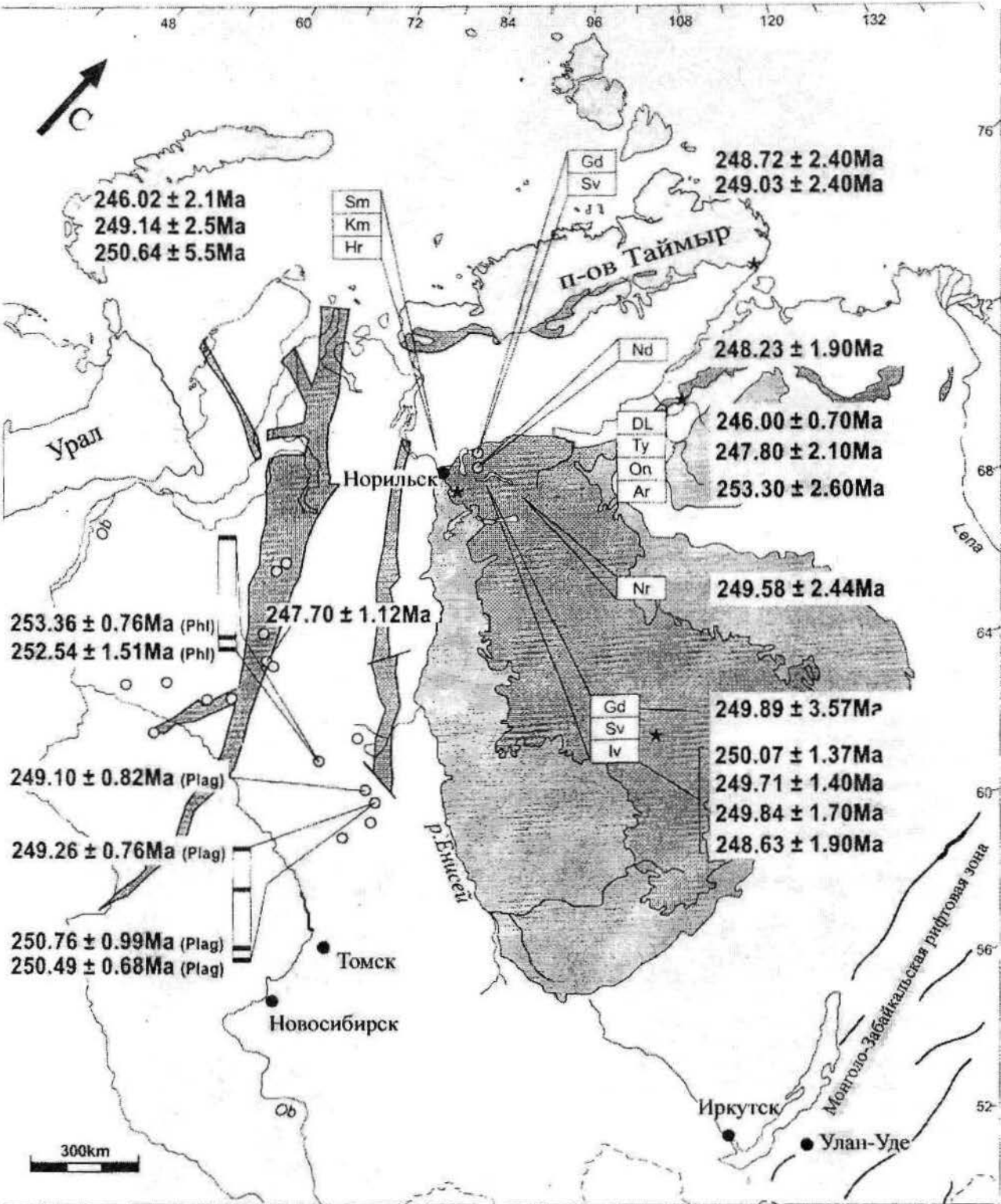
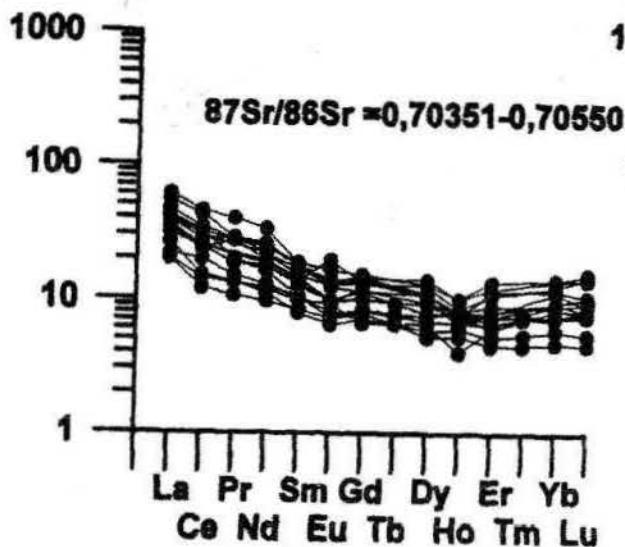


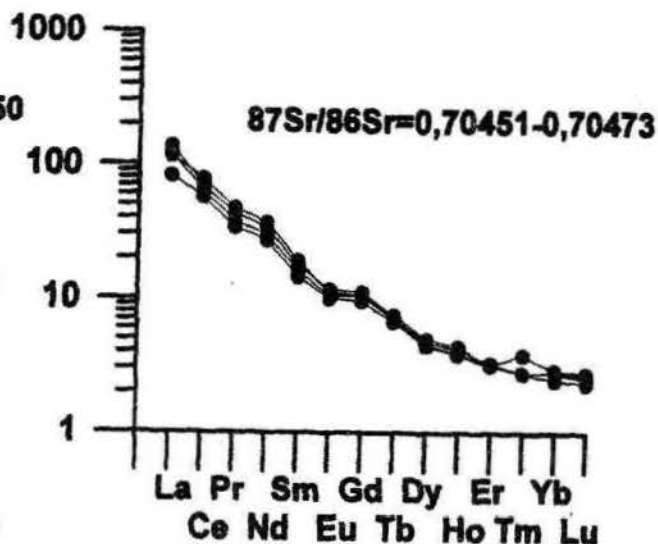
Рис. 6. Сравнительные данные по Ar/Ar возрастам пермотриасовых эффузивов Восточной и Западной Сибири (по: [Reichow et al., 2002] с дополнениями)

Более темными тонами показаны поле, развитие эффузивных трапсов Сибирской платформы и рифтовых зон Западной Сибири, более светлыми – область развития туфовой и интрузивной фации Сибирских трапсов. Свиты трапповой формации Сибирской платформы: Норильский район – Sm – самоедская, Km – кумчинская, Nr – хараелахская, Nd – надеждинская, Gd – чудчихинская, Sv – сиверминская, Iv – ивакинская; Плато Путорана – Nr – веракарская; Маймега-Котуйская провинция – Dl – дельканская, Ty – туланкитская, On – опкучанская, Ar – ариджанская

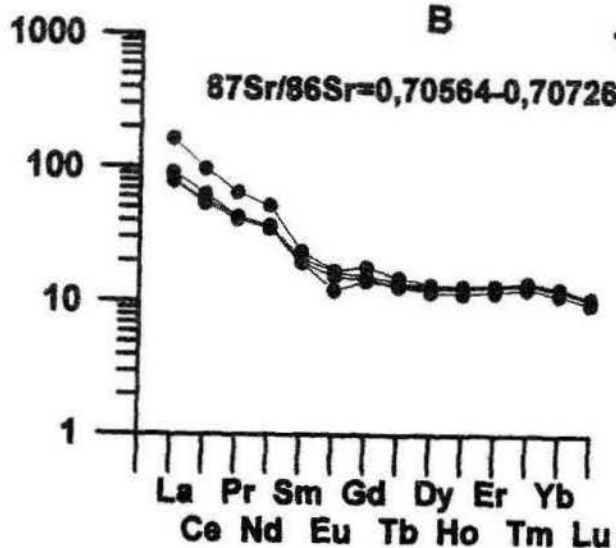
А



Б



В



Г

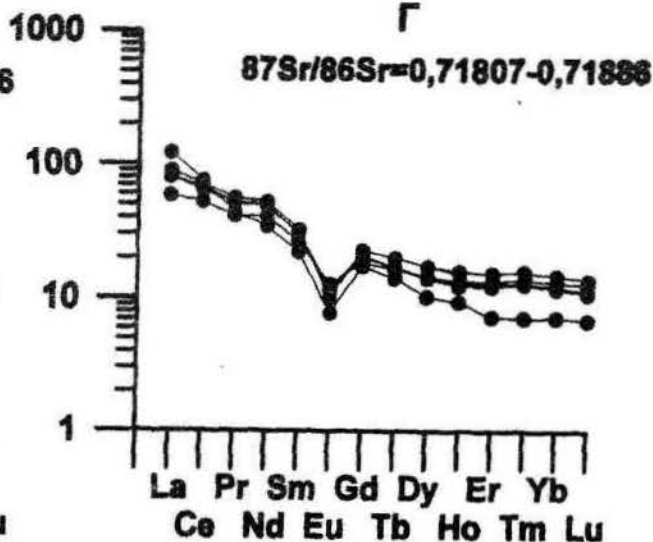


Рис. 7. Распределение редкоземельных элементов (нормировки по примитивной мантии) в пермтриасовых вулканитах Западно-Сибирской плиты

А – субщелочные и обогащенные толенитовые базальты; Б, В – шонониты умеренно и высококальциевые, соответственно; Г – риолиты

расположенных над горячими полями, океанические вулканиты представлены E-MORB разновидностями, т.е. базальтами, обогащенными некогерентными элементами относительно N-MORB. Это позволило говорить о связи источников внутриплитового магматизма с горизонтами мантии, отличными от деплетированной, которая является источником базальтов N-MORB. При этом высказывались мнения как о ювенильном, нижнемантийном источнике таких расплавов, так и о рециклированном в ходе субдукционных процес-

сов литосферном происхождении обогащенной мантии.

Для решения этого вопроса привлекаются самые разные данные – геологические, геохимические, палеомагнитные и т.д. Так, была установлена корреляция между инверсиями магнитного поля Земли, которые несомненно связаны с динамикой ядра, и объемами продуктов внутриплитового магматизма, позволившая однозначно говорить о нижнемантийной природе горячих полей мантии Земли [Larsen, Olsen, 1991]. На этой основе были выд-

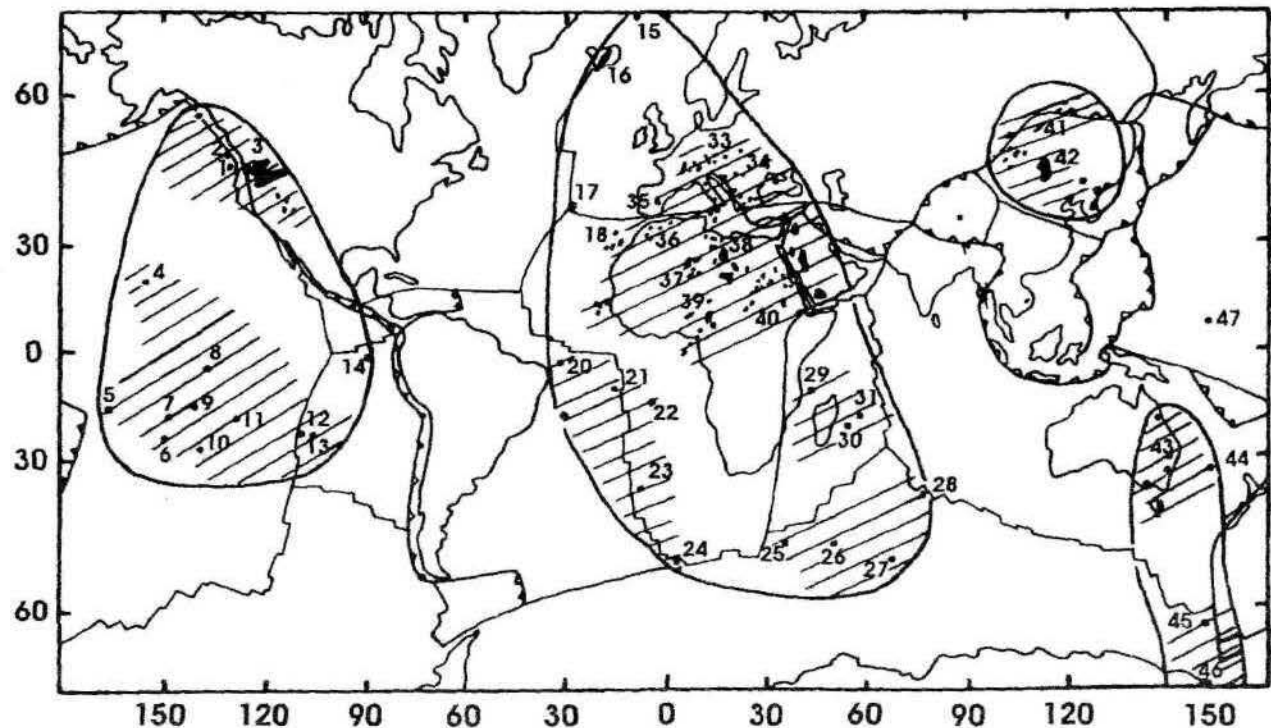


Рис. 8. Распространение горячих точек и очертания горячих полей мантии [Зоненшайн, Кузьмин, 1993]

Пронумерованы горячие точки и проявления внутриплитного вулканизма: 1 – Хуан-де-Фука; 2 – Эндевер; 3 – Колумбийское плато; 4 – Гавайские острова; 5 – Самоа; 6 – Табуаи; 7 – Таити; 8 – Маркизские острова; 9 – Туамоту; 10 – Лайи; 11 – Питкерн; 12 – Пасхи; 13 – Сала-и-Томес; 14 – Галапагос; 15 – Ян-Майен; 16 – Исландия; 17 – Азорские острова; 18 – Канарские острова; 19 – острова Зеленого Мыса; 20 – Фернандо-ди-Нариньи; 21 – Вознесения; 22 – Святой Елены; 23 – Тристан-да-Кунья; 24 – Буве; 25 – Принц Эдуард; 26 – Крозе; 27 – Кергелен; 28 – Святого Павла; 29 – Коморские острова; 30 – Реюньон; 31 – Маврикий; 32 – Центральный массив; 33 – Рейнский грабен; 34 – Богемский рифт; 35 – Сардиния; 36 – Марокко; 37 – Хоггар; 38 – Тибести; 39 – Камерун; 40 – Афар; 41 – Байкал; 42 – Дариганга; 43 – Восточная Австралия; 44 – Лорд Хау; 45 – Баллени; 46 – Эребус; 47 – Каролинские острова

винуты представления о двухслойной мантийной конвекции, причем верхнемантийная конвекция ответственна за процессы, связанные с тектоникой плит, а подъем плюмов от нижней мантии, от пограничного между ядром и мантией слоя (слой “Д”) с высоким температурным (~1000 °С) градиентом определяют процессы внутриплитового магматизма [Зоненшайн, Кузьмин, 1993]. Экспериментальные работы Н.Л. Добрецова и А.Г. Кирдяшкина убедительно показали возможность двухслойной мантийной конвекции.

Решающий вклад в решение вопроса о глубинном строении Земли и движении в них мантийных масс внесли результаты сейсмологографических исследований [Fucso et al., 1994; Maruyama, 1994], показавших существование в мантии высокоскоростных и низкоскоростных зон, которые прослеживаются от подошвы литосферы до ядра. Вполне резонно они были сопоставлены соответственно с “холодной” и “разогретой”, даже частично расплавленной (низкоскоростной) мантией. Важно подчеркнуть, что при такой интерпретации разогретая мантия располагается под Африканским и Тихоокеанским горячими полями, в то время как проекции холодных (высокоскоростных)

областей мантии соответствуют малым полям – Центрально-Азиатскому и Тасманскому.

На основании интерпретации этих данных японские геофизики [Fucso et al., 1994; Maruyama, 1994] предложили следующую модель циркуляции материала мантии в Земле. В холодных плюмах происходит погружение холодного субдуцированного вещества в глубь мантии Земли, вплоть до слоя “Д”. Реакцией этого слоя на давление тяжелого (“холодного”) вещества является выдавливание горячих мантийных масс в других местах, которые поднимаются в нижнюю мантию, распавшись на ряд изолированных плюмов в верхней мантии и цепочки “горячих точек” в литосфере.

Детальные геохимические исследования, особенно данные по изотопным системам Rb-Sr, Sm-Nd и др., позволяют считать, что источником внутриплитовых магматических пород может служить как вещество первично недеплетированной или слабо деплетированной мантии типа PREMA, которая преобладает в строении нижней мантии, так и обогащенная мантия типа EM-I и EM-II, которые, вероятнее всего, отвечают фрагментам древней литосферы, погребенной в мантию [Hofmann, 1997]. Эти представления хорошо согласуются с

моделями первичного состава магматических пород горячих точек, так и с процессами рециклинга и не противоречат данным сейсмической томографии.

Рассмотрев историю распада Родинии, приведшей к образованию Тихого, а также Палеоазиатского, а позднее Уральского, Япетус и других палеоокеанов, японские геологи предложили следующую модель эволюции Земли [Maquyama, 1994]. После распада Родинии произошла амальгамация Сибири с рядом континентальных блоков, в том числе Северным и Южным Китаем. Эти процессы привели к формированию Евразии, что определило погружение под нее, начиная с перми, холодного литосферного материала в зону субдукции, вплоть до границы ядро-мантия. Наличие такой "холодной" воронки, по мнению упомянутых авторов, должно было привести к формированию осадочных депрессионных бассейнов и отсутствию внутриплитового магматизма, в отличие от областей выхода к поверхности горячих плюмов.

Однако историко-геологический анализ P_2-T_1 геологических событий на этой территории, проведенный Н.Л. Добрецовым [1997] В.В. Ярмолюком и др. [1996, 2001], показывает, что с этим этапом связано проявление траппов Сибирской платформы. Ранняя фаза щелочного магматизма Маймеча-Котуйской провинции датируется этим же возрастом (250–253 млн лет) [Richow et al., 2002]. С этим же или несколько более ранним (карбон) временем связано проявление широкого спектра гранитоидных пород на Алтае, Забайкалье, Монголии, Северном Китае, многие из которых также можно связывать с процессами палингенеза под влиянием горячих мантийных потоков [Ярмолюк и др., 1997, 2001]. Вполне понятно, что широкое проявление магматических пород Н.Л. Добрецов [1997] связывает с системой глубинных нижнемантийных плюмов. Их воздействие на литосферу вызвало поднятие большей части территории Северной Азии, тогда как по периферии этого поднятия возникла практически замкнутая система осадочных бассейнов. Высокая магматическая активность территории сохранялась и в более поздние этапы геологической истории. В настоящее время "выход" холодного плюма в Центральной Азии совпадает с выделением Л.П. Зоненшайном, М.И. Кузьминым [1983] малым горячим полем. Все это вступает в противоречие с выводами японских геологов и требует выяснения причин проявления магматической активности в регионе, характеризующимся преобладанием "холодной" мантии в ее основании. Очевидно, что простое объяснение горячих и холодных плюмов с позиции наличия или отсутствия внутриплитового магматизма неправомерно и требует дополнительного рассмотрения.

С этой целью нами были рассмотрены закономерности формирования внутриплитового магматизма в Северной Азии, проявившегося в пределах

Сибирского кратона и его складчатого обрамления с кембрия-ордовика до настоящего времени.

Внутриплитный магматизм в фанерозойской истории Северной Азии

Внутриплитная эндогенная активность в пределах Азиатского континента определяется системой грабенов, горстов, сводовых поднятий, а также проявлениями магматических пород повышенной щелочности, которые характеризуются обычно повышенными содержаниями редких некогерентных элементов. В табл. приведены краткие характеристики внутриплитных магматических пород, развитых в пределах Азиатского континента с раннего палеозоя по настоящее время, а на рис. 9 показаны области распространения внутриплитного магматизма различного возраста.

В ранне-среднепалеозойскую эпоху (490–360 Ma) получили развитие внутриплитовые магматические породы в Алтае-Саянской и Вилуйской областях.

Алтае-Саянская область внутриплитного магматизма охватывает территорию Минусинской котловины, Тувы, Восточного и Западного Саяна и Северо-Западной Монголии общей площадью 500×700 км. Здесь в последние годы были выполнены геохронологические исследования пород ряда плутонических комплексов и "немых" вулканических ассоциаций, результаты которых показали, что развитие внутриплитового магматизма началось в начале ордовика. К ним относятся постскладчатые массивы расслоенных габбро и щелочных гранитов джаргалантского плутона и сангиленского комплекса восточной Тувы с возрастом 490–480 и 460–450 млн лет соответственно [Козаков и др., 1999; Костицин и др., 1998]. С этого времени и до начала девона в регионе протекала практически непрерывная интрузивная деятельность с формированием массивов ультраосновных щелочных пород, нефелиновых сиенитов, щелочных и литий-фтористых гранитов, объединяемых в многочисленные интрузивные комплексы (огнитский, окуневский, бреньский и т.д.). Диапазон возрастов этих пород, установленных Rb-Sr и K-Ar методами, заключен между 450 и 400 млн лет [Рублев и др., 1994; Костицин и др., 1998; Kogarko et al., 1995]. Расцвет внутриплитной активности в области пришелся на ранний девон. Это было время рассеянного рифтогенеза, который привел к образованию многочисленных впадин и грабенов, рассредоточенных по рассматриваемой площади, и сопровождался крупномасштабными излияниями лав преимущественно основного состава – базальтов, тефритов, трахибазальтов, а также фонолитов, трахитов, трахириолитов и комендитов. Излияния сопровождалась внедрениями тешенитов, щелочных гранитов и сиенитов. В среднем девоне магматическая активность резко сократилась. Но, в целом, масштабы магмати-

Таблица. Эпохи, провинции и области внутриплитного фанерозойского магматизма в пределах Сибирской платформы и ее Центрально-Азиатского складчатого обрамления

Эпохи и <i>этапы</i> активности	Провинции и области внутриплитной активности и характер магматических событий (числа в скобках – датировки пород в млн лет)	
<p>Ранне-среднепалеозойская <i>Ордовик–силур</i></p> <p><i>Поздний силур – ранний девон</i></p> <p><i>Средний девон</i></p> <p><i>Поздний девон – ранний карбон</i></p>	<p>I. Алтае-Саянская</p> <p>Формирование щелочных гранитов и сиенитов, расслоенных оливиновых габбро, ультраосновных щелочных пород, нефелиновых сиенитов [490, 460, 450–410]</p> <p>Образование грабенов и впадин, излияния трахибазальтов, трахитов, трахириолитов, внедрение щелочных и Li-F гранитов, ультраосновных и щелочных пород [390]</p> <p>Формирование ассоциаций: фonoлит-трахибазальтовой, трахибазальт-трахипантеллеритовой, нефелин-сиенитовой, щелочно-гранитной [375]</p>	<p>II. Вилуйская</p> <p>Формирование овового поднятия, излияния трахибазальтов, трахитов, фонолитов</p> <p>Формирование рифтовых зон, поясов базальтовых даек, платобазальтовые излияния</p> <p>Излияния трахитов, субщелочных и щелочных базальтоидов, внедрения даек шонкинитов и тешенитов, образование массивов щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами</p>
<p>Позднепалеозойская–раннемезозойская</p> <p><i>Поздний карбон – ранняя пермь</i></p> <p><i>Середина перми</i></p> <p><i>Поздняя пермь – ранний триас</i></p> <p><i>Триас – ранняя юра</i></p>	<p>III. Баргузино-Витимская [330–290]</p> <p>Формирование рифтогенных поясов – <i>Сынырского</i> (массивы щелочных, нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов [295, 285]) и <i>Удино-Витимского</i> (массивы ультраосновных щелочных пород, щелочных габброидов, нефелиновых сиенитов, щелочных сиенитов и гранитов, карбонатитов); внедрение пород щелочно-базальтового состава и вызванные ими процессы палингенного плавления с образованием гранитоидов Ангаро-Витимского батолита</p> <p>V. Сибирская грапшовая</p> <p>Формирование грапшового комплекса [255–235]</p> <p>VI. Западно-Сибирская рифтовая система</p> <p>Формирование рифтовой системы с существенно базальтовыми излияниями [235–218]</p>	<p>Рифтовые системы Центральной Азии</p> <p>IV. Позднепалеозойская</p> <p><i>Гоби-Тяньцзянская</i> рифтовая зона с бимодальным базальт-коммендитовым, щелочно-гранитным [310–285] и лейкогранитным литий-фтористым [285] магматизмом</p> <p><i>Гоби-Алтайская</i> рифтовая зона с бимодальным [275] базальт-пантеллеритовым и щелочногранитным магматизмом</p> <p><i>Северо-Монгольская</i> рифтовая зона [265–250] с бимодальным базальт-пантеллеритовым и щелочногранитным магматизмом. Формирование зонально-симметричного магматического ареала, внешние зоны – Северо-Монгольская и Гоби-Алтайская рифтовые зоны; ядро ареала – Хангайский гранодиорит-гранитовый и граносиенитовый батолит [255–250]</p> <p>VII. Раннемезозойская</p> <p>Формирование зонально-симметричного магматического ареала в Восточной Монголии и Западном Забайкалье. Ядро ареала – Хентейский гранитоидный батолит. Периферия ареала – зоны бимодального базальт-трахит-пантеллеритового, базальтового и щелочно-гранитоидного магматизма.</p> <p>Локальные излияния тefритов и фонолитов, формирование автономного типа массивов щелочных и литий-фтористых гранитов, нефелиновых и лейцитовых сиенитов в Центральной и Западной Монголии, Туве и Алтае</p>

Таблица. Окончание

Эпохи и <i>этапы</i> активности	Провинции и области внутриплитной активности и характер магматических событий (числа в скобках – датировки пород в млн лет)
Позднемезозойская-раннекайнозойская	Центрально-Азиатская внутриконтинентальная
<i>Поздняя юра</i>	Заложение системы горячих точек: Южно-Хангайской (ЮХ), Восточно-Монгольской (ВМ), Западно-Забайкальской (ЗЗ), Центрально-Алданской (ЦА). Формирование отдельных грабенов с базальтами, трахитами, трахириолитами, местами с карбонатитами, пантеллеритами и массивами щелочных и Li-F гранитов [170-140]
<i>Ранний мел</i>	Формирование систем грабенов (рифтогенез) в ЮХ, ВМ, ЗЗ областях с платобазальтовыми излияниями и проявлениями тефритов, фонолитов, нефелиновых сиенитов, шонкинитов, карбонатитов, онгонитов и Li-F гранитов [140-100]
<i>Поздний мел – ранний кайнозой</i>	Автономные небольшие поля базальтов, меланефелитов, тефритов, базанитов в вулканических областях ЮХ, ЗЗ и ЦА [100-30]
Позднекайнозойская	Центрально- и Восточно-Азиатская внутриконтинентальная Активизация магматической деятельности в ЮХ, ЗЗ и ЦА областях, заложения новой системы рифтов (Байкальской и Шаньси) и горячих точек (Южно-Байкальской, Дариганской и др.), излияния платобазальтов, тефритов, базанитов [<25]

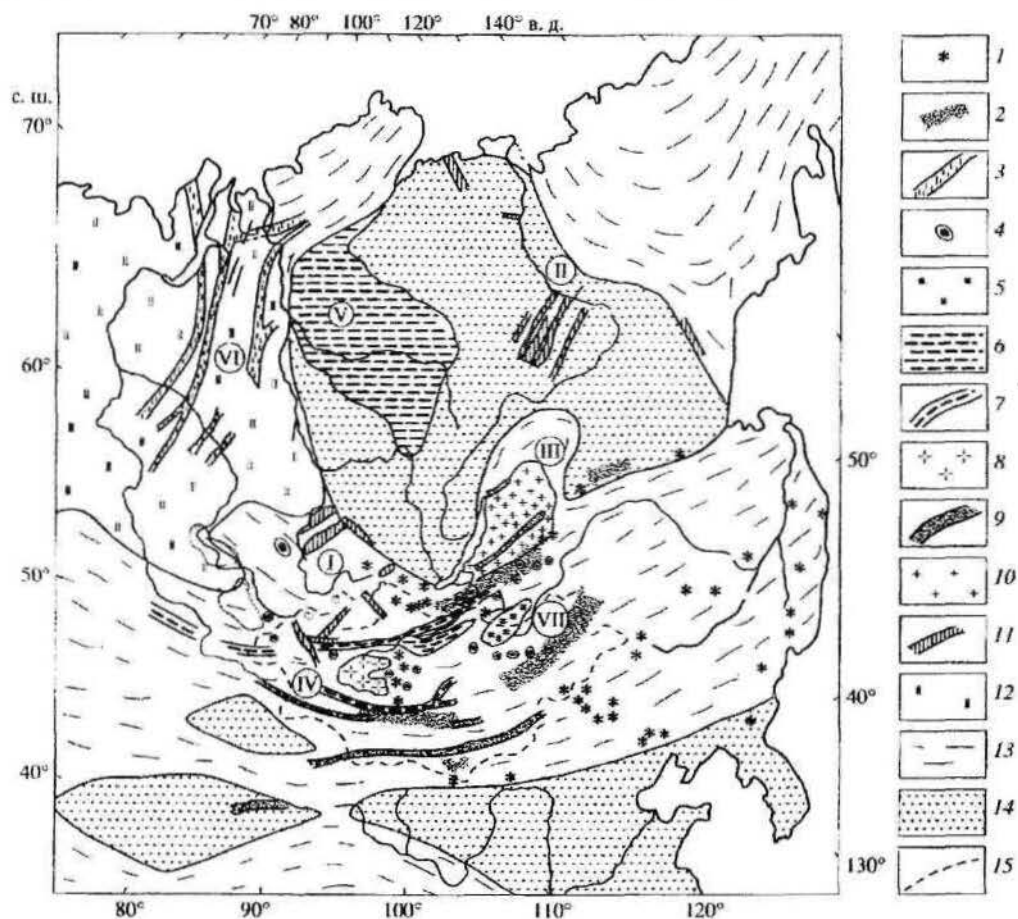


Рис. 9. Схема размещения ареалов внутриплитного магматизма в пределах Сибирской платформы и ее складчатого обрамления

1-11 – внутриплитные магматические ассоциации: 1 – кайнозойские, 2 – позднемезозойские, 3-5 – раннемезозойские: 3 – рифтовой системы Западной Сибири, 4 – рифтогенных зон Центральной Азии, 5 – Хентейского батолита; 6-8 – пермь – раннетриасовые: 6 – Сибирской трапповой провинции, 7 – рифтовых зон Центрально-Азиатской рифтовой системы, 8 – Хангайского батолита; 9-10 – позднекаменноугольные – раннепермские: 9 – рифтовых зон Центрально-Азиатской рифтовой системы, 10 – Ангаро-Витимского батолита; 11 – девонские, 12 – Западно-Сибирская плита, 13 – складчатые пояса, 14 – платформы, 15 – граница Монголии.

Внутриплитные магматические области и провинции (цифры в кружках): I – Алтае-Саянская, II – Вилуйская, III – Баргузино-Витимская, IV – позднемезозойская Центрально-Азиатской рифтовой системы, V – Сибирская трапповая, VI – Западно-Сибирской рифтовой системы, VII – раннемезозойская Центрально-Азиатской рифтовой системы

ческой активности в Алтае-Саянской области были весьма значительны. Так, только в Минусинской котловине было излито 50 000 км³ лав [Лучицкий, 1966]. Это позволяет предполагать, что по всей области было сформировано более 100 000 км³ изверженных пород.

Вилуйская область характеризуется возникновением в среднем палеозое в восточной части Сибирской платформы серии рифтовых зон. Наиболее ранние магматические события датируются поздним силуром. Они происходили на фоне роста сводового поднятия в центральной части области и характеризовались высокощелочным составом изверженных пород, представленными тефритами, трахибазальтами, трахитами, фолонитами, а также массивами ультраосновных щелочных пород с карбонатитами, тяготеющие к восточному краю Сибирской платформы и Сетте-Дабану [Колодезников, 1989, 1992]. Фаза наивысшей тектонической и магматической активности охватила средний и поздний девон. Ей соответствовал раскол сводового поднятия тройной системой грабен и сопровождавшие раскол платоизлияния субщелочных и толеитовых базальтов. Излияния чередовались с осадконакоплением, в результате чего в грабенах были сформированы многокилометровые осадочно-вулканогенные толщи. Наиболее поздние проявления магматизма датируются ранним карбоном. За время формирования области было извергнуто большое количество магматических продуктов. Только в Вилуйском поясе грабенов их объем оценивается примерно в 100000 км³.

Позднепалеозойская-раннемезозойская эпоха отвечает событиям, происходившим между 330 и 185 млн лет [Ярмолюк и др., 2000]. Она стала временем наиболее масштабных внутриплитных процессов, охвативших практически всю территорию позднепалеозойского Северо-Азиатского кратона. Магматизм представлен поясом субпараллельных рифтовых зон, выполненных бимодальными базальт-комендитовыми и базальт-пантеллеритовыми ассоциациями и контролирующими, многочисленные массивы щелочных гранитов и сиенитов. Пояс возник на южной активной окраине позднепалеозойского Северо-Азиатского континента и протянулся более чем на 3000 км при ширине до 600 км через территории Западного Забайкалья, Монголии, Северо-Западного Китая, в том числе Тарима, и Восточного Казахстана. Отмечается смещение во времени зон рифтогенеза от южного края континента (310–290 млн лет назад) вглубь его (260–250 млн лет назад) примерно на 600 км. Выделяется в этой эпохе следующие этапы.

Ранний этап соответствует зарождению рифтовой системы и формированию наиболее ранних в ее структуре грабенов Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны вдоль южного края Северо-Азиатского палеоконтинента. Геологический возраст зоны отвечает позднему карбону – ранней перми. Rb-Sr изохронные датировки щелочных гранитов и вулканитов

этой зоны укладываются в интервал 310–285 млн лет [Ярмолюк и др., 2000].

Этому этапу отвечает также образование на территории Забайкалья Баргузино-Витимского, естественно плутонического ареала, известного также как Ангаро-Витимский гранитоидный батолит [Ярмолюк и др., 1997]. Его площадь составляет около 500×300 км. Внутриплитная природа ареала определяется широким участием в его строении щелочных пород. Прежде всего, последние образуют пояса интрузий вдоль двух разломных зон рифтогенного типа – Сыньярской и Удино-Витимской, которые ограничивают с бортов поле распространения гранитоидов батолита. В пределах этих зон локализованы массивы щелочных ультраосновных и основных пород, щелочных гранитов и сиенитов, в том числе лейцитовых и нефелиновых. В Сыньярской зоне они объединяются в одноименный комплекс, а в Удино-Витимской зоне отнесены к сайженскому и частично заинскому комплексу. Rb-Sr возраст пород сыньярского комплекса отвечает интервалу 300–285 млн лет, возраст пород сайженского комплекса варьирует в диапазоне 320–290 млн лет [Ярмолюк и др., 2000]. Во внутренней части ареала, занятой главным образом гранитоидами батолита, щелочные породы имеют ареальное распространение. Они представлены многочисленными синплутоническими интрузиями пород щелочнобазальтоидного состава. Предполагается, что тепловое воздействие магм последних на кору привело к масштабному коровому анатексису и определило возникновение собственно гранитов батолита. Возраст базитовых интрузий определяется возрастом пород батолита, который в соответствии с данными U-Pb и Rb-Sr датирования сформировался в интервале 320–290 млн лет [Ярмолюк и др., 2000].

Пермский – раннетриасовый этап охватывает интервал времени 280–240 млн лет и отвечает завершению образования структурного каркаса Центрально-Азиатской рифтовой системы. В соответствии с последовательным продвижением зоны рифтообразования вглубь континента в конце ранней – начале поздней перми возникла Гоби-Алтайская, а в поздней перми – Северо-Монгольская рифтовые зоны. Последняя удалена от края континента более чем на 600 км, а Rb-Sr возраст ее пород – вулканитов базальт-пантеллеритовых ассоциаций и щелочных гранитов оценивается в интервале 265–249 млн лет [Ярмолюк и др., 2000]. Одновременно со становлением этих зон между ними возник Хангайский гранитоидный батолит, сформировавшийся, подобно Ангаро-Витимскому батолиту, под воздействием внутриплитных источников тепла. Возраст пород батолита, оцененный по U-Pb датировкам цирконов, составляет 255–250 млн лет [Ярмолюк и др., 2000] и таким образом совпадает с возрастом пород рифтовых зон, обрамляющих батолит с севера и юга. В результате обший магматический ареал этого времени приобрел черты зонально-симметричного строения.

Одновременно с формированием Центрально-Азиатской рифтовой системы в конце перми – начале триаса произошли рассмотренные выше крупнейшие в Азии платобазальтовые излияния с образованием трапповой провинции Сибирской платформы и сопряженной с ними рифтовой системы Западной Сибири [Richow et al., 2002]. Продуктами платоизлияний была покрыта площадь свыше 1500000 км². Образование трапповой области, по-видимому, началось в северо-западной ее части в Меймеча-Котуйском и Норильском районах, где в интервале 253–246 млн лет произошли извержения щелочных базальтоидов и субщелочных дифференцированных базальтов.

Раннемезозойский этап (230–185 млн лет) характеризуется миграцией ареалов предыдущего этапа на восток [Ярмолюк и др., 2002]. В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса в это время возник зонально симметричный магматический ареал, напоминающий строением пермский ареал (рис. 10). Однако, в отличие от последнего его ядро (Хентейский батолит) оказалось смещенным к востоку от ядра пермского ареала (Хангайского батолита) примерно на 800 км. Батолит возник в области столкновения бортов Монголо-Охотского прогиба и сложен крупными массивами гранодиорит-гранитовой ассоциации общей площадью свыше

50000 км². Возраст батолита оценивается как средне – поздне триасовый на основе геологических данных, а также в соответствии с результатами Rb-Sr датирования пород главных его комплексов – кыринского (229 млн лет) и мензинского (206 млн лет) [Ярмолюк и др., 2002]. Батолит обрамлен зонами развития мелких тел лейкогранитов, литий-фтористых гранитов, щелочных гранитов и сиенитов, а также базальт-пантеллеритовых, базальт-трахитовых и щелочнобазальтоидных ассоциаций. Время их формирования в Западном Забайкалье (северный борт ареала) оценивается в интервале 200–230 млн лет [Ярмолюк и др., 2001]. Близкий возрастной интервал (185–220 млн лет) установлен для аналогичных пород южного обрамления батолита в Восточной Монголии [Ярмолюк и др., 2002].

Раннемезозойские внутриплитные ассоциации распространены, кроме того, далеко к западу от батолитового ядра ареала на территории Алтая, Тувы и Северо-Западной Монголии [Владимиров и др., 2001; Ярмолюк и др., 2002]. Они представлены поясами даек базальтов и щелочных базальтоидов, массивами нефелиновых сиенитов, а также редкометалльными литий-фтористыми и сподуменовыми гранитами, дайками онгонитов и эльванов, U-Pb и Rb-Sr возраста которых варьируют от 230 до 205 млн лет [Владимиров и др., 2001].

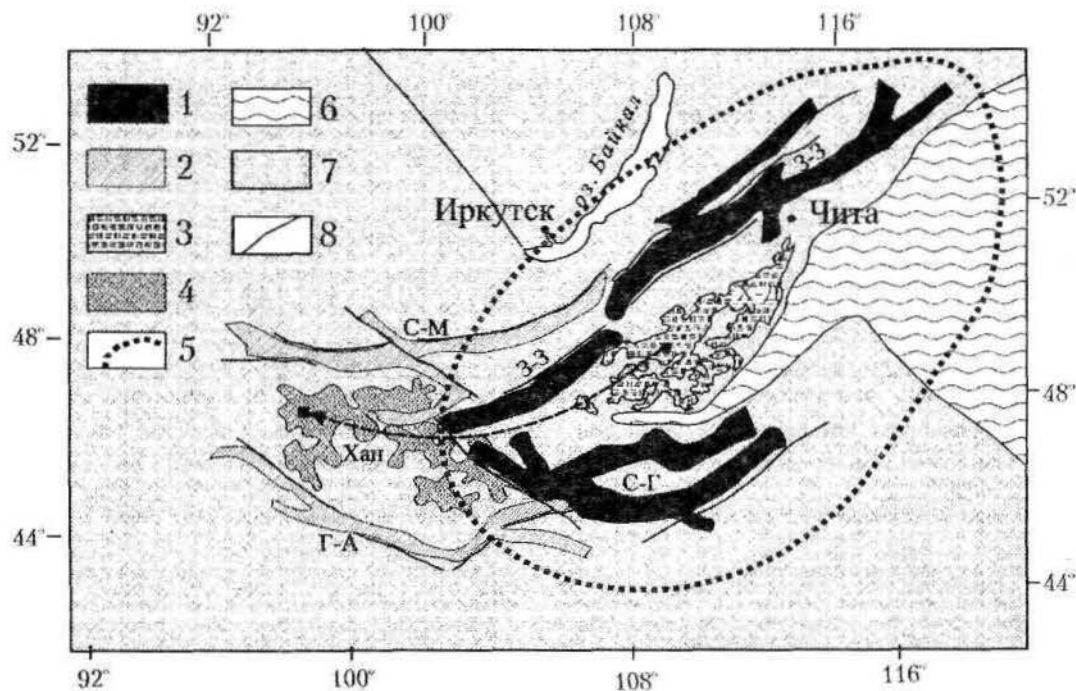


Рис. 10. Схема размещения раннемезозойского и позднепалеозойского зональных магматических ареалов в южном обрамлении Сибирской платформы по [Ярмолюк и др., 2002]

Как следует из рисунка, одинаково построенные разновозрастные ареала смещены относительно друг друга на ~800 км, что соответствует вращению континента над мантийным плюмом по часовой стрелке.

1–2 – рифтовые зоны: 1 – раннемезозойские, 2 – позднепалеозойские, 3–4 – батолиты: 3 – раннемезозойский (Хентей-Даурский), 4 – позднепалеозойский (Хангайский), 5 – проекция мантийного плюма, 6 – морской бассейн, 7 – континент, 8 – разломы.

Рифтовые зоны: раннемезозойские – З-З – Западно-Забайкальская, С-Г – Северо-Гобийская, позднепалеозойские – С-М – Северо-Монгольская, Г-А – Гоби-Алтайская; батолиты – Х-Д – Хентей-Даурский, Хан – Хангайский

зана с процессами новейшей внутриплитной вулканической и тектонической активизации, охватившей территорию Центральной и Восточной Азии [Ярмолюк и др., 1991, 1995, 2000; Коваленко и др., 1999]. Магматическая активность отвечала продолжению позднемезозойской-раннекайнозойской магматической истории в Западно-Забайкальской, Южно-Хангайской и Центрально-Алданской вулканических областях, в пределах которых в позднем кайнозое были сформированы такие крупные лавовые плато как Витимское, Центральное Хангая, Удоканское. В это же время возник ряд новых вулканических областей, например, Южно-Байкальская и Даригангская. Их активность привела к созданию многочисленных, относительно крупных лавовых полей, расчлененных по территории Центральной и Восточной Азии. Развитие этих вулканических районов происходило довольно однотипно – на ранних стадиях их формирования преобладали трещинные излияния, затем следовали локальные излияния центрального типа и в финальной стадии возникли небольшие шлаково-бомбовые вулканы [Ярмолюк и др., 1995]. Исключение представляет Южно-Байкальская вулканическая область, характеризующаяся наиболее продолжительной и многоэтапной магматической историей. Вулканические продукты эпохи представлены исключительно лавами основного состава повышенной щелочности [Ярмолюк и др., 2003].

Таким образом, рассмотренный материал показывает, что на протяжении всего фанерозоя в пределах Сибирского кратона и его южного и западного складчатого обрамления происходили внутриплитовые процессы. Они были локализованы в пределах отдельных обособленных областей, для которых свойственны следующие особенности геологического развития.

1) Длительное (десятки млн лет) проявление внутриплитовой активности.

2) Относительно постоянная позиция в пределах континента.

3) Непрерывная магматическая деятельность с характерной внутриплитовой магматической специализацией.

Касаясь объемов внутриплитных магматических пород разного возраста, следует отметить, что в течение практически всего палеозоя и мезозоя интенсивность магматизма была в целом близкой. Исключение составляет интервал 253–246 млн лет – время излияния Сибирских траппов, когда за короткий период было извергнуто свыше 1.5×10^6 км³ магматических пород [Золотухин, Альмухамедов, 1991; Зоненшайн и др., 1991].

В позднем мелу отмечается резкое уменьшение объемов внутриплитного магматизма до величины около 100 км³. Незначительные объемы магматической деятельности сохранялись до конца олигоцена, и только в позднем кайнозое (<25 млн лет) объемы излившихся лав достигли уровня магма-

Возможно, в раннем мезозое внутриплитная активность протекала также и в пределах северо-западного и Антарктического обрамления Сибирской платформы [Аплонов, 1987; Харин, 2000]. Здесь на территории Западной Сибири господствовали процессы рифтогенеза, расчленившего домезозойский фундамент территории серий крупных рифтов, фиксируемые геофизическими данными, а также данными бурения [Конторович и др., 1994]. Грабены выполнены триасовыми толщами, в составе которых участвуют контрастные вулканические серии (базальты, щелочные базальтоиды, риолиты) и обломочные породы. Наиболее крупный Уренгойский грабен в центральной части Западной Сибири раскрывался, как предполагается, в виде так называемого Обского палеоокеана с новообразованной океанической корой в его основании. Время существования палеоокеана определено по палеомагнитным данным в интервале 235–218 млн лет [Аплонов, 1987].

К рубежу 190 млн лет по всей территории Северной Азии внутриплитная активность резко сократилась, обозначив тем самым окончание позднепалеозойской – раннемезозойской эпохи.

Позднемезозойская-раннекайнозойская эпоха охватывает около 150 млн лет геологической истории региона с конца средней юры (~170 млн лет) и до начала миоцена (~25 млн лет) [Ярмолюк и др., 1995, 2000; Коваленко и др., 1999]. На протяжении эпохи характер магматической деятельности направленно изменялся, и в соответствии с этими изменениями выделяется в развитии магматизма этой эпохи два этапа.

Позднеюрский – раннемеловой этап (170–100 млн лет) отвечает времени образования Восточно-Монгольской, Западно-Забайкальской, Южно-Хангайской и Центрально-Алданской вулканических областей. Их развитие было сопряжено с процессами рифтогенеза и сопровождалось достаточно масштабной магматической деятельностью. Наряду с преобладающими трахибазальтами в этих областях возникли вулканические ассоциации с трахитами, трахириолитами, пантеллеритами, фонолитами, тефритами, а также небольшие и редкие массивы нефелиновых и лейцитовых сиенитов, щелочных сиенитов и гранитов, литий-фтористых гранитов и онгонитов, шонкинитов и карбонатитов. Расцвет тектонической и магматической активности пришелся на начало раннего мела (130–140 млн лет) [Ярмолюк и др., 1995, 1998].

Позднемеловой – раннекайнозойский этап (100–25 млн лет) характеризуется резко подавленной, но тем не менее регулярной магматической активностью. В Западно-Забайкальской, Южно-Хангайской и Восточно-Монгольской областях в это время формировались отдельные небольшие по размерам лавовые поля и щитовые вулканы. Состав вулканических продуктов определяли основные щелочные породы – тефриты, базаниты, нефелиниты, в меньшей степени субщелочные базальты [Ярмолюк и др., 1998].

тической продуктивности в первой половине позднего мезозоя ($\sim 10^4 \text{ км}^3$) [Ярмолюк и др., 1995, 2000].

Особенности вещественного состава продуктов внутриплитного магматизма Центральной Азии

На рис. 11 представлены спайдер-диаграммы для траппов Сибирской платформы и мезозойских базальтов Западного Забайкалья [Ярмолюк, Коваленко, 2000]. Можно видеть, что все эти породы по составу близки между собой. Особо отметим мезозойские базальты Западного Забайкалья, которые по сравнению с базальтами OIB типа обогащены Ba, K, La, Pb, Sr, Nd, P, Li и обеднены Th, Nb, Ta, Hf, Mo. Сопряженные с ними мезозойские гранитоиды Забайкалья, слагающие ядро мезозойского зонального тектоно-магматического ареала, имеют аналогичные аномалии состава по сравнению со средним составом Земли [Тейлор, Мак-Леннан, 1987], однако обеднены Nb, Ta, Hf, Mo и обогащены Ba, Li. Подобное сходство составов базальтов – производных мантийных источников и коровых гранитоидов, по-видимому, свидетельствует о воздействии на кору глубинных трансмагматических флюидов, провоцировавших наряду с теплом базальтовых расплавов процессы анатексиса.

Для характеристики источников магматических расплавов, участвовавших в формировании внутриплитного магматизма, были проведены систематические исследования изотопного состава Sr и Nd в базитах разных магматических областей [Коваленко и др., 1999; Ярмолюк и др., 2000], а также использованы литературные данные. Все эти результаты сведены на рис. 12. Необходимо подчеркнуть, что они характеризуют породы основного состава, формирующиеся из мантийных источников, и таким образом отражают составы мантийных плюмов, ответственных за внутриплитную активность. Ниже типизация магматических мантийных источников дана по [Zindler, Hart, 1986].

Основные породы девонских ассоциаций Северо-Западной Монголии и Алтае-Саянской области существенно отличаются от магматических пород более поздних эпох магматизма [Ярмолюк и др., 2000; Коваленко и др., 1999, 2001]. Их составы отвечают источнику расплавов, который был в значительной степени деплетирован в отношении редкоземельных элементов ($\epsilon_{\text{Nd}} > 4$) и характеризовался широкими вариациями значений ϵ_{Sr} . В формировании этих пород, наряду с умеренно деплетированной мантией типа PREMA (превалирующего мантийного источника базальтов океанических островов) могла участвовать мантия типа EM-II, обогащенная Rb и, как следствие, радиогенным стронцием.

Для магматических ассоциаций, возникших в позднемезозойскую – раннемезозойскую и позд-

немезозойскую эпохи внутриплитного магматизма, устанавливаются одинаковые составы источников [Ярмолюк, Коваленко, 2000]. Фигуративные точки составов пород располагаются между составами двух типов мантийных источников: обогащенной радиогенным стронцием мантии (EM-II) и умеренно деплетированной мантии (PREMA), что предполагает их участие в образовании наблюдаемых комплексов пород. Среди последних параметрам EM-II ($\epsilon_{\text{Sr}} >> 0$, $\epsilon_{\text{Nd}} \sim 0$) отвечают породы, составы которых в наибольшей степени обогащены радиогенным стронцием ($\epsilon_{\text{Sr}} > 10-15$). Участие источника PREMA, по-видимому, имело второстепенное значение и лишь определило вытянутость поля изотопных составов. Важно подчеркнуть сходство составов пород из разных областей – траппов Сибирской платформы, синплутонических базитовых интрузий, сопровождавших формирование Ангаро-Витимского батолита и базальтов позднемезозойской рифтовой системы Центральной Азии. Все они образуют на диаграмме (см. рис. 11) компактное поле. На их фоне несколько выделяются базальты Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, отличающиеся от базитов других позднемезозойских рифтовых зон Центральной Азии значительно более деплетированными составами (ϵ_{Sr} до -15 и ϵ_{Nd} до $+7$). Как было показано ранее [Ярмолюк и др., 1999], такая их вещественная специфика определялась одновременным участием в магнообразовании разных по составу источников расплавов, а именно обогащенного материала мантийного плюма и деплетированной мантии надсубдукционного клина.

В общем поле составов внутриплитных магматических пород наиболее существенными отличиями обладают ранне- и позднекайнозойские базиты (см. рис. 12, 13). Для них типичны умеренно деплетированные изотопные составы (ϵ_{Sr} до -10 и ϵ_{Nd} до $+5$), отвечающие мантии типа PREMA, а также составы, обогащенные Nd относительно Sm (ϵ_{Nd} до -10) при незначительных вариациях изотопного состава Sr. Последние типичны для продуктов плавления обогащенной мантии типа EM-I [Zindler, Hart, 1986].

Установленные различия изотопных составов магматических источников имеют возрастную направленность. Как следует из рис. 14 в ряду разновозрастных внутриплитных проявлений Центральной Азии среди более ранних преобладали продукты, в которых изотопный состав Nd близок к составу мантии типа CHUR [Zindler, Hart, 1986] и источники типа EM-II согласно Nd-Sr изотопной систематики (см. рис. 12). Они отвечают эпохам наиболее высокой магматической продуктивности и проявлены, по-видимому, с девона, но в явном виде доминируют с начала позднего палеозоя. В самом конце мезозоя и кайнозое возобладала умеренно деплетированные источники магматизма (PREMA), что совпало с резким спадом продуктивности магматизма. В позднем кайнозое в составе источников магматизма отмечается источник типа EM-I, его проявление согласуется с возобновлением внутриплитной активности.

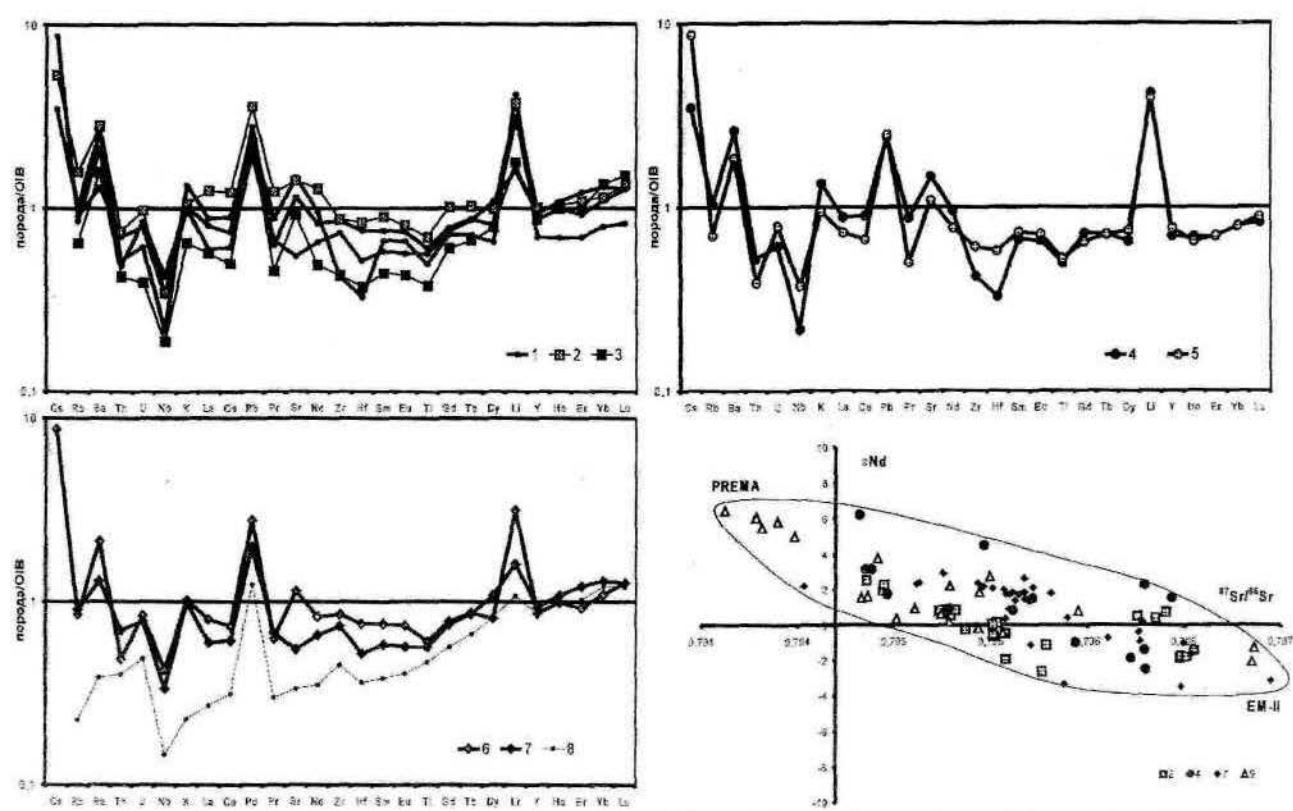


Рис. 11 Редкоземельный и изотопный состав позднепалеозойских – раннемезозойских внутриплитных магматических ассоциаций Центральной Азии

А–В – спайдерграммы составов пород: А – сводная, Б – Баргузино-Витимской и Гоби-Тяньшаньской областей, В – позднепалеозойской рифтовой системы Центральной Азии и Сибирской трапповой провинции, Г – сводная диаграмма изотопного состава.

1–8 – средние составы базитов магматических областей, нормированные по OIB [Sun, McDonough, 1989]: 1 – позднепалеозойских (включая Сибирскую трапповую), 2–3 – раннемезозойских: 2 – Западно-Забайкальской, 3 – Западно-Сибирской, 4–5 – позднекаменноугольных – раннепермских: 4 – Баргузино-Витимской, 5 – Гоби-Тяньшаньской, 6–8 позднепермских – раннетриасовых: 6 – позднепалеозойской рифтовой системы Центральной Азии, 7–8 – Сибирской трапповой провинции по [Альмухамедов и др., 1999]: 7 – субщелочных базальтов, 8 – толентовых базальтов.

Области мантийных источников PREMA и OIB по: [Zindler, Hart, 1986]

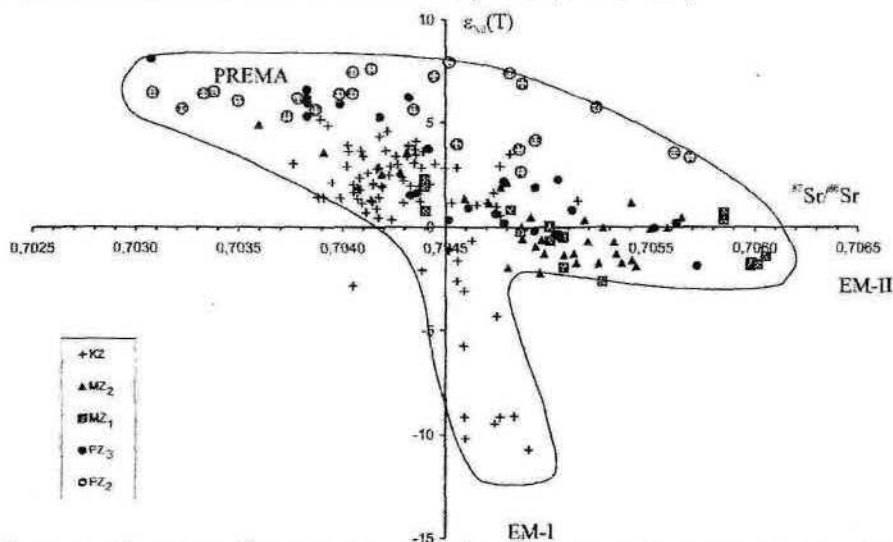


Рис. 12. Изотопный состав базитов фанерозойских внутриплитных магматических областей Северной Азии

1 – кайнозойских, 2 – позднемезозойских, 3 – раннемезозойских, 4 – позднепалеозойских, 5 – среднепалеозойских

Области мантийных источников PREMA, EM I и EM II по: [Zindler, Hart, 1986]

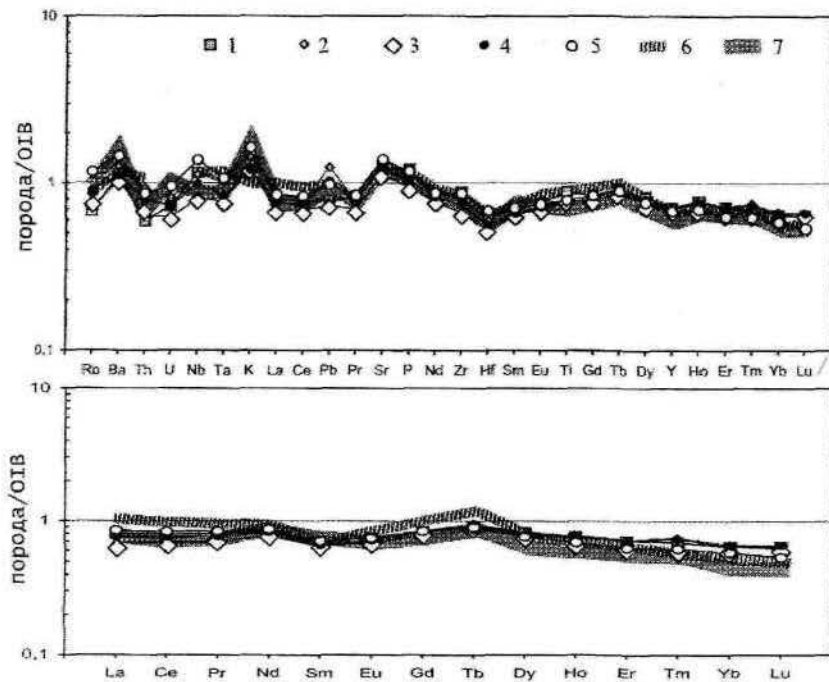


Рис. 13. Спайдерграммы распределения редких (а) и редкоземельных (б) элементов (ppm) в породах позднекайнозойских вулканических областей Центральной Азии по: [Ярмолюк и др., 2003]

1–5 – Южно-Байкальская вулканическая область, породы вулканических этапов: 1 – <3 млн лет, 2 – 3–6 млн лет, 3 – 6–16 млн лет, 4 – 17–23 млн лет, 5 – >23 млн лет, 6–7 – средние составы пород: 6 – вулканического поля Хануобо, 7 – Южно-Хангайской вулканической области

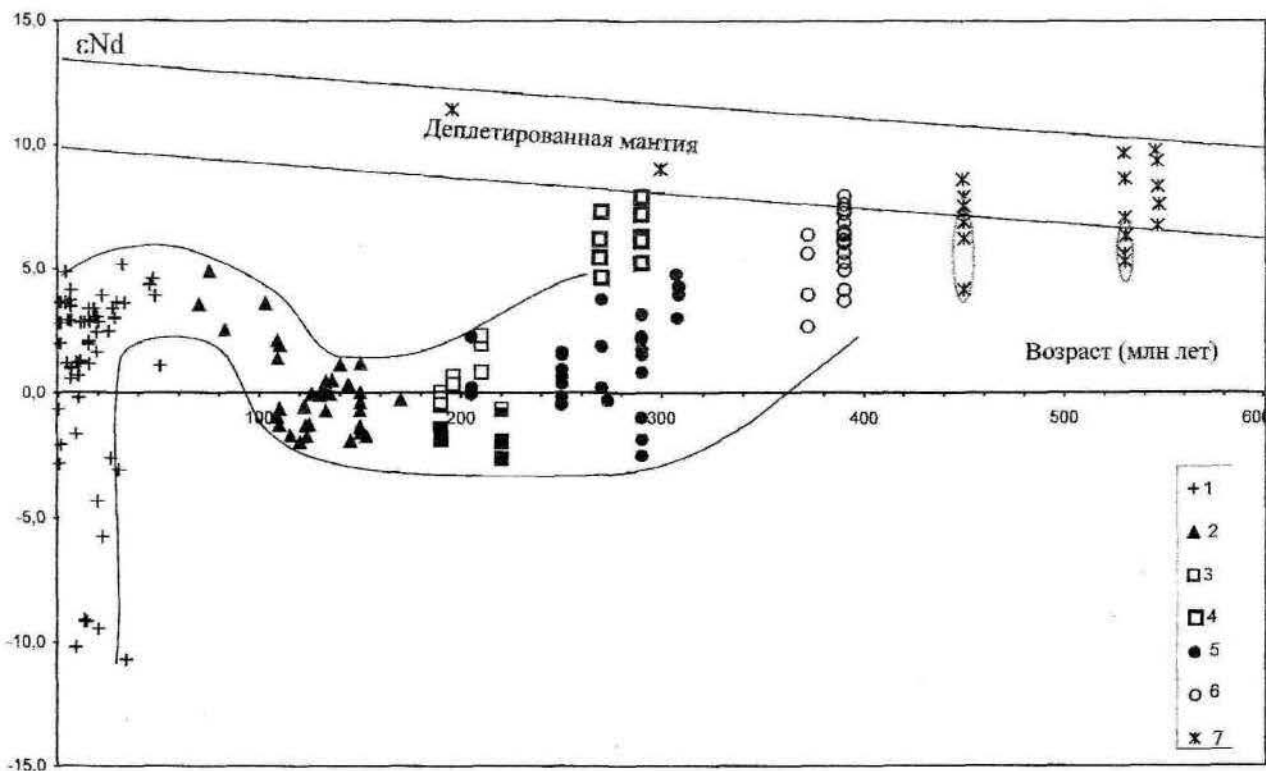


Рис. 14. Вариации изотопного состава Nd базитов магматических ассоциаций Северной Азии в зависимости от возраста их формирования по: [Ярмолюк и др., 2000]

Магматические ассоциации: 1–6 – внутриплитные: 1 – кайнозойские, 2 – позднемезозойские, 3 – ранне-мезозойские, 4 – позднепалеозойские Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, сформированные при участии деплетированной мантии [Ярмолюк и др., 1998], 5 – позднепалеозойские других рифтовых зон, 6 – среднепалеозойские, 7 – офиолитовых комплексов.

Линиями ограничены поля составов деплетированной мантии и поля составов пород внутриплитных ассоциаций; точечным контуром выделены составы офиолитов, сформировавшиеся при участии обогащенных мантийных источников

На диаграмме рис. 14 показаны также изотопные составы Nd офиолитовых комплексов Центральной Азии согласно [Коваленко и др., 1999]. Породы офиолитовых комплексов располагаются в поле составов деплетированной мантии (по [De Paolo, 1987]). В то же время можно заметить, что некоторые составы этих пород свидетельствуют об участии в их формировании обогащенных мантийных источников. Это хорошо согласуется с геологическими данными, свидетельствующими об участии высоко Ti (TiO_2 -2-3%) субщелочных базальтов, сопоставимых с породами океанических островов в строении ряда офиолитовых комплексов, например, Озерной и Джидинской зоны и в варисцидах Южной Монголии [Руженцев и др., 1990; Альмухамедов и др., 1996; Коваленко и др., 1999]. Эти данные позволяют говорить также о том, что на ранних этапах своего формирования Северо-Азиатский континент "столкнулся" с группой мантийных плюмов, некоторые из которых были перекрыты континентальной литосферой, в то время как другие продолжали свою активность под океаническими бассейнами, окружавшими континент.

Обсуждение результатов

Геохимические исследования, с учетом истории развития внутриплитного магматизма позволяют построить изотопно-геохимическую модель мантии под Центрально-Азиатским полем [Ярмолюк и др., 2000]. Кратко рассмотрим эту модель.

Формирование внутриплитного магматизма Центральной Азии было связано с мантийными источниками типа PREMA, EM-I и EM-II. Среди них ведущую роль играла обогащенная мантия типа EM-II в той или иной степени смешанная с источником PREMA. Эта мантия участвовала во внутриплитном магматизме разных магматических областей Северной Азии по крайней мере с начала позднего палеозоя и до позднего мела, то есть на протяжении более 200 млн лет. Если базальты срединно-океанических хребтов, участвовавшие в формировании офиолитов всех фанерозойских складчатых поясов Центральной Азии (до раннего мезозоя включительно), являются продуктами деплетированной верхней мантии, то внутриплитовые базальты отвечают источникам PREMA или EM-II, связанными с более глубокими, чем деплетированная, оболочками мантии.

В истории внутриплитного магматизма Северной Азии смена обогащенной мантии EM-II на умеренно деплетированную мантию PREMA в источнике расплавов совпала с резким снижением продуктивности внутриплитного магматизма и прекращением тектонической деятельности. Очевидно, что спад активности был связан с изменением термического состояния недр и погружением изотерм в глубины мантии. Следствием должно было стать погружение уровня зарождения мантийных плюмов, что позволяет предполагать

более глубокое размещение мантии типа PREMA относительно мантии EM-II. Напомним, что мантия типа PREMA является источником основной массы базальтов океанических островов, и обычно принимается ее нижнемантийное размещение.

Следующая смена состава источников внутриплитного магматизма совпала со вспышкой внутриплитной активности в позднем кайнозое Центральной и Восточной Азии. Очевидно, что эта вспышка должна была инициироваться тепловым импульсом в основание мантийного плюма. Представляется, что носителем этого импульса стала мантия с характеристиками EM-I, продукты которой до позднего кайнозоя были изолированы от процессов мантийного магнообразования. Поэтому, мы предполагаем более глубокое ее залегание по отношению к другим типам мантийных источников.

Источники EM-II и EM-I – обогащенные соответственно Rb и Nd, можно связать с погребенными в зонах субдукции остатками коры и литосферы. Если это справедливо, то для внутриплитных ассоциаций Северной Азии модельный возраст источников с характеристиками EM-II оценивается в 1.1–1.5 млрд лет и источников с характеристиками EM-I – в 2.3–2.5 млрд лет [Ярмолюк и др., 1998, 2000].

Можно предположить, что источник EM-II расположен на границе верхней – нижней мантии, а источник EM-I опущен до границы нижней мантии с ядром. Прежде чем обосновать модель эволюции внутриплитного магматизма Центральной Азии, рассмотрим положение горячих областей, точек, отдельных плюмов на палинспастических реконструкциях.

Очевидно, что после распада Родинии Сибирь где-то в кембрии, в соответствии с данными по возрасту и составу офиолитовых комплексов Озерной, Байанхонгорской и Джидинской зон [Альмухамедов и др., 1996; Коваленко и др., 1999], предполагая участие в их формировании океанических островов, должна была попасть в зону влияния горячего поля мантии Земли. Нами выполнены палеорекострукции положения Сибири, опирающиеся на одно важное предположение, основанное на данных ряда исследователей [Duncan, Richards, 1991; Lawver, 1993; Харин, 2000]. В соответствии с ним во время формирования сибирских траппов Сибирский континент находился над горячей точкой Ян-Майен (Северная Атлантика). Если это допущение правильное, то оказывается, что с кембрия до мезозоя включительно Сибирь находилась в зоне влияния Африкано-Атлантического горячего поля мантии Земли (рис. 15).

Рассмотрение фанерозойской истории Сибирского континента показывает, что практически все это время континент контактировал с мантийными плюмами. Принадлежность плюмов к единой системе, подчиняющейся общим законам развития, подчеркивается также сходством состава источников, участвовавших в их формировании. Эту сис-

тему плюмов мы выделили как **Северо-Азиатский суперплюм** [Ярмолук и др., 2000]. О его размерах можно судить по площади, в пределах которой одновременно осуществлялась внутриплитная активность и которая в палеозойские эпохи развития суперплюма превосходила территорию Северной Азии (рис. 16). Можно предположить, что суперплюм имел строение гигантского гриба, шляпка которого из-за недостаточной тепловой подпитки постепенно сокращалась, вызывая отмирание расположенных на ее краях вторичных плюмов. Наиболее активным и долго живущим в этой системе оказался Центрально-Азиатский плюм, который, по-видимому, располагался над основанием суперплюма. По-видимому, траектория движения Сибирского кратона в палеозое отвечала вращению кратона относительно этого плюма с постепенным приближением к последнему (см. рис. 16). Это движение было прекращено лишь в результате коллизии с Северо-Китайским континентом, "наступавшим" на Центрально-Азиатский плюм с другой стороны.

Учитывая предложенные реконструкции (см. рис. 15), можно заключить, что, по крайней мере, с позднего мезозоя ареал внутриплитового магматизма Центральной Азии потерял связь с "горячим полом или мантийным суперплюмом" и переместился в зону "холодного" плюма. Очевидно, про-

явление внутриплитового магматизма с этого времени было связано с динамикой развития "холодного" плюма. Все это необходимо учитывать при рассмотрении возможных моделей внутриплитового магматизма во времени.

Приведенные выше данные и сделанные реконструкции позволяют предположить следующую модель эволюции Центрально-Азиатского горячего поля в фанерозое [Коваленко и др., 1999; Ярмолук и др., 2000]. После распада Родинии и дрейфа Сибирского континента на северо-запад, в кембрии он попал в поле влияния Африкано-Атлантического горячего поля. Очевидно, начиная с кембрия Сибирский континент развивался под влиянием Северо-Азиатского (Африкано-Атлантического в настоящее время) горячего суперплюма. Однако в истории Сибирского кратона и его складчатого обрамления, по-видимому, происходили литосферные передвижения с разными глубинами залегания подошвы перемещавшихся литосферно-мантийных блоков. В одних случаях эти блоки включали оболочки мантии вплоть до слоя, питавшего внутриплитную активность, и таким образом охватывали практически всю верхнюю мантию. Это обеспечивало сохранение корневой системы мантийных струй и постоянство позиции областей проявления внутриплитной активности на земной поверх-

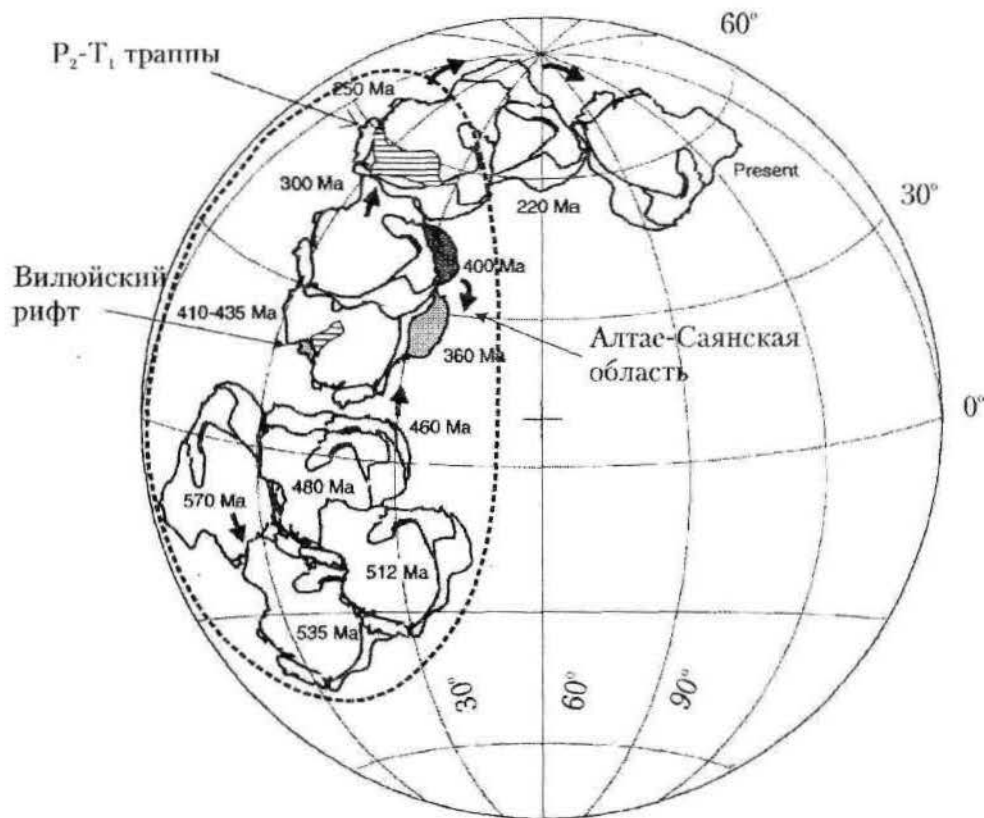


Рис. 15. Палеогеографические реконструкции для Сибирской платформы в фанерозое, выполненные на основе палеомагнитных данных и данных по внутриплитному магматизму

Толстыми стрелками показаны направления перемещений и вращения Сибирской платформы. Пунктирной линией показано положение Афро-Атлантического горячего поля мантии

ности при изменении географического положения континента (см. рис. 15). Подобные перемещения можно предполагать, например, для Центрально-Азиатского плюма в среднем и позднем палеозое. В других случаях поверхность скольжения располагалась существенно выше и разрывала колонну мантийного плюма, что влекло за собой прекращение внутриплитного развития в одной области и проявление ее в другой, в соответствии со смещением литосферного блока над основанием плюма. Так, по-видимому, развивались события при вра-

щении континента над Сибирским плюмом. В результате прервалась связь последнего с Баргузино-Витимским ареалом, где вследствие этого прекратилась магматическая деятельность, а также возникла новая Сибирская трапповая внутриплитная область с масштабными трапповыми излияниями на участке остановки континентальной литосферы над мантийным плюмом (см. рис. 16).

Дальнейшее движение континентальных масс по отношению к суперплюму, очевидно, привели к перемещению, наряду с литосферой, более глу-

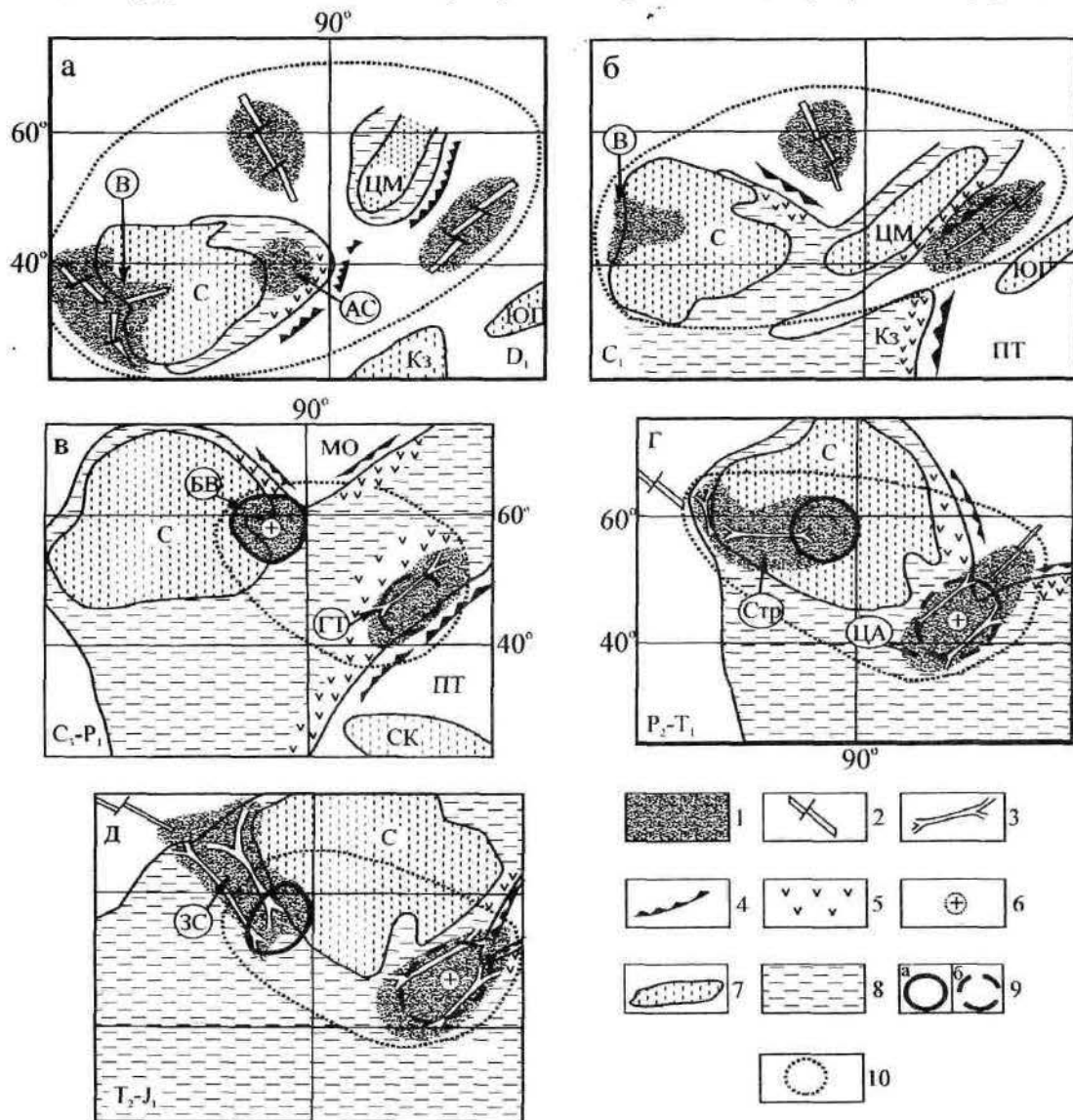


Рис. 16. Реконструкция взаимодействия Сибирского кратона и его складчатого обрамления с Северо-Азиатским суперплюмом в фанерозое по: [Ярмолюк и др., 2000]

1 – проекция мантийных плюмов, 2 – спрединговые зоны, 3 – континентальные рифтовые зоны, 4 – зоны субдукции, 5 – активные континентальные окраины, 6 – гранитные батолиты, 7 – некоторые докембрийские блоки, 8 – континентальные территории, 9 – проекция Сибирского плюма, 10 – проекция границ Центрально-Азиатского плюма

Континентальные блоки и морские прогибы: С – Сибирский, ЦМ – Центрально-Монгольский, Кз – Казахстанский, СК – Северо-Китайский, МО – Монголо-Охотский, ПТ – Палеотетис.

Внутриплитные области (буквы в кружках): В – Вилюйская, АС – Алтае-Саянская, БВ – Баргузино-Витимская, ЦА – Центрально-Азиатская, СТр – Сибирская трапповая, ГТ – Гоби-Тяньшаньская, ЗС – Западно-Сибирская

боких горизонтов мантии, включавший не только систему каналов внутриплитной активности, но и сами источники этой активности и, возможно, захватывавший фрагменты верхних частей нижней мантии. Мы полагаем, что причиной перемещения столь мощного литосферно-мантийного пакета стал совокупный эффект – во-первых, фазы Карру при распаде Пангеи и, во-вторых, образования и развития в соседней области Земли “холодного” суперплюма, втягивавшего в себя фрагменты погребенной литосферы из окружающих областей мантии. По-видимому, одно из наиболее значительных скоплений такой литосферы находилось в мантии Азиатского континента, кора которого формировалась при участии субдукционных процессов на протяжении всего фанерозоя. Как нам представляется, течение погребенной литосферы в сторону “холодного” плюма вполне могло привести к движению всех оболочек, содержащих эту литосферу. В результате Азиатский континент переместился и зафиксировал свою позицию над “холодным” суперплюмом. При этом расположенная в его пределах Центрально-Азиатская провинция лишилась связи со своими глубинными нижнемантийными корнями, что привело к постепенному угасанию внутриплитной активности в ее пределах. Тем не менее, реликты “горячей” мантии сохранились в верхней мантии региона, где они фиксируются методами глубинного сейсмического зондирования [Кулаков, 1999]. Позднекайнозойская вспышка внутриплитной активности, как и в первом варианте, по-видимому, связана с реакцией границы ядра и нижней мантии на воздействие со стороны “холодного” суперплюма, характер этого взаимодействия требует дальнейшего изучения.

Приведенные построения, как нам представляется, позволяют согласовать представления о существовании “горячей” мантии под Сибирским континентом на протяжении большей части фанерозоя с данными о ее современном “холодном” состоянии.

Кроме того, представленный материал показывает, что развитие по крайней мере Сибири в фанерозое шло при взаимодействии литосферных плит, при этом как центральные части континента, так и его окраины, а также прилегающие океанические пространства постоянно взаимодействовали с плюмами, поднимающимися в зоне горячих полей мантии Земли. Наконец, можно заключить, что большие горячие поля могут существовать по крайней мере 600 млн лет.

Заключение

В этой работе мы коснулись далеко не всех проблем рифтогенеза. Тем не менее, представляется очевидным, что различия между океаническим и внутриконтинентальным рифтогенезом и, соответственно, рифтогенным магматизмом определяют разную геодинамикой их формирования. Океа-

нический рифтогенез связан в первую очередь с верхнемантийной конвекцией и участием в магмообразовании преимущественно деплетированной мантии. Континентальный рифтогенез, сопровождаемый активным магматизмом, связан очевидно с мантийными плюмами при участии в процессе магмообразования обогащенной мантии. Это подтверждается всей совокупностью полученных в последние годы изотопно-геохимических данных.

В распределении континентальных рифтов и трапповых полей по поверхности Земли отмечается явная неравномерность. Наиболее широко они развиты в пределах областей, отвечающих проекциям на поверхность горячих полей мантии. Хорошим примером служит система мезозойских и кайнозойских внутриплитных проявлений Африканского континента.

Очевидно, что и в геологическом прошлом процессы рифтогенеза и рифтогенного магматизма определялись теми же процессами. Проведенный анализ фанерозойского внутриплитного магматизма и рифтогенеза Северной Азии позволил нам связать эту внутриплитную активность с суперплюмом, который существовал по крайней мере с 500 млн лет и выделяется нами как Азиатский. Структуру проявления суперплюма определяли более коротко живущие плюмы или горячие точки мантии, контролировавшие формирование внутриплитных магматических провинций. В соответствии с данными изотопно-геохимических исследований основным источником продуктов внутриплитного магматизма, связанного с Азиатским суперплюмом в палеозое и мезозое, служила преимущественно мантия типа EM-II при участии мантии типа PREMA.

Проведенные палеогеографические реконструкции позволяют сопоставить положение Азиатского суперплюма в палеозое и мезозое с Африкано-Атлантическим горячим полем мантии. На этом основании мы также предполагаем, что это горячее поле мантии существует, как уже отмечалось, минимум 500 млн лет.

После распада Пангеи и заложения Атлантического океана территория Северной Азии была перемещена в область “холодного” суперплюма. Тем не менее, на этой территории широко проявился кайнозойский магматизм, источники которого отличаются от источников палеозойского и мезозойского магматизма и представлены мантией типа PREMA и EM-I. Очевидно, внутриплитная активность этого этапа связана с реакцией пограничного между ядром и мантией (слой “Dⁱⁿ”) на погружающееся вещество “холодного” суперплюма.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (инициативные проекты и проекты проведения экспедиционных работ), а также проекты ведущих научных школ: 99-05-64167, 01-05-79102, 01-05-97223; 02-05-65134; 02-05-64196; 02-05-79021; 00-15-98527, 00-15-98628.

Литература

- Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртозо О., Толмурхуу Д. Джидинская зона – фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника. 1996. № 4. С. 25–42.
- Альмухамедов А.И., Кашицев Г.Л., Матвеев В.В. Эволюция магматизма Красноярского региона. Новосибирск. Наука. 1985. 191 с.
- Альмухамедов А.И., Кашицев Г.Л., Матвеев В.В., Аношин Г.Н., Сборщиков П.М. Геохимия вулканитов поднятия Афанасия Никитина, Индийский океан // Геология и геофизика, 1993. № 8. С. 132–147.
- Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П. Сравнительный анализ геодинамики пермотриасового магматизма Восточной и Западной Сибири // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1575–1587.
- Аплов С.В. Геодинамика раннемезозойского Обского палеоокеана. М.: Наука, 1987. 170 с.
- Бор-Минг Ян, Найджист Л.Э. Эволюция коры в системе ранняя Земля-Луна. Ограничения, вытекающие из Rb-Sr исследований. Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 63–86.
- Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и Геофизика. 1999. В печати.
- Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987. 285 с.
- Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Суцеская Н.М. Условия формирования первичного расплава океанских толеитов и вариации его состава. Геохимия. 1979. № 2. С. 163–178.
- Добрецов Н.Л. Пермо-триасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплума // ДАН. 1997. Т. 354, № 2. С. 220–223.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН, 2001. 407 с.
- Золотухин В.В., Альмухамедов А.И. Базальтовый магматизм Сибирской платформы: условия проявления, вещественный состав, механизм образования // Трапы Сибири и Денна: черты сходства и различия. Новосибирск: Наука, 1991. С. 7–39.
- Зонешайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитный магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. 1983. № 1. С. 28–45.
- Зонешайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
- Зонешайн Л.П., Кузьмин М.И., Лисицын А.П. и др. Тектоника рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта между районами ТАГ и МАРК (26–24' с.ш.) // Геотектоника. 1989. № 4. С. 99–113.
- Зонешайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
- Зонешайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
- Зонешайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с.; Т. 2. 334 с.
- Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки – раскол континентов и зарождение океанов. М.: Наука, 1987. С. 206.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Коробразующие процессы и структура коры и мантии при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Пухтель И.С. и др. Магматические породы и источники магм офиолитов Озерной зоны (Монголия) // Петрология. 1996. Т. 4, № 5. С. 453–495.
- Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Бибилова Е.В., Кирилова Т.И. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов и микроконтинентов Центральной Азии: U-Pb и Sm-Nd геохронологические и изотопно-геохимические данные // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Тез. XXXII Тектонического совещания. М.: ГИН РАН, 1999. С.
- Колодезников И.И., Левашов К.К., Рукович В.Н. Эволюция магматизма среднепалеозойских рифтовых зон Восточной Якутии // Магматизм рифтов. М.: Наука, 1989. С. 90–96.
- Колодезников И.И. Среднепалеозойский магматизм и рифтогенез востока Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой системы // Автореф. докт. дисс. Иркутск: ИЗК, 1992. 34 с.
- Контарович А.Э., Сурков В.С., Трофимук А.А. и др. Нефтегазосные бассейны и регионы Сибири. Вып. 2. Новосибирск, 1994. 201 с.
- Костицин Ю.А., Алтухов Е.Н., Филин Н.П. Rb-Sr изотопное датирование щелочных грацитов Северо-Восточной Тувы // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 7. С. 917–923.
- Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. М.: Наука, 1985. 200 с.
- Кузьмин М.И. Тектоника литосферных плит и геохимия // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, 1987. С. 19–26.
- Кузьмин М.И., Корольков А.Т., Дриль С.И., Коваленко С.Н. Историческая геология с основами тектоники плит и металлогении. Иркутск: Изд-во Иркутского ун-та, 2000. 281 с.
- Кулаков И.Ю. Трехмерные сейсмические неоднородности под Байкальским регионом по данным локальной и телесеismicической томографии // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 3. С. 317–331.
- Луницкий И.В. Палеовулканологические реконструкции и некоторые вопросы палеоэнергетики // В кн.: Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск: Наука, 1966. С. 263–281.
- Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Сандимирова Г.П., Смирнова Е.В. Геохимия пермотриасовых вулканитов Западно-Сибирской плиты. Петрография на пороге XXI века. Т. 1. Сыктывкар, 2000. С. 133–135.
- Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 200 с.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5–23.
- Подводные геологические исследования с обитаемых аппаратов. М.: Наука, 1985. 230 с.
- Рублев А.Г., Шергина Ю.П., Шкорбатова Г.С. Девонский магматизм Агульского прогиба // Отечественная геология. 1994. № 3. С. 42–48.
- Рундквист Д.В. (отв. ред.) Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. 246 с.

- Рябчиков П.Д. Состав верхней мантии Земли // Геохимия. 1997. № 5. С. 457–469.
- Тэйлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: Ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
- Харин Г.С. Импульсы магматизма Исландского плюма // Петрология. 2000. Т. 8, № 2. С. 115–130.
- Эволюция магматизма в истории Земли. Магматические горные породы. М.: Наука, 1987. 441 с.
- Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Коваленко В.И., Журавлев Д.З. Изотопная неоднородность источников позднепалеозойского внутриплитного магматизма Центральной Азии (на основе данных по изотопам Sr и Nd базальтов бимодальных ассоциаций) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 6. С. 129–134.
- Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое-кайнозое (на основе геохимических и изотопных данных) // Петрология. 1998. Т. 6, № 2. С. 115–139.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Азиатское горячее поле мантии – магматизм и динамика развития в позднем палеозое и мезо-кайнозое // Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1996. С. 77–81.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геохимические и изотопные параметры аномальной мантии Северной Азии в позднем палеозое – раннем мезозое (данные изучения внутриплитного базитового магматизма) // Докл. РАН. 2000. Т. 375, № 4. С. 525–530.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская – кайнозойская вулканическая провинция Центрально-Восточной Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центральноазиатском складчатом поясе // Геотектоника. 1997. № 5. С. 18–32.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Тектоно-магматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника. 2002. № 4. С. 42–63.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Самойлов В.С. Тектоническое положение позднейкайнозойского вулканизма Центральной Азии // Геотектоника. 1991. № 1. С. 69–83.
- Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И., и др. Этапы формирования и источники щелочногранитоидного магматизма Северо-Монгольского – Забайкаль-
- ского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология. 2001. Т. 9, № 4.
- 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. 1027–1042.
- Atwater T. Implications of plate tectonics for the cenozoic tectonic evolution of western North America // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. V. 81. P. 3513–3536.
- De Paolo D.J. Neodymium isotope Geochemistry: an introduction. New York: Springer Verlag, 1988. 187 p.
- Duncan R.A., Richards M.A. Hotspots, mantle plumes, flood basalts and true polar wander // Reviews of geophysics. 1991. V. 29. P. 31–50.
- Fukao Y., Maruyama S., Obayashi S., and Inoue H. Geological implication of the whole mantle P-wave tomography // J. Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. P. 4–23.
- Hoffman A.W. Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385, № 16. P. 219–229.
- Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P., Woolley A.R. Alkaline rocks and carbonatite of the World: Part. 2, Former USSR. London – Glasgow – Weinheim – New York – Tokyo – Melbourne – Magras. Chapman a. Hall. 1995. 226 p.
- Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Bogatkov O.A. Magmatism, Geodynamics and Metallogeny of Central Asia. Moscow: Mico, 1995. P. 272.
- Larson R.L., Olson P. Mantle plumes control magnetic reversal frequency // Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. V. 107. P. 437–447.
- Lawver A.Z. The Iceland hotspot tail of the Siberian traps? // L.P. Zonenshain Mem. Conf. Plate Tecton. Abstr. Moscow. 1993. P. 31.
- Maruyama S. Plume tectonics // Journ. Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. N 1. P. 24–49.
- Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Pringl M.S., Al'mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya., Kirida N.P. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates from west Siberian basin: Siberian flood basalt province goublet // Science. 2002. V. 296. P. 1846–1849.
- Sengor A.M.C., Natal'in B.A. Rifts of the world. Geol. Soc. America, spec. paper. 352. 2001. P. 389–482.
- Sun S.S., Me. Donough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the Ocean Basins / Ed. by Saunders A.D., Norry M.J. // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–346.
- Tamaki K, Honza E. Global tectonics and formation of magmatic basins: Role of the western pacific // Episodes. 1991. V. 14. P. 224–230.
- Zindler A., Hart. Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 493–571.
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Bocharova N.Yu. Hot-field tectonics // Tectonophysics. 1991. V. 199. P. 165–192.