

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ
(ИГЕМ РАН)

ТИПЫ МАГМ И ИХ ИСТОЧНИКИ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Часть 2

Редкометалльный
магматизм:
ассоциации пород,
состав и источники магм,
геодинамические обстановки
формирования



N. M. Anderson

*Посвящается 75-летию ИГЕМ РАН и
75-летию вице-президента РАН
академика Николая Павловича Лаверова*

ТИПЫ МАГМ И ИХ ИСТОЧНИКИ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

ЧАСТЬ 2

**РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЙ МАГМАТИЗМ:
АССОЦИАЦИИ ПОРОД,
СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ МАГМ,
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ
ФОРМИРОВАНИЯ**

Москва, 2006



5-645-

Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Андреева И.А., Ашихмина Н.А.,
Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Кузнецов В.А., Листратова Е.Н.,
Лыхин Д.А., Никифоров А.В.

Типы магм и их источники в истории Земли.

Часть 2. Редкометалльный магматизм: ассоциации пород, состав и источники магм, геодинамические обстановки формирования - М.: ИГЕМ РАН, 2006. 280 с., 13 табл., 74 илл., 210 источников

Выявлены пространственные и временные закономерности распределения редкометалльных месторождений и проявлений на территории ЦАСП, выделены редкометалльные эпохи, провинции, области и зоны на этой территории, показана связь с внутриплитным магматизмом, связанным с мантийными плюмами, доказана связь редкометалльного магматизма с коровыми, мантийно-коровыми и мантийными источниками. Детально исследованы изотопная структура и механизм корообразующих процессов в пределах раннекаледонской провинции, показан ювенильный характер ответственных за ее формирование корообразующих процессов, оценена скорость континентального корообразования в каледонидах ЦАСП, оказавшаяся соизмеримой со скоростью образования континентальной коры в докембрии. До сих пор считалось, что континентальная кора на нашей планете была сформирована в первые 2.5 млрд. лет, а позднее только перерабатывалась. На территории ЦАСП выделены два главных механизма формирования коры: ювенильно-аккреционный и континентально-коллизийный. Новый ювенильно-аккреционный механизм формирования земной коры, обусловленный аккрецией юных островных дуг, микроконтинентов, океанических островов и плато, назван центрально-азиатским типом. Охарактеризованы новые объекты редкометалльного магматизма: Халдзан-Буретгейское месторождение щелочных редкометалльных гранитоидов в Западной Монголии, раннемезозойская бериллиеносная магматическая провинция Западного Забайкалья, включая Ермаковское флюорит-фенакит-бертрандитовое месторождение, позднемезозойская редкометалльная карбонатитовая провинция Центральной Азии.

Для широкого круга геологов, петрологов и геохимиков, а также преподавателей и студентов ВУЗов.

Главные редакторы:
академики О.А. Богатиков и В.И. Коваленко

Рецензенты:
академик И.Д.Рябчиков и к.г.-м.н. Б.И. Омеляненко

ISBN 5-88918-013-4

ISBN 5-88918-015-0 (ч. 2)

Книга подготовлена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 03-05-64214, 04-05-64581, 04-05-64628 и 05-05-64797), программ ОНЗ РАН №№ 2, 4, 5, Программы №13 «Изменения окружающей среды и климата: природные катастрофы» Президиума РАН, Федеральной программы поддержки научных школ, проект НШ-1251.2003.5 и НШ-4437.2006.5 (академик О.А.Богатиков).

© ИГЕМ РАН

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	7
Глава 1. Коровые источники магматизма и корообразующие процессы (на примере каледонид ЦАСП)	13
1.1. Докембрийская провинция.....	16
1.2. Раннекаледонская провинция.....	22
1.3. Изотопная структура и механизм формирования континентальной коры докембрийской и раннекаледонской изотопных провинций.....	26
1.4. Оценка скорости роста континентальной коры каледонид ЦАСП.....	29
1.5. Геодинамическая модель эволюции ранних каледонид ЦАСП.....	29
Глава 2. Мантийные источники магматизма: горячие точки мантии и их роль в формировании ЦАСП	33
2.1. Геологические критерии выделения горячих точек мантии.....	36
2.2. Внутриплитная активность в геологической истории Северной Азии.....	37
2.2.1. Поздний рифей.....	37
2.2.2. Венд – кембрий.....	45
2.2.3. Поздний кембрий – ордовик.....	46
2.2.4. Силур – девон.....	47
2.2.5. Поздний палеозой – ранний мезозой.....	48
2.2.6. Поздний мезозой – ранний кайнозой.....	51
2.2.7. Позднекайнозойская эпоха.....	51
2.3. Состав и эволюция внутриплитного магматизма ЦАСП.....	52
2.3.1. Геохимическая характеристика.....	53
2.3.2. Изотопный состав.....	62
2.3.3. Горячие точки (мантийные плюмы) ЦАСП: основные параметры и мантийные источники.....	65
2.3.4. Геодинамика взаимодействия мантийных плюмов и литосферы.....	75

Глава 3. Редкометалльный магматизм Центральной Азии: источники, эпохи и геодинамические обстановки формирования.....81

3.1. Важнейшие эпохи формирования редкометалльного оруденения в пределах ЦАСП.....	85
3.2. Источники внутриплитного редкометалльного магматизма..	98
3.3. Примеры редкометалльных месторождений и проявлений в фанерозойских провинциях внутриплитного магматизма ЦАСП.....	109
3.3.1. <i>Ботогольский и Хушагольский массивы нефелиновых сиенитов</i>	109
3.3.2. <i>Редкометалльное месторождение Арыскан</i>	121
3.3.3. <i>Халдзан-Бурегтейское месторождение щелочных редкометалльных гранитоидов: строение, геохронология и геодинамическое положение в каледонидах Западной Монголии</i>	122
3.3.4. <i>Раннемезозойская бериллиеносная магматическая провинция Западного Забайкалья</i>	161
3.3.5. <i>Позднемезозойская карбонатитовая провинция Центральной Азии</i>	182

Глава 4. Состав и эволюция редкометалльных магм (по данным изучения расплавных включений в минералах)....197

4.1. Магмы карбонатитовых месторождений.....	199
4.1.1. <i>Щелочной карбонатитсодержащий вулканоплутонический комплекс Мушугай-Худук (Южная Монголия)</i>	199
4.1.2. <i>Щелочной карбонатитовый комплекс Белая Зима (Восточный Саян, Россия)</i>	207
4.2. Магмы бериллиевых месторождений.....	218
4.3. Магмы месторождений, связанных с редкометалльными онгонитами и Li-F гранитами.....	222
4.3.1. <i>Редкометалльные онгониты массива Ары-Булак, Восточное Забайкалье</i>	222
4.3.2. <i>Li-F граниты Соктуйского массива, Восточное Забайкалье</i>	227
4.4. Магмы бимодальных и щелочногранитных ассоциаций Южной Монголии.....	228

4.5. Магмы и источники щелочнобазальтового вулканизма Южно-Байкальской вулканической области (на примере лавовых «рек» Джиды и Малого Енисея).....	246
--	-----

Заключение	253
-------------------------	-----

Литература	257
-------------------------	-----



ВВЕДЕНИЕ



Изучение состава и источников рудообразующих магм является важной задачей фундаментальной научной проблемы - связи оруденения с магматизмом, входящей в приоритетное направление "Проблемы магмообразования". Актуальность проблемы определяется важностью изучения процессов, механизмов и условий концентрирования рудного вещества в магматических системах. Решение этих вопросов на примере редкометалльного магматизма по теме "Редкометалльные магмы, флюиды и изотопно-геохимические особенности источников магм различных геодинамических обстановок" мы планировали по следующим основным направлениям исследований: 1) выяснение специфики геологического положения, стратиграфии, состава и источников континентального рудообразующего магматизма различных геодинамических обстановок; 2) выявление состава рудоносных магм, в том числе редкометалльных, трендов их эволюции, физико-химических параметров, роли флюидов при их образовании. Общая цель этих работ - выявление важнейших вещественных и физико-химических параметров редкометалльных магм, необходимых для создания генетической концепции связи оруденения с магматизмом в континентальных областях.

Известно, что потребление редких элементов на душу населения в стране является мерой научно-технического прогресса, высокий уровень которого совершенно необходим для развития новейших технологий и основанных на них современных производств, включая оборонные. Месторождения этих металлов имеют стратегическое значение для Российской Федерации, поскольку они важны для военно-промышленного комплекса, для современной энергетики, а также для многих видов современных технологий (радиоэлектроника, атомная энергетика, авиастроение, ракетостроение и т.п.). На территории Центральной Азии имеется значительное количество месторождений редких элементов с оцененными запасами и даже подготовленных к эксплуатации в советское время, но изученность которых остается на уровне 50-60-х годов. Главной проблемой в освоении этих месторождений в настоящее время является оценка их с позиции рыночной экономики, разработка наиболее эффективных методов извлечения полезных компонентов, изучение перспектив их развития и прогнозная оценка расширения их запасов, разработка эффективной стратегии в рыночной конкуренции. Все это невозможно без интенсивного исследования редкометалльных месторождений современными методами. За время с 50-60-х годов, когда наиболее интенсивно изучались эти месторождения, не только сменились основополагающие генетические концепции и даже парадигмы в геологии, но и появились принципиально новые методы исследования горных пород и руд, связанные в первую очередь с локальными аналитическими процедурами и широким набором изотопных и высокоточных высокочувствительных (например, ICP-MS) геохимических методов. Нам представляется приоритетным изучение в первую очередь современной геохронологии месторождений, их минералообразующих сред (фазового состояния, состава, физико-химических условий), ответственных за

формирование редкометалльных месторождений, источников рудоносных магм и флюидов, закономерностей пространственного и временного распределения этих месторождений в различных геодинамических обстановках, связь таких месторождений с особенностями строения коры и мантии. Кроме чисто теоретического значения (а, как известно, нет ничего практичнее хорошей теории) такие исследования необходимы для практического понимания распределения редкометалльных руд в пространстве и времени в пределах рудных полей и месторождений. Все это позволит довести изучение генетических условий формирования редкометалльных месторождений Центральной Азии до современного уровня, решить такие дискуссионные вопросы, как магматический или постмагматический генезис месторождений, их источники, геодинамическая приуроченность, перспективы расширения запасов и выделения высокосортных руд. Все эти данные будут использованы для прогнозной оценки перспективных площадей, развития оруденения на глубину и для увеличения запасов месторождений. В связи с этим главными задачами проведенных исследований были: изучение возраста, геологического положения, эволюции, источников редкометалльного щелочногранитного, литий-фтористо-гранитного и онгонитового, а также карбонатитового магматизма Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), связей редкометалльного магматизма с магматизмом различных геодинамических обстановок, исследование механизмов формирования коры ЦАСП и соотношения магматизма границ литосферных плит и внутриплитного. Главными объектами исследования были магматизм и связанные с ними бериллиевые месторождения Западного Забайкалья, редкоземельные карбонатитовые месторождения Западного Забайкалья, Южной Монголии и Тувы, графитсодержащие щелочные породы и ниобиевые карбонатиты Восточного Саяна, танталоносные граниты и онгониты Забайкалья, комплексные ниобий-цирконий-редкоземельные месторождения Западной Монголии и Восточного Саяна.

Здесь необходимо отметить, что к редкометалльным магматическим породам мы относим породы, резко обогащенные (вплоть до рудных концентраций) такими элементами, которые в обычных условиях либо рассеиваются в пороодообразующих и акцессорных минералах, либо образуют собственно акцессорную и рассеянную минерализацию, практически не влияющую на средний состав пород. Очевидно, что изучение таких пород с одной стороны вносит вклад в общие проблемы магматической петрологии, а также в разработку теоретических основ рудообразования, в металлогению, поиски и разведку месторождений редкометалльного сырья, в разработку учения о рудоносности геологических структур и магматических ассоциаций. С другой стороны редкометалльный магматизм, как часть магматизма вообще, не может быть изучен без исследования магматизма региона в целом, без изучения его геологической и тектонической позиции, без изучения процессов магмообразования. Поэтому первые две главы монографии посвящены результатам наших исследований корового и мантийного магматизма

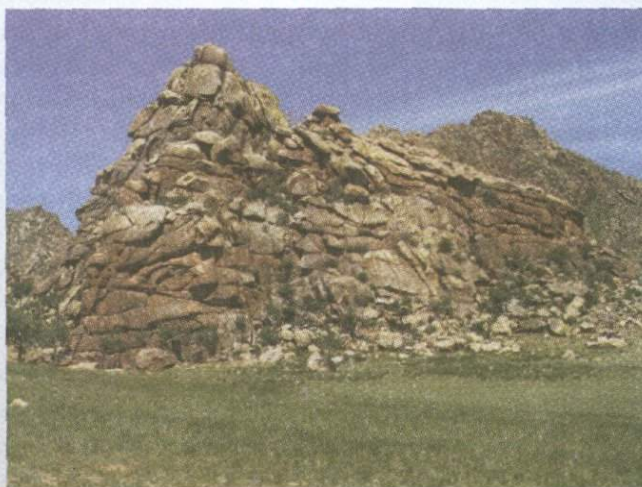
Центрально-Азиатского складчатого пояса, которые представляют базовую основу для последующего изучения собственно редкометалльного магматизма региона. Итоги изучения редкометалльного магматизма разделены на две части: 1) общие закономерности пространственного и временного распределения редкометалльных месторождений и проявлений в регионе, их стратиграфии, источников магм и рудного вещества; 2) специальное изучение минералообразующих сред (магм, флюидов), ответственных за формирование этих месторождений.

В методическом плане работы опирались на широкий круг методов. Наряду с традиционными геологическими, петрографическими и геохимическими исследованиями были широко использованы изотопно-геохимические (Sr, Nd, O, C) методы, необходимые для оценки источников вещества, и геохронологические методы (U-Pb по цирконам, Ar-Ar и Rb-Sr), обеспечивающие надежную геохронологию и корректность корреляции геологических процессов. Оригинальность наших исследований обеспечивает широкое использование результатов изучения расплавных и сингенетичных с ними других (включая флюидные и кристаллические) включений в минералах, по которым с помощью рентгеновского микроанализатора можно оценить состав магм в отношении главных петрогенных компонентов, а с помощью ионного зонда определить в них содержания воды и элементов-примесей. В этом плане проводимые в лаборатории работы находятся на уровне самых передовых в мире исследований по наукам о Земле. Выполненные исследования обеспечили разносторонний подход к решению проблемы и позволили получить ряд важнейших научных результатов, касающихся оценки природы источников и составов магм и флюидов редкометалльных гранитоидов, щелочных и рудоносных пород карбонатитсодержащих комплексов и других редкометалльных пород на примере Центральной Азии с геологических, геодинамических, геохимических и изотопных позиций. Подчеркнем здесь также, что едва ли не самыми главными проблемами магматизма ЦАСП, включая его редкометалльную часть, является надежная геохронология, современная изотопная и редкометалльная геохимия и минералообразующие среды (т.е., из какой среды - магмы, флюидов и при каких условиях образовались интересующие нас месторождения). Это - наиболее дискуссионные и трудно решаемые задачи вещественных ветвей наук о Земле, и именно на решение таких задач были направлены наши исследования, результаты которых отражены в настоящей монографии.



Глава 1

**КОРОВЫЕ ИСТОЧНИКИ
МАГМАТИЗМА И
КОРООБРАЗУЮЩИЕ
ПРОЦЕССЫ
(НА ПРИМЕРЕ КАЛЕДОНИД ЦАСП)**



В ходе изучения особенностей редкометалльного магматизма в первую очередь необходимо было исследовать магматизм региона в целом, разработать проблемы источников (коровых, мантийных и смешанных) магматизма, а также оценить геодинамические обстановки его формирования. Эти вопросы мы решали на примере ЦАСП, в пределах которого размещается одна из крупнейших в мире редкометалльных металлогенических провинций (Коваленко и др., 2002).

Последние несколько лет в исследованиях в науках о Земле в России ознаменовались широким применением изотопных данных не только для оценки изотопного возраста горных пород, но и в целях петрологии и геотектоники. В этом случае изотопные данные используются для оценки состава и возраста источников магматических и других горных пород, а также для характеристики корообразующих процессов в различных регионах. Такой подход был применен нами к анализу строения и возраста формирования коры ЦАСП. Как это принято в большинстве тектонических схем российских геологов, ЦАСП представляет собой гигантский пояс разновозрастных складчатых сооружений, заключенный между Сибирской платформой на севере и Северо-Китайской и Таримской платформами на юге. При характеристике строения пояса и важнейших эпох его развития мы исходили из результатов новейших обобщений по геологии, тектонике и геохимии ЦАСП, которые были опубликованы во многих статьях (Моссаковский и др., 1993; Берзин и др., 1994; Kovalenko et al., 1995; Моссаковский и др., 1998; Ярмолюк и др., 2000₄; Dergunov et al., 2001) и в книгах (Тектоника..., 1980; Геологические..., 1995). Эти публикации дают возможность достаточно обоснованно анализировать процесс формирования ЦАСП либо как ряд последовательных открытий и закрытий океанических впадин (Моссаковский и др., 1993; Моссаковский и др., 1998), либо как эволюцию единого океана в течение R_3 – C_1 (Берзин и др., 1994). Главной идеей этих построений является основанное на палеомагнитных данных предположение о западном дрейфе через Палеоазиатский океан ряда средних по размерам плит и микроплит, отколовшихся на границе венда и кембрия в результате рифтогенеза от суперконтинента Восточной Гондваны, и их аккреционное приращение к Сибирскому континенту, затем открытие в этом же пространстве ряда более молодых тетических океанов (Туркестанского, Южно-Монгольского, Внутренне-Монгольского и др.) и их относительно быстрое закрытие за счет процессов континентальной коллизии.

Первый опыт изотопного районирования континентальной коры ЦАСП был получен менее 10 лет назад (Коваленко и др., 1996₁; Коваленко и др., 1996₂). За прошедшие годы интенсивно накапливался новый материал, благодаря которому к первоначально выделенным нами изотопным самарий-неодимиевым провинциям континентальной коры ЦАСП, под которыми мы понимаем структурные зоны, охарактеризованные определенными вариациями Nd модельных возрастов и величин $\epsilon_{Nd}(T)$, были добавлена рифейская провинция микроконтинентов ЦАСП (Ярмолюк и др., 1999₁) и

изотопные провинции дораннерифейского основания Сибирской платформы (Ковач и др., 2000). Само по себе выделение изотопных провинций в ЦАСП важно не только для анализа источников магм разнообразных гранитоидов, в частности, редкометалльных, но и имеет более общее геохимическое значение, касаясь такой кардинальной и глобальной проблемы наук о Земле как соотношение корообразующих процессов в течение геологической истории Земли. На примере каледонской и герцинской провинций ЦАСП и некоторых других регионов была показана значительная роль фанерозойского ювенильного корообразования (Kovalenko et al., 2004), которое ранее допускалось только для первых 2.5 млрд. лет истории Земли. Особое внимание в отчетный период было уделено анализу изотопной структуры и механизмам формирования коры ранних каледонид ЦАСП, которые в настоящее время наиболее планомерно и полно изучены в изотопном и геохронологическом отношении нами и другими исследователями. Эти образования непосредственно обрамляют Сибирскую платформу с юга и включают Монголо-Алтайский, Хархиринский, Озерный, Ханхухейский, Хантайширский, Джидинский и другие районы Монголии и юга Сибири России, на востоке уходящие на Дальний Восток России и в северо-восточный Китай, а на западе, видимо, – в северо-западный Китай.

Как было показано многими исследователями, ранние каледониды ЦАСП состоят из собственно раннекаледонских структур и расположенных в них жестких блоков или срединных массивов, часто называемых микроконтинентами (рис. 1.1). Ранее нами (Коваленко и др., 1996₁; Ярмолук и др., 1997₂; Коваленко и др., 1999₃), раннекаледонские структуры и микроконтиненты были отнесены к раннекаледонской и докембрийской изотопным провинциям. Выделенные изотопные провинции представлены на карте Nd модельных возрастов (рис. 1.1) и на диаграмме « ϵ_{Nd} –возраст» (рис. 1.2). Корообразующие процессы, а также источники гранитоидных магм в этих провинциях резко различны.

1.1. Докембрийская провинция

Докембрийская изотопная провинция ЦАСП включает Дзабханский, Хангайский, Тувино-Монгольский, Баргузинский и Алтайский микроконтиненты (рис. 1.1). В тектоническом плане они представлены жесткими блоками или срединными массивами в пределах раннекаледонских складчатых поясов. В строении микроконтинентов выделены две ассоциации пород: высоко метаморфизованные гнейсо-карбонатные комплексы (основание) и терригенно-карбонатные комплексы, метаморфизованные в условиях фации зеленых сланцев (чехол). Обычно гнейсы имеют осадочный протолит. Вулканические породы в них редки и развиты на ограниченных площадях. Их образование связывают с рифтогенными обстановками или обстановками активных континентальных окраин (Руженцев, Бурашников, 1995).

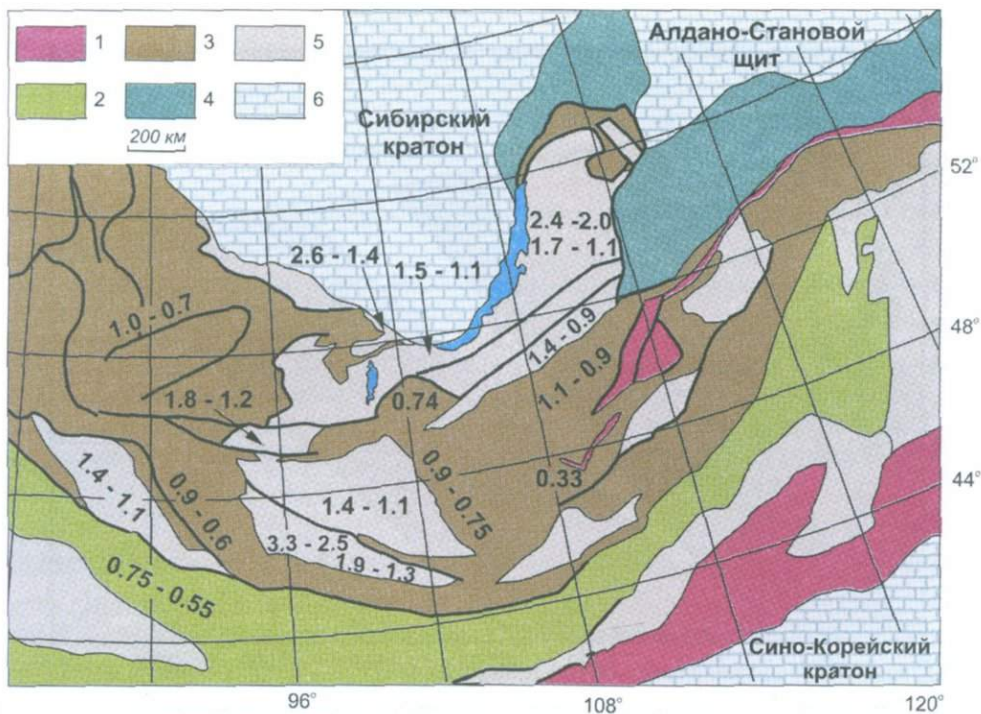


Рис. 1.1. Схема изотопных провинций ЦАСП. Вариации Nd модельных возрастов даны в млрд. лет:

1-4 – складчатые зоны: 1 – индосиниды, 2 – герциниды, 3 – каледониды, 4 – дорифейские; 5 – микроконтиненты; 6 – кратоны

Кратко рассмотрим геологические и изотопные данные для некоторых микроконтинентов.

В пределах Байкало-Муйского подвижного пояса и Дунжугурского хребта Восточного Саяна выявлены неопротерозойские (около 1.0-0.8 и 0.8-0.55 млрд. лет) магматические и тектонические события (Кузьмичев, 2004). Имеющиеся Nd изотопные данные по кислым магматическим породам свидетельствуют об ограниченном проявлении корообразующих процессов в этом регионе.

Дзабханский микроконтинент включает Байдрагский блок, в пределах которого были выявлены древнейшие (2833 ± 35 млн. лет; SHRIMP) для ЦАСП тоналит-трондьемитовые гнейсы. Они характеризуются архейскими Nd модельными возрастными $T_{DM} = 3.3-2.9$ млрд. лет (рис. 1.1) и $\epsilon_{Nd}(T)$ от -1.7 до +1.9 (рис. 1.2) (Руженцев, Бурашников, 1995; Коваленко и др., 1996₁). Палеопротерозойские граниты с U-Pb цирконовыми возрастными 2364 ± 6 млн. лет, 2308 ± 4 млн. лет (Ярмолюк и др., 1999₁), 1854 ± 5 и 1825 ± 5 млн. лет (Dergunov et al., 2001) имеют архейские (3.1-3.0 млрд. лет) и

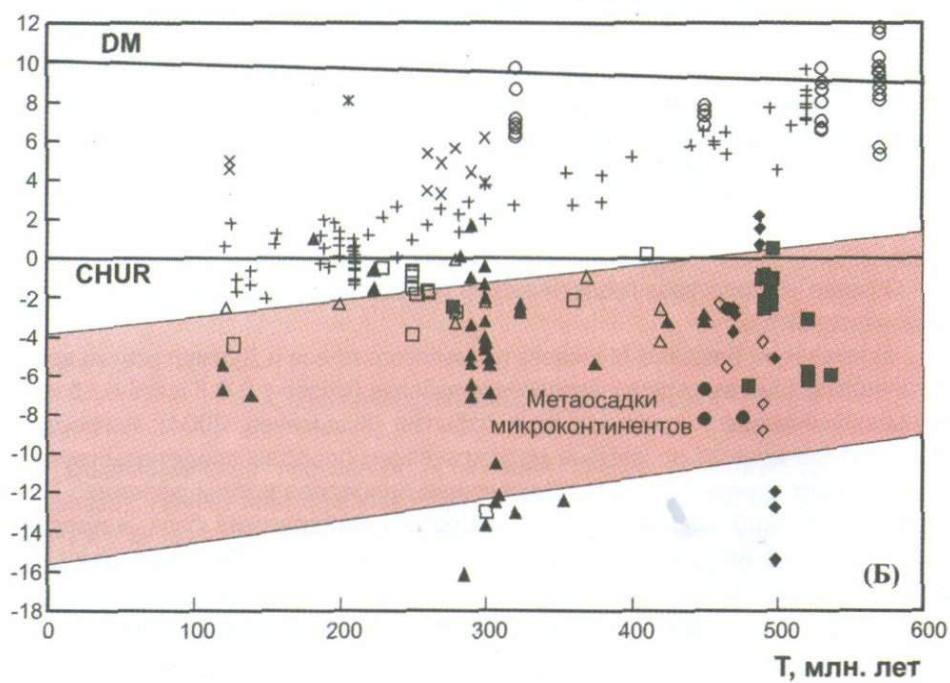
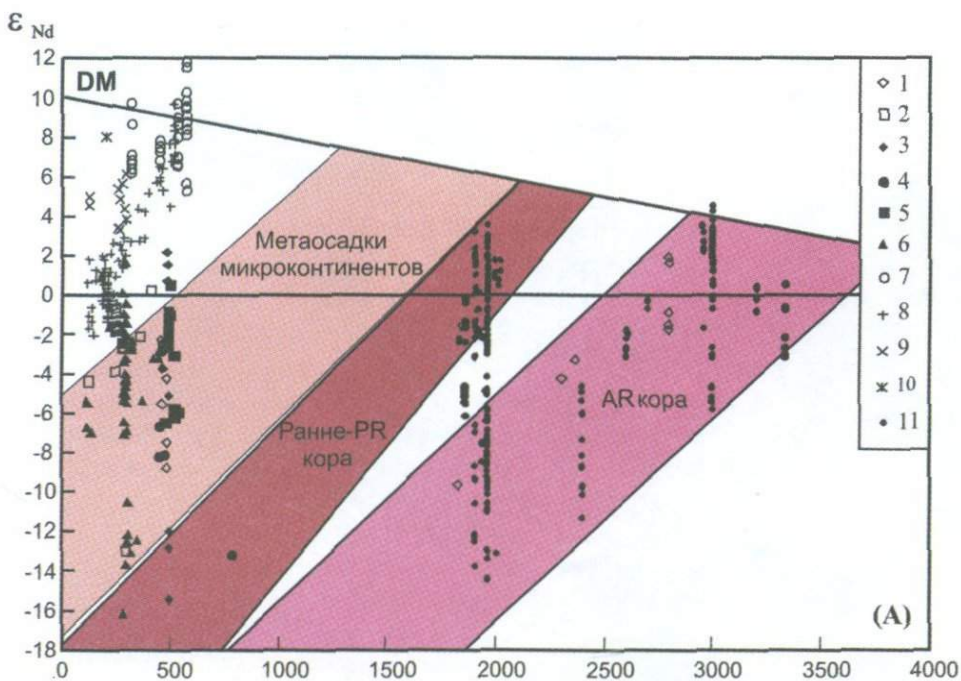


Рис. 1.2.

А – диаграмма « $\epsilon_{Nd}(T)$ –возраст» для пород ЦАСП и южной части Сибирского кратона

Для сравнения показаны поля Nd изотопной эволюции для гранитоидов и терригенных метаосадков Сибирского кратона и микроконтинентов ЦАСП

Б – диаграмма « $\epsilon_{Nd}(T)$ –возраст» для фельзических изверженных пород и офиолитов ЦАСП

Для сравнения показаны поля Nd изотопной эволюции терригенных метаосадков Сибирского кратона и микроконтинентов ЦАСП.

Породы микроконтинентов:

1 – Дзабханского; 2-5 – Тувино-Монгольского (2 – Хангайского, 3 – Слюдянского и Хамар-Дабанского, 4 – Гарганского, 5 – Сангиленского блоков); 6 – Баргузинского. 7 – породы офиолитовых комплексов ЦАСП. Гранитоиды изотопных провинций ЦАСП: 8 – каледонской; 9 – герцинской; 10 – индосинийской. 11 – породы Сибирского кратона

палеопротерозойские (2.5 млрд. лет) Nd модельные возраста. Величины $\epsilon_{Nd}(T)$ этих гранитоидов варьируют от -9.6 до -3.3 и -1.5 соответственно. Метапелиты Байдринского блока имеют близкие Nd изотопные характеристики: $\epsilon_{Nd}(2.8)=(+1.6)-(+1.1)$, $T_{DM2}=3.0$ млрд. лет. Геохронологические и Nd изотопные данные ясно указывают, что породы Байдрагского блока образованы из архейского и палеопротерозойского источников. Синтектонические тоналиты фиксируют коллизия Байдринского блока с островной дугой (офиолиты хребта Дариби) 490 ± 4 млн. лет назад (Kuzmichev et al., 2001). Для них установлен палеопротерозойский (2.0 млрд. лет) Nd модельный возраст (рис. 1.2) и отрицательная величина $\epsilon_{Nd}(T)=(-8.8)$, близкая к Nd изотопным характеристикам метаосадочных вмещающих пород ($T_{DM}=1.9$ млрд. лет, $\epsilon_{Nd}(0.49)=(-10.6)$). Ранне- и позднепалеозойские (490-460 и 280 млн. лет) гранитоиды, которые прорывают осадочный чехол Байдринского блока, широко варьируют по величине $\epsilon_{Nd}(T)$ от -8.8 до -1.1 и имеют палео- до мезопротерозойского Nd модельные возраста ($T_{DM2}=2.0-1.2$ млрд. лет), которые отчетливо отделяют их от архейских и палеопротерозойских гранитоидов того же блока. Похоже, что палеозойские гранитоиды Байдринского блока образовались при частичном плавлении смешанных источников, включающих долгоживущий архейский и, возможно, палеозойский (раннекаледонский) ювенильный материал.

Палеозойские и мезозойские граниты изучены в Хангайском микроконтиненте (рис. 1.1), окаймленном раннекаледонскими структурами с севера, востока и юга и контактирующем с Байдаринским блоком с запада и юго-запада. Большая часть Хангайского микроконтинента перекрыта девонскими и каменноугольными терригенными толщами Хангайского прогиба, прорванными гранитоидами одноименного батолита 270-250 млн. лет назад (Ярмолюк, Коваленко, 2003₃). Эти гранитоиды имеют мезопротерозойский Nd

модельный возраст ($T_{DM2}=1.4-1.1$ млрд. лет) и величину $\epsilon_{Nd}(T)$, варьирующую от -4.4 до $+0.2$ (рис. 1.2). Отсюда следует, что в петрогенезис гранитоидов Хангайского батолита были вовлечены коровые породы мезопротерозойского возраста или смешанного состава. Коровые гранулитовые ксенолиты из кайнозойского вулкана Шаварын-Царам в центральной Монголии имеют близкий Nd модельный возраст ($1.5-1.0$ млрд. лет), что подтверждает изотопную однородность континентальной коры до глубины, по крайней мере, в 50 км (Stosch et al., 1995).

Тувинно-Монгольский микроконтинент состоит из Слюдянского, Хамардабанского, Сангиленского и Гарганского блоков (рис. 1.1). Метapelиты Слюдянского блока, метаморфизованные в гранулитовой фации, прорваны синтетектоническими (488 ± 0.5 млн. лет) и посттектоническими (471 ± 2 млн. лет) гранитоидами (Ярмолук и др., 2000₄; Jahn Bor-ming et al., 2000₁; Jahn Bor-ming et al., 2000₂). Метаосадочные породы имеют палеопротерозойский Nd модельный возраст с $T_{DM2}=2.2-1.9$ млрд. лет ($\epsilon_{Nd}(0.49)=(-11.8)-(-7.7)$), свидетельствующий о размыве во время их отложения в основном палеопротерозойских источников (Zorin, 1999). Синтетектонические трондьемиты имеют слабо положительное значение величин $\epsilon_{Nd}(T)$ от $+2.2$ до $+0.7$ и более молодой мезопротерозойский Nd модельный возраст с $T_{DM}=T_{DM2}=1.2-1.0$ млрд. лет, в то время как посттектонические граниты отличаются более древними Nd модельными возрастaми с $T_{DM2}=1.5-1.4$ млрд. лет ($T_{DM}=1.4-1.2$ млрд. лет) и более отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(T)=(-3.7)-(-2.5)$ (рис. 1.1, 1.2). T_{DM2} для гранитов (500 млн. лет) Хамардабанского блока варьирует от 2.5 до 2.2 млрд. лет с $\epsilon_{Nd}(T)=$ от -15.5 до -12.0 . Геохронологические и Nd изотопные данные для гранитоидов Слюдянки и Хамар-Дабана подтверждают, что их магмы образовались за счет частичного плавления долгоживущего корового материала, по-видимому, палеопротерозойского возраста, смешанного с более молодым неопротерозойским источником.

Известные древнейшие породы, прорывающие фундамент Гарганского блока, представлены тоналитами Сумсунурского комплекса с U-Pb цирконовым возрастом 785 ± 11 млн. лет (Хаин и др., 1995). Этот возраст фиксирует время коллизии Гарганского блока с Дунжугурской энсиматической островной дугой, имеющей возраст около 1 млрд. лет (Гибшер и др., 2001). Тоналиты Сумсунурского комплекса характеризуются резко отрицательной величиной $\epsilon_{Nd}(T)=(-13.2)$ (рис. 1.2) и позднеархейским Nd модельным возрастом $T_{DM}=2.5$ млрд. лет ($T_{DM2}=2.6$ млрд. лет) (рис. 1.1, 1.2). Сформировавшиеся в ордовике (476 ± 14 и 450 ± 36 млн. лет) граниты имеют более молодой модельный возраст $T_{DM2}=1.9-1.8$ млрд. лет и $\epsilon_{Nd}(T)=(-8.2)-(-6.1)$ (Ярмолук и др., 1997₁). Тоналиты таннуольского комплекса (465 млн. лет) имеют самый низкий $T_{DM}=1.4$ млрд. лет и величину $\epsilon_{Nd}(T)=(-2.5)$. Пока нет надежных геохронологических данных для гнейсов основания Гарганского

блока. Они характеризуются архейскими Nd модельными возрастами около 3.0 млрд. лет (наши неопубликованные данные). Суммируя данные по неопротерозойско-раннепалеозойским гранитоидам Гарганского блока, подчеркнем, что их образование связано с переработкой континентальной коры архейского и, возможно, палеопротерозойского основания с добавлением в источник неопротерозойского ювенильного материала.

В геологическом строении Сангиленского блока принимают участие метаосадочные комплексы с различными геологическими историями образования (Reimer, Schubert, 1984; Моссаковский и др., 1993; Sengor et al., 1993; Condie, 2001₁). Раннее метаморфическое событие (метаморфизм амфиболитовой фации) в разрезах блока имело место в моренском комплексе 536 ± 6 млн. лет назад. Осадочные породы Эрзинского комплекса подверглись гранулитовому метаморфизму 494 ± 11 млн. лет назад. Эрзинский, моренский и наринский супракрустальные образования были надвинуты друг на друга и на Агардагские офиолиты, образовавшиеся 570 ± 2 млн. лет назад, в интервале времени от 521 ± 12 млн. лет до 497 ± 3 млн. лет. Величины T_{DM2} терригенных метаосадков этих комплексов варьирует от 2.2 до 1.4 млрд. лет, которые вместе с геохронологическими данными по обломочным цирконам (около 750-700 в моренском комплексе и 900-800 млн. лет в эрзинском комплексе, датировки получены по цирконам на SHRIMP) подтверждают их формирование при размыве преимущественно неопротерозойских гранитоидов, образованных в обстановке активной континентальной окраины (АКО) андийского типа.

Гранитоиды Сангиленского блока образовались, главным образом, в два этапа: $(536 \pm 6) - (521 \pm 12)$ млн. лет и от 497 ± 4 млн. лет до 489 ± 3 млн. лет назад. Гранитоиды, внедрившиеся до коллизии Сангиленского блока и Агардагского офиолитового комплекса, имеют $T_{DM2} = 1.8 - 1.5$ млрд. лет и $\epsilon_{Nd}(T)$, варьирующие от -6.2 до -3.0 (рис. 1.1, 1.2) (Рыцк и др., 2001). Геологические и Nd изотопные данные свидетельствуют об их образовании при частичном плавлении вмещающих их толщ. Постколлизийные гранитоиды имеют более молодой Nd модельный возраст 1.4-1.2 млрд. лет и величины $\epsilon_{Nd}(T) = (-2.5) - (+0.5)$. По этим показателям первичные расплавы этих гранитоидов образовались при плавлении древнего кристаллического материала, тектонически совмещенного с молодым ювенильным материалом.

Баргузинский микроконтинент контактирует на севере, северо-западе и юго-западе с Байкало-Муйским и Джидинским подвижными поясами, а на юге с раннекембрийской Удино-Витимской вулканической зоной. Микроконтинент в основном сложен позднекаменноугольными (около 330-290 млн. лет (Ярмолюк и др., 1997₂) гранитоидами, слагающими огромный Баргузинский батолит. До сих пор нет надежных геохронологических данных о возрасте осадочного протолита вмещающих для батолита метаморфических пород. На основе геологических и Nd изотопных данных рассматриваемый микроконтинент разделен на Баргузино-Витимскую и Удино-Витимскую структурные зоны. Гранитоиды первой из них характеризуются широким интервалом величин

модельных возрастов T_{DM2} от 2.4-2.0 млрд. лет до 1.7-1.1 млрд. лет (рис. 1.1) с пиком при 1.65-1.35 млрд. лет и вариациями величины $\epsilon_{Nd}(T)$ от (-16.2)-(-10.6) до (-7.1)-(-0.4) соответственно (рис. 1.2). Гранитоиды с палеопротерозойскими Nd модельными возрастaми концентрируются вдоль северо-западной окраины Баргузино-Витимской зоны около оз. Байкал, где обнажены вмещающие высоко метаморфизованные породы. Гранитоиды Удино-Витимской зоны имеют $T_{DM2}=1.4-0.9$ млрд. лет и $\epsilon_{Nd}(T)=(-3.4)-(+1.7)$. Nd, Sr и Pb-Pb по полевым шпатам изотопные данные (Maquyama, 1994) подтверждают образование этих гранитоидов при частичном плавлении нижней коры с добавлением ювенильного источника (Ярмолюк и др., 1997₂).

Гранитоиды *Алтайского микроконтинента* (рис. 1.1) располагаются вдоль герцинского подвижного пояса и имеют слабо отрицательные величины $\epsilon_{Nd}(T)$ от -3.3 до -0.1 и мезопротерозойский Nd модельный возраст 1.3-1.1 млрд. лет (рис. 1.1, 1.2) (Khain et al., 2002).

Суммируя все сказанное выше, подчеркнем, что только байдарогский блок Дзэбханского микроконтинента представляет собой хорошо доказанный фрагмент ЦАСП с архейским основанием. Не исключено, что основание Гарганского блока также архейское или палеопротерозойское, но надежных доказательств этому нет. Пока только палеозойские и мезозойские гранитоиды выявлены в других микроконтинентах ЦАСП. Они характеризуются от палео- до неопротерозойских модельными Nd возрастaми (2.5-0.9 млрд. лет) и широким интервалом величин $\epsilon_{Nd}(T)$ (от -16.2 до +2.2), что подтверждает вовлечение в их источник древнего корового материала, смешанного с более ювенильным, возможно, неопротерозойским источником. Отметим также, что для микроконтинентов ЦАСП преобладают мезопротерозойские Nd модельные возрастa 1.6 до 1.1 млрд. лет (рис. 1.1), которые не типичны для пород основания Сибирского кратона (≥ 2.2 млрд. лет).

1.2. Раннекаледонская провинция

Тектоника и магматизм собственно раннекаледонских подвижных поясов ЦАСП, пространственно согласующаяся с каледонской изотопной провинцией, рассмотрены ранее (Коваленко и др., 1996₁; Коваленко и др., 1996₂). Магматическая эволюция раннекаледонской провинции началась с образования офиолитов в энсиматических островных дугах и задуговых бассейнах (De Paolo, 1988; Windley, 1995). Плагиограниты из офиолитов датированы U-Pb методом по циркону вендом (неопротерозой-3) около 570 млн. лет (570 ± 2 млн. лет в Агардагском комплексе; 573 ± 6 млн. лет в комплексе Дариби (Руженцев, Бурашников, 1995); 568 ± 4 млн. лет в Хантайширском комплексе (Scotese, 1994). Габбро из Баянхонгорского и Озерного офиолитовых комплексов были датированы Sm-Nd изохронным методом в 569 ± 21 млн. лет (Кепежинская и др., 1991) и 527 ± 43 и 522 ± 13 млн. лет

(Коваленко и др., 1996₂). Базальты и плагиограниты офиолитов перечисленных выше островодужных зон характеризуются высокими положительными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$, варьирующими от +9.6 до +8.0, и которые близки к средним величинам деплетированной мантии (DM) для этого возраста (рис. 1.2). Некоторые габбро и плагиограниты (Баянхонгорские офиолиты) отличаются более высокой величиной $\epsilon_{Nd}(T)$, достигающей +11.8 и +11.5, которые выше, чем в DM. Наоборот, габбро из Озерной островодужной зоны имеет $\epsilon_{Nd}(T)=(+7.0)-(+6.6)$, а плагиогранит из офиолитов Дариби имеет «низкий» уровень $\epsilon_{Nd}(T)=(+5.6)-(+5.4)$. Nd изотопные данные свидетельствуют о том, что венд-кембрийские офиолитовые комплексы были образованы из гетерогенных, в разной степени деплетированных мантийных источников. Такая гетерогенность источника могла быть связана с вовлечением в него переменных количеств осадков с различным изотопным составом или добавлением в источник обогащенного плюмового материала.

Осадки, переслаивающиеся с вулканитами в офиолитовых комплексах, имеют переменные значения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.2146-0.1834 и 0.1485-0.1248), а $\epsilon_{Nd}(T)$ варьирует от ((+8.7)-(+7.1)) до ((+6.5)-(+5.3)) соответственно (рис. 1.2). Nd модельные возраста осадков с $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}<0.15$ составляют 0.94-0.76 млрд. лет, что близко к T_{DM} фельзитовых вулканитов и гранитоидов островодужных комплексов офиолитов. Андезибазальты, андезиты и дациты островодужных комплексов Озерной зоны с Ar/Ar по амфиболу возрастом 546 ± 3 (Ярмолук и др., 2003₄; Коваленко и др., 2004) имеют близкий интервал величин $\epsilon_{Nd}(T)$ от +9.6 до +7.0, что и базальты и габбро (рис. 1.2), но более низкие отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1529-0.1073$ по сравнению с 0.1859-0.1504. Nd модельные возраста T_{DM} для фельзитовых вулканитов варьируют от 0.74 до 0.56 млрд. лет и являются несколько более древними, чем возраст их образования. Nd изотопные данные свидетельствуют о вовлечении долгоживущего корового материала в процессы формирования ювенильной сиалической коры каледонской провинции.

Раннекаледонская орогения завершилась коллизией островных дуг, окраинных морей и микроконтинентов около 490 млн. лет назад, и это отразилось в проявлении амфиболитового и гранулитового метаморфизма в породах островных дуг и микроконтинентов (Reimer, Schubert, 1984; Windley, 1995; Jahn Bor-ming et al., 2000₁; Jahn Bor-ming et al., 2000₂; Condie, 2001₁; Kuzmichev et al., 2001). Син- и постколлизийные гранитоиды тоналит-гранодиорит-гранитной ассоциации внедрились в островодужные комплексы 506 ± 2 млн. лет назад в Джидинской зоне, 495 ± 5 млн. лет, 465 ± 10 млн. лет и 441 ± 5 млн. лет в Озерной зоне (неопубликованные данные авторов), 490 ± 4 млн. лет в зоне Дариби (Sengor et al., 1993), 457 ± 3 и 451 ± 6 млн. лет назад при образовании Таннуольского комплекса (Sengor et al., 1993; Jahn Bor-ming et al., 2000₁; Jahn Bor-ming et al., 2000₂; Kravchinsky et al., 2002). В них установлены коровые величины отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (~0.135-0.105), высокие

положительные значения $\epsilon_{Nd}(T)=(+7.7)-(+5.2)$ и неопротерозойские Nd модельные возраста $T_{DM}=0.74-0.61$ млрд. лет ($T_{DM2}=0.77-0.60$ млрд. лет), аналогичные модельным возрастам фельзитовых вулканитов. На диаграмме « ϵ_{Nd} –возраст» (рис. 1.2) точки изотопных составов Nd этих гранитоидов лежат в поле Nd изотопной эволюции фельзитовых вулканитов и ниже его, что указывает на прогрессивное со временем вовлечение древнего корового материала в источник рассматриваемых гранитоидов.

Граниты в раннекаледонской изотопной провинции формировались в течение палеозоя и мезозоя. Установлено их формирование в обстановке активной континентальной окраины 440-360 (ранние каледониды) и 340-250 (герциниды) млн. лет назад. Для них характерно уменьшение $\epsilon_{Nd}(T)$ от $((+4.3)-(+2.7))$ до $((+3.8)-(+0.9))$ и увеличение Nd модельного возраста ($T_{DM2}=0.92-0.76$ млрд. лет и $0.96-0.77$ млрд. лет) по сравнению с гранитоидами предыдущей группы (рис. 1.2). Необходимо отметить, что формирование гранитоидов каледонской провинции после коллизии островных дуг и микроконтинентов было обусловлено процессами, протекавшими в герцинском и индосинийском складчатых поясах, и процессами внутриплитного магматизма. Nd изотопные данные (рис. 1.3) позволяют предполагать, что в исследованных районах ЦАСП не происходило существенной добавки нового ювенильного материала в континентальную кору в течении этих магматических событий.

Мезозойские гранитоиды этой провинции, связанные с коллизией Северо-Азиатского и Сино-Корейского континентов и внутриплитной активностью отличаются незначительными положительными и отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(T)=(+2.6)-(-2.1)$ (рис. 1.2), неомезопротерозойскими Nd модельными возрастными $T_{DM2}=1.1-0.8$ млрд. лет и приближаются к Nd изотопному составу палеозойских и мезозойских гранитоидов, развитых в пределах докембрийских микроконтинентов. На диаграмме « ϵ_{Nd} –возраст» (рис. 1.2) мезозойские гранитоиды попадают в основном между полями Nd изотопной эволюции кислых пород островных дуг и терригенных метаосадков, отделенных при эрозии докембрийских микроконтинентов. Это указывает на то, что мезозойские гранитоиды ЦАСП имели смешанные источники, состоящие из раннекаледонского материала и осадков с более древними Nd модельными возрастными.

Суммируя, отметим, что гранитоиды раннекаледонской провинции характеризуются узким интервалом Nd модельных возрастов 1.1-0.55 млрд. лет (рис. 1.1, 1.2) и величины $\epsilon_{Nd}(T)$ (± 3 единицы) для гранитоидов близкого возраста.

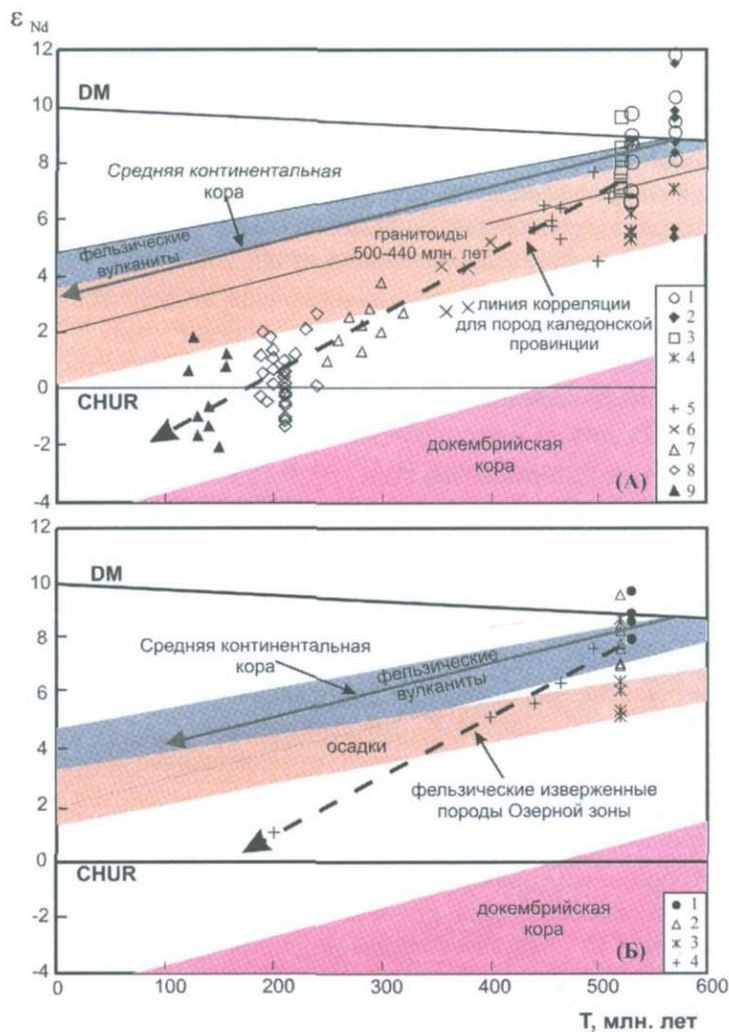


Рис. 1.3. Диаграмма « $\epsilon_{Nd}(T)$ –возраст» для пород каледонской провинции ЦАСП (А) и Озерной зоны каледонид (Б)

Линия Nd изотопной эволюции средней континентальной коры соответствует отношению $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.12$. Показаны поля Nd изотопной эволюции фельзических вулканитов островодужных комплексов Озерной зоны («фельзические вулканиты»), син- и посттектонических гранитоидов, интрузирующих островодужные комплексы каледонид ЦАСП («гранитоиды 500-400 млн. лет»), осадочных пород офиолитовых – островодужных комплексов Озерной зоны («осадки») и метаосадочных пород микроконтинентов ЦАСП («докембрийская кора»). А – породы офиолитовых и островодужных комплексов:

1 – базальты и габброиды; 2 – плагиограниты; 3 – фельзические вулканиты; 4 – осадки. Гранитоиды с возрастом: 5 – 500-440 млн. лет; 6 – 440-360 млн. лет; 7 – 340-250 млн. лет; 8 – 240-180 млн. лет; 9 – 170-70 млн. лет. Б: 1 – базальты; 2 – андезиты и дациты; 3 – пелиты, ассоциирующие с базальтами и андезитами; 4 – граниты

1.3. Изотопная структура и механизм формирования континентальной коры докембрийской и раннекаледонской изотопных провинций

На основе Nd изотопных данных для гранитоидов ЦАСП выделены два типа континентальной коры в пределах раннекаледонских тектонических структур: изотопно гомогенный и изотопно гетерогенный (Коваленко и др., 1996₁; Коваленко и др., 1999₃; Kovalenko et al., 2004). Континентальная кора собственно раннекаледонских подвижных поясов относится к первому типу, а континентальная кора расположенных среди них докембрийских микроконтинентов – ко второму типу. Это хорошо видно на [рис. 1.2](#): кора раннекаледонских поясов варьирует по изотопному составу всего в пределах ± 3 единиц $\epsilon_{Nd}(T)$ для гранитоидов близкого возраста, в то время как кора докембрийских микроконтинентов варьирует по изотопному составу в рамках 16 единиц $\epsilon_{Nd}(T)$. Преимущественно положительная величина $\epsilon_{Nd}(T)$ для гранитоидов раннекаледонской изотопной провинции позволила нам (De Paolo et al., 1991) отнести эти гранитоиды к $\epsilon_{Nd}(+)$ -гранитам, источником расплавов которых была в основном ювенильная сиалическая кора, образовавшаяся в течение собственно раннекаледонской орогении, с некоторой примесью более древнего компонента, на природе которого мы остановимся ниже.

Nd изотопные составы докембрийской изотопной провинции микроконтинентов, как правило, имеют отрицательные значения величины $\epsilon_{Nd}(T)$, а расположенные в ней фанерозойские гранитоиды отнесены нами к $\epsilon_{Nd}(-)$ -типу гранитов (Коваленко и др., 1996₁; Коваленко и др., 1999₃). Их источник гетерогенный, широко варьирующий по изотопному составу Nd, и состоящий в основном из пород древней континентальной коры.

Перейдем к модели формирования континентальной коры раннекаледонских подвижных поясов. Для этого отметим, что кислые магматические породы раннекаледонской изотопной провинции имеют Nd модельный возраст в интервале 1.1-0.6 ([рис. 1.2](#)), который древнее, чем реальный возраст наиболее древних пород от 570 млн. лет для офиолитов до около 450 млн. лет для синколлизийных гранитоидов. Можно было бы предположить, что упомянутый выше модельный возраст для континентальной коры провинции близок к времени формирования коры, но это противоречит всем имеющимся геологическим и геохронологическим данным. В то же время более древний Nd модельный возраст может быть результатом смешения источников, представляющих ювенильный компонент с высоким положительным значением $\epsilon_{Nd}(T)$ раннекаледонского возраста, и более древнего долгоживущего материала с низкой отрицательной величиной $\epsilon_{Nd}(T)$ и древним (от мезопротерозойского до архейского) Nd модельным возрастом. Смешение таких компонентов будет приводить к удревнению модельного возраста раннекаледонской континентальной коры. Мы

предполагаем, что такая «смешанная» модель состава континентальной коры раннекаледонской провинции подтверждается фактическим материалом по офиолитам. Раннекаледонские офиолиты как модель ранней островодужной коры всегда состоят из базито-андезито-дацитового компонента (ювенильный материал с высоким положительным значением $\epsilon_{Nd}(T)$) и терригенного осадочного материала. Новые Nd изотопные данные по осадочным породам из Озерной зоны вместе с данными по офиолитовому магматизму и гранитоидам показаны на **рис. 1.3**. **Рис. 1.3а** показывает неодимовые изотопные составы островодужных магматических пород для каледонской провинции в целом, а **рис. 1.3б** – изотопные данные для магматических (базальты, андезиты, дациты) и осадочных островодужных комплексов и гранитоидов раннекаледонской Озерной зоны западной Монголии. Осадки переслаиваются с вулканитами и имеют меньшие величины $\epsilon_{Nd}(T)$ (от +6.5 до +5.2) по сравнению с базальтами (от +9.8 до +8.1) и андезитами и дацитами ((+9.6)-(+7.0)) и более высокие Nd модельные возраста $T_{DM}=0.98-0.76$ млрд. лет по сравнению с 0.68-0.56 млрд. лет в фельзитовых вулканитах. Такой изотопный состав осадков, скорее всего, обусловлен добавлением в их состав продуктов эрозии из окружающих раннекаледонские морские бассейны континентальных масс. Таким образом, исходная континентальная кора ранних каледонид ЦАСП представляла собой смесь ювенильной коры (островодужные фельзитовые вулканиты) и осадков с участием более древнего корового компонента. Не случайно, что син- и постколлизийные гранитоиды Озерной зоны (с возрастом 495-440 млн. лет) имеют Nd модельный возраст $T_{DM}=0.73-0.60$ млрд. лет и $\epsilon_{Nd}(0.52)=(+7.9)-(+6.5)$, которые оказываются промежуточными между фельзитовыми островодужными вулканитами (ювенильный компонент) и островодужными осадками. На диаграмме « ϵ_{Nd} –возраст» (**рис. 1.3б**) точки Nd изотопных составов гранитоидов попадают на линию корреляции с отношением $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, равным 0.03, и эта линия отвечает линии смешения между ювенильной раннекаледонской корой и островодужными осадками, содержащими древний коровый материал, эрозионно отделенный от континентальных масс. Со временем в раннекаледонскую континентальную кору добавляется все больше такого древнего материала (**рис. 1.3б**), либо за счет увеличения доли эрозии мезопротерозойских и архейских пород микроконтинентов при их сближении, либо за счет тектонического скучивания континентальных блоков и островных дуг при их коллизии (De Paolo et al., 1991; Pavlov, Gallet, 1998; Коваленко и др., 1999₃).

Суммируя все сказанное, отметим, что ювенильная раннекаледонская континентальная кора ЦАСП была образована в островных дугах за счет смешения раннекаледонского мантийного компонента и более древнего корового компонента в осадках, отделенных от окружающих микроконтинентов.

Понятно, что континентальная кора докембрийской провинции микроконтинентов уже существовала к моменту формирования коры ранних

каледонид. Терригенные метаосадки этой провинции (за исключением Байдринского блока) имеют модельные возраста T_{DM} от 2.2 до 1.3 млрд. лет (рис. 1.2) (наши неопубликованные данные). Они заметно моложе, чем типичные породы основания Сибирского кратона (Powell et al., 1993). Весьма вероятно, что такие модельные возраста могли возникнуть за счет смешения материала основания Сибирского кратона и более ювенильного (например, байкальского островодужного) материала в шельфе позднерифейского суперконтинента Родиния. О шельфовом характере свидетельствуют и терригенные и карбонатные толщи чехла микроконтинентов (De Paolo et al., 1991; Pavlov, Gallet, 1998; Коваленко и др., 1999₃). Скорее всего, мезопротерозойские островодужные комплексы и палеопротерозойские архейские толщи основания суперконтинента были источниками рассматриваемых осадков.

Изотопные данные также находятся в соответствии с моделью вертикальной зональности континентальной коры докембрийской провинции микроконтинентов, когда докембрийская кора подстигается или переслаивается с раннекаледонской ювенильной корой (De Paolo et al., 1991; Руженцев, Бурашников, 1995; Рыцк и др., 2001). Плавление такой изотопно гетерогенной коры может объяснить широкие вариации модельного возраста и величины $\epsilon_{Nd}(T)$ в гранитоидах докембрийской изотопной провинции.

Джан с соавторами (Зоненшайн и др., 1990; Розен, Федоровский, 2001) показали, что гранитоиды классических каледонских и герцинских складчатых поясов Европы принадлежат к $\epsilon_{Nd}(-)$ типу нашей классификации, в то время как гранитоиды раннекаледонской провинции ЦАСП относятся в основном к $\epsilon_{Nd}(+)$ типу. Это обусловлено тем, что источники каледонских гранитоидов Европы содержат значительную долю древнего корового материала, в то время как гранитоиды раннекаледонской изотопной провинции ЦАСП имели источником в основном молодую ювенильную кору. В свою очередь это объясняется тем, что раннекаледонские подвижные пояса ЦАСП были образованы за счет амальгамации раннекаледонских островных дуг, и этот механизм корообразования можно назвать «островодужно-аккреционным», в то время как классические каледониды и герциниды Европы и других регионов с преобладанием $\epsilon_{Nd}(-)$ -гранитоидов (в том числе докембрийская провинция микроконтинентов ЦАСП) были образованы преимущественно при коллизии блоков с древней континентальной корой, и такой механизм корообразования назван «континентально-коллизийным».

1.4. Оценка скорости роста континентальной коры каледонид ЦАСП

Попытаемся оценить скорость роста ювенильной каледонской континентальной коры ЦАСП, сосредоточившись на Монголо-Забайкальском его сегменте площадью около 1.5 млн. км². Континентальная кора этого пояса включает блоки коры «рифейской» изотопной провинции, занимающие около половины площади и совместно с последними сформировалась в интервал времени от неопротерозоя до раннего палеозоя (между 1000 и 500 млн. лет). Более древние корообразующие процессы (типа Байдринского блока) в каледонидах ЦАСП крайне редки. Интенсивное корообразование имело место при формировании упомянутых выше изотопных провинций, включая островодужную аккрецию, континентальную коллизию, метаморфическую переработку пород и внедрение гранитоидов, сопровождавшиеся поднятием территории. Начало формирования собственно «каледонской» провинции совпадало с образованием самых ранних в их пределах офиолитов. Продолжительность корообразования в раннекаледонской провинции ЦАСП составляет ~150 млн. лет (630-490 млн. лет). Для формирования докембрийской провинции микроконтинентов допускается тот же интервал времени.

Средняя мощность континентальной коры ЦАСП составляет около 50 км (Neumarck et al., 1993), что близко к мощности континентальной коры многих других регионов мира со зрелой корой. Простейшие расчеты показывают, что скорость роста континентальной коры в области каледонских структур ЦАСП за интервал 1000-500 млн. лет составлял 0.3 млн. км² за каждые 100 млн. лет. Распространяя эту оценку на другие каледонские складчатые пояса мира (площадь которых ~ в 6 раз превосходила площадь каледонид ЦАСП) получим, что общая скорость корообразования в интервале 1000-500 млн. лет составляла более, чем 2.2 млн. км² на 100 млн. лет, что несколько ниже, хотя и близко, к средней глобальной скорости континентального корообразования 3.73 млн. км² на 100 млн. лет. Полученные данные свидетельствуют о проявлении каледонского этапа формирования ювенильной континентальной коры ЦАСП, что позволяет пересмотреть существующие оценки скоростей роста континентальной коры Мира в фанерозое (Котов и др., 1995).

1.5. Геодинамическая модель эволюции ранних каледонид ЦАСП

Общая тектоническая модель формирования ЦАСП до сих пор противоречива. Шенгер с соавторами (Sengor et al., 1993) предполагают формирование ЦАСП за счет последовательной аккреции островодужных комплексов вдоль единой магматической дуги, а А.А.Моссаковский с соавторами (Моссаковский и др., 1993) рассматривают образование ЦАСП за

счет многостадийного последовательного причленения к Сибирскому континенту раннекаледонских, герцинских и индосинийских аккреционно-орогенических поясов.

На основании геологических, геохронологических и изотопных данных нами предлагается следующая модель (рис. 1.4) (Ярмолюк и др., 2002₁).

Формирование ЦАСП начинается с разрушения суперконтинента Родиния в позднем рифее под воздействием Южно-Тихоокеанского мантийного суперплюма (Ковач и др., 1996; Коваленко и др., 1999₃; Ярмолюк, Коваленко, 2000₃), над которым по палеомагнитным данным концентрировалось большинство докембрийских континентов (рис. 1.4а). Микроконтиненты ЦАСП в это время представляли шельфовые области суперконтинента, в пределах которых накапливались продукты эрозии байкальских островных дуг и активных континентальных окраин, а затем карбонатный чехол.

Закрытие раннекаледонских бассейнов Центрально-Азиатского палеоокеана и амальгамация микроконтинентов и островных дуг происходили между 500 и 480 млн. лет назад (рис. 1.4б, в), без существенного взаимодействия с окраиной Сибирского кратона. Граница последнего с ранними каледонидами скорее всего была сдвиговой или трансформной. Возникновение раннекаледонского континента произошло при столкновении островных дуг, окраинных бассейнов с океаническими островами, образовавшимися при активизации внутриплитного магматизма (рис. 1.4б, в).

Имеющиеся палеомагнитные данные показывают, что Сибирский кратон и пространственно сближенный с ним раннекаледонский континент в интервал времени 490-360 млн. лет переместились примерно на 20° к северу по сравнению с его положением в позднем рифее (Larin et al., 1997; Frost et al., 1998; Jahn Bor-ming et al., 1998; Ковач и др., 1999; Ларин и др., 1999; Dergunov et al., 2001; Ларин и др., 2002) и перекрыл Алтае-Саянский мантийный плюм (рис. 1.4в), входящий в состав Северо-Азиатского горячего поля мантии (Ярмолюк и др., 2000₄; Кузьмин и др., 2003; Ярмолюк и др., 2003₄), результатом активности которого являлся внутриплитный магматизм ЦАСП в течение 490-360 млн. лет. Столкновение Сибирского кратона и раннекаледонского континента произошло к раннему девону вдоль трансформной границы (Ярмолюк и др., 2002₁; Коваленко и др., 2003₁) (рис. 1.4г).

В течение позднего девона Сибирский кратон и причленившийся к нему раннекаледонский континент (подвижный пояс) продолжали смещаться внутрь горячего поля мантии, благодаря которому продолжался интенсивный внутриплитный магматизм на протяжении перми и триаса 300-190 млн. лет назад (Добрецов, 2003). Похоже, что Северо-Азиатский континент в позднем палеозое и раннем мезозое «завис» над горячим полем мантии и испытывал только вращение (Ярмолюк, Коваленко, 2000₃; Ярмолюк и др., 2000₄).

Таким образом, раннекаледонская континентальная кора ЦАСП образовалась в основном за счет аккреции молодых раннекаледонских тектонических компонентов (островных дуг, окраинных бассейнов, фрагментов

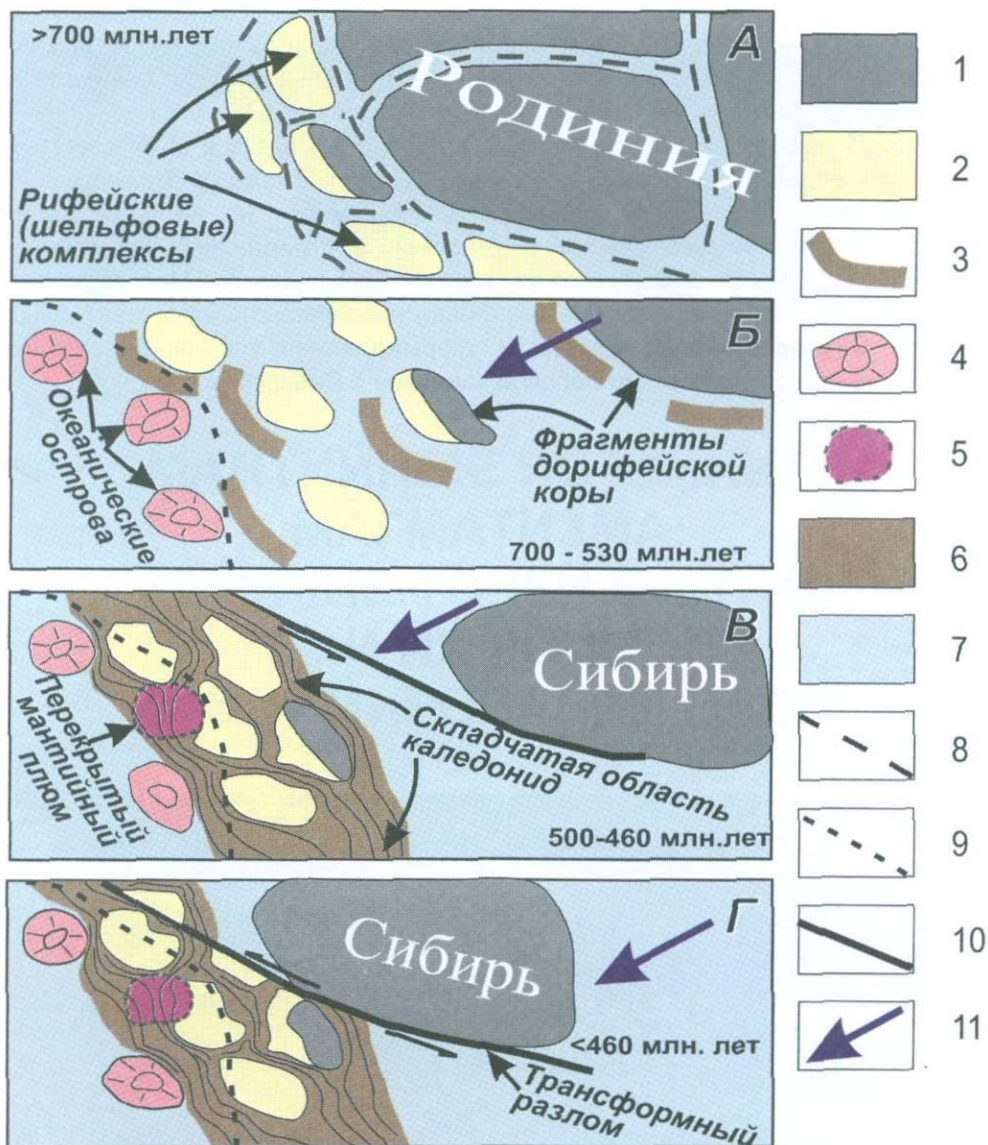


Рис. 1.4. Модель формирования ЦАСП в результате коллизии островных дуг и микроконтинентов Палеоазиатского океана с системой океанических островов Северо-Азиатского горячего поля:

1 – дорифейские континентальные блоки; 2 – шельф суперконтинента Родиния и его фрагменты (террейны рифейской коры); 3 – островные дуги; 4 – океанические острова – горячие точки мантии; 5 – горячая точка, перекрытая каледонским террейном; 6 – складчатая область каледонид; 7 – палеоазиатский океан; 8 – зоны раскола суперконтинента Родиния; 9 – контур проекции горячего поля мантии; 10 – трансформный разлом; 11 – направление движений

шельфа суперконтинента) с океаническими островами. Докаледонская кора ограничено участвовала в этом процессе либо в виде продуктов эрозии основания кратона, либо при возникновении тектонической расслоенности с участием пород основания кратона или микроконтинентов.

Наша модель формирования ЦАСП заметно отличается от упомянутых выше двух моделей. Как и модель Шенгера, мы допускаем преимущественно ювенильное происхождение раннекаледонской коры, но не только при островодужном процессе, но и с участием внутриплитных мантийных процессов и докембрийских микроконтинентов. В модель А.А.Моссаковского нами добавляется активная роль внутриплитного магматизма и мантийных плюмов и аккреционный механизм формирования раннекаледонского континента при отсутствии его лобовой коллизии с Сибирским кратоном.



Глава 2

**МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ
МАГМАТИЗМА:
ГОРЯЧИЕ ТОЧКИ МАНТИИ
И ИХ РОЛЬ
В ФОРМИРОВАНИИ ЦАСП**



Последнее десятилетие XX века ознаменовалось накоплением принципиально новых данных сейсмической томографии о глубинном строении Земли, которые позволили установить, в частности, сложную картину сочетания «горячих» (восходящих) и «холодных» (нисходящих) потоков вещества, пронизывающих мантию по всему ее объему (Fukao et al., 1994; Condie, 2001₂). Такие потоки названы «горячими» и «холодными» плюмами соответственно (Maquyama, 1994). Было показано, что существует корреляция между местоположением проекций верхних участков таких струй на земную поверхность и определенными видами тектономагматической активности. Над «горячими» струями располагаются магматические области, сформированные за счет внутриплитных мантийных источников магматизма, и называемые «горячими точками мантии». «Холодные» участки мантии в основном подстилают зоны поглощения литосферных плит и в поверхностных структурах выражаются поясами магматизма, порожденного субдукционными процессами (деструктивные границы литосферных плит). Появляется все больше публикаций, в которых с помощью сейсмической томографии прослеживаются «тонущие» в мантии, в том числе нижней, вплоть до пограничного между мантией и ядром слоя D¹¹ и ядра, фрагменты литосферных плит. В результате обобщения новейших геофизических, геологических и геодинамических данных возникла новая геологическая парадигма – «плюм-тектоника» или предпочтительное для нас по названию «глубинная геодинамика», базирующаяся на представлениях о геологических связях между разноглубинными процессами, охватывающими все оболочки Земли, включая ее ядро (Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Maquyama, 1994; Добрецов и др., 2001). В рамках этой парадигмы фундаментальное обоснование, связанное с расшифровкой механизмов конвективных движений в мантии, получила тектоника литосферных плит, успешно объясняющая геологические события в литосферной оболочке Земли и на границе литосферы и астеносферы.

Одно из основных положений глубинной геодинамики связано с концепцией «горячих» мантийных плюмов или мантийных струй (в дальнейшем для краткости называемых плюмами), которые, как уже говорилось, пронизывают мантию вплоть до подошвы литосферы и фиксируются на земной поверхности областями повышенной внутриплитной мантийной активности (горячими точками мантии). Представления об их существовании впервые были сформулированы в 60-70 годах прошлого столетия Д.Т.Уилсоном и П.Морганом, но наиболее активно они стали развиваться в последнее десятилетие, когда появились многочисленные примеры приложения этой концепции к анализу геологических явлений, в том числе в геологическом прошлом (Добрецов, 1997; Ярмолюк и др., 2000₄; Condie, 2001₂; Ernst, Buchan, 2001; Добрецов, 2003). Так, например, был получен большой объем геологической и изотопно-геохимической информации о важной, но, тем не менее, пока не оцененной в должной мере роли мантийных плюмов в формировании позднерифейской – фанерозойской

структуры Северной Азии. Здесь мы рассматриваем геологический эффект плюм-литосферного взаимодействия в истории развития Центрально-Азиатского складчатого пояса, оцениваем состав и динамику формирования мантийных плюмов в регионе на основе данных о составе соответствующих им проявлений магматизма горячих точек мантии, а также обсуждаем геодинамические причины широкого участия мантийных плюмов в формировании складчатого пояса.

2.1. Геологические критерии выделения горячих точек мантии

Прежде всего, определим критерии, которые были использованы нами для выделения горячих точек мантии. Участие мантийных плюмов в формировании современных геологических структур Земли устанавливается на основе разнообразных, в том числе сейсмотомографических, данных в самых разных геодинамических обстановках (Condie, 2001₂; Ernst, Buchan, 2001). В океанических сегментах с ними связывается образование океанических островов и сопровождающих их цепочек подводных гор, которые, как было установлено, отвечают следу мантийных плюмов при прохождении над ними литосферных плит, а также крупных лавовых плато типа Онтонг-Ява в Тихом океане. В пределах континентов участие мантийных плюмов отмечается при формировании рифтов и дайковых поясов большой протяженности, трапповых областей и внутриконтинентальных анорогенных магматических областей типа Тибести и Ахагар в Северной Африке или плато Джос в Нигерии. Участие плюмов зафиксировано также в формировании аномальных проявлений магматизма на активных континентальных окраинах (Йеллоустоунская горячая точка мантии), а также в пределах островных дуг и зон континентальной коллизии (например, в Тибете), где им соответствуют ареалы платобазальтового и бимодального магматизма повышенной щелочности (Condie, 2001₂; Ernst, Buchan, 2001). Режим растяжения, по-видимому, является одним из определяющих для подобных областей и в крайнем варианте приводит к расколу литосферы с формированием характерных тройных сочленений грабенов и связанных с ними протяженных дайковых поясов.

Горячие точки мантии, возникшие в разных геодинамических обстановках, характеризуются специфическим магматизмом, не типичным, как правило, для магматических проявлений конвергентных и дивергентных границ литосферных плит. Он представлен базальтами (высокомагнезиальными, высоко-Ti, а также отвечающими субщелочной и щелочной сериям), щелочно-ультраосновными породами и связанными с ними карбонатитами, а также щелочно-салическими породами большого спектра составов от фонолитов и фельдшпатоидных сиенитов до литий-фтористых и щелочных гранитов, в формировании которых в той или иной форме

участвовала геохимически обогащенная мантия (Campbell, 2001). Эти породы часто рассматриваются, как продукты внутриплитного магматизма, т.е. магматизма, природа которого не связана с механизмами магнообразования на границах литосферных плит. Такой тип магматизма принимается в качестве индикаторного при выявлении участков воздействия мантийных плюмов на литосферу. Отметим также, что соответствующие магматические области в основном характеризуются замкнутыми границами при более или менее изометричных формах и обычно пространственно обособлены от других аналогичных областей, что согласуется с представлениями о локализованном характере воздействия плюмов на литосферу.

Таким образом, мантийные плюмы обладают следующими геологическими признаками, индикаторными при выделении горячих точек мантии: изолированный характер внутриплитных областей и их связь со сводовыми поднятиями, наличие в их пределах тройных сочленений грабенов и протяженных дайковых поясов, а также крупных платобазальтовых полей. Эти области характеризуются: 1) магматизмом, соответствующим обогащенным мантийным источникам; 2) длительным развитием на протяжении многих десятков миллионов лет; 3) значительными размерами (сотни км и более в поперечнике); 4) более или менее устойчивым положением в пределах структур палеоконтинента на протяжении времени своего формирования. Изменения позиции следа горячих точек отмечены для случаев относительно быстрых (более 1 см/год) и крупноамплитудных (более 300 км) перемещений литосферы относительно плюмов. При наблюдаемых размерах внутриплитных областей (сотни км в поперечнике) траектории более медленных (~0.5 см/год и менее) или вращательных движений вполне могли укладываться в контуры магматических ареалов и поэтому не всегда могли создать заметные следы изменения положения плюма.

2.2. Внутриплитная активность в геологической истории Северной Азии

Сведения о внутриплитной активности в геологической истории ЦАСП приведены в [таблице 2.1](#) и, кроме того, отражены на [рис. 2.1](#), на котором показаны внутриконтинентальные проявления этой активности в целом для территории Северной Азии. Рассмотрим их в рамках наиболее значимых в истории ЦАСП геологических событий в течение позднего рифея-фанерозоя.

2.2.1. Поздний рифей

Среди позднерифейских тектонических структур Северной Азии различаются Сибирский кратон, микроконтиненты с корой преимущественно рифейского возраста (Коваленко и др., 1999₃; Ярмолюк и др., 1999₁) и

**Тектонические и магматические события в геологической истории
ЦАСП и индикаторные для них магматические ассоциации**

Эпохи (интервалы в млн. лет)	Океанический сегмент		Континентальный сегмент
	Внутриплитный режим	Режим конвергентных границ	Внутриплитный режим
Поздний рифей (1000-650)		<i>Океанический сегмент:</i> Энциматические и энсиалические островные дуги (офиолитовые пояса): базальтовые, андезит-дацит-риолитовые ассоциации, тоналиты, гранодиориты, граниты (1020, 790, 736, 663). <i>Континентальный сегмент:</i> Магматические пояса окраинно-континентального типа в Тувино-Монгольском, Центральном-Монгольском, Баргузинском микроконтинентах. Дифференцированные вулканические ассоциации, интрузии основных пород, гранитоиды нормальной и повышенной щелочности (850-700).	Распад Родинии. Формирование дайкового пояса Франклин в зоне раскола Сибири и Лаврентии. Грабенообразование вдоль южного и юго-западного краев Сибирского кратона с поясами базальтовых даек, ультраосновными комплексами с карбонатитами (720-670). Грабенообразование с бимодальным магматизмом в докембрийских микроконтинентах Тувино-Монгольском, Центральном-Монгольском.
	<i>Распад Родинии, образование Палео-Азиатского океана</i>		
Венд – кембрий (650-510)	Алтай, Саяны, Кузнецкий Алатау, Северная Монголия, Забайкалье		Автономные проявления щелочного магматизма в пределах Тувино-Монгольского массива: щелочные и нефелиновые сиениты Батагольского массива (521-530).

	Океанические острова и океанические лавовые плато: высоко-Тi и субщелочные базальты, карбонатиты в офиолитовых комплексах (570-510).	<i>Океанический сегмент:</i> Энциматические островные дуги (офиолитовые пояса): пикрит-базальтовые, базальт-андезитовые ассоциации, массивы расслоенных габбро (650, 570, 545, 530).	
Поздний кембрий – ордовик (510-450)	<i>Аккреция докембрийских микроконтинентов, позднерифейских-кембрийских островных дуг и внутриокеанических островов, образование каледонского супертеррейна (500-480)</i>		
		Метаморфизм (510-490), коллизионные и постколлизионные гранодирит-гранитные батолиты (500-440) в пределах Алтая, Саян, Северной Монголии, Забайкалья.	Заложение Алтае-Саянской горячей точки мантии. Грабенообразование, массивы расслоенных габбро (500-465), нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов (510-460) в Тувино-Монгольском террейне, тералитов, фойяитов и карбонатитов в Кузнецком Алатау (510).
Силур – девон (450-360)	Океанические острова и океанические лавовые плато: высоко-Тi и субщелочные базальты в офиолитовых комплексах Южно-Монгольских герцинид (силур – девон).	<i>Коллизия каледонского супертеррейна и Сибирского кратона, образование Сибирского (Северо-Азиатского) палеоконтинента (450-410)</i>	
		<i>Океанический сегмент:</i> Энциматические островные дуги (офиолитовые пояса) Южной Монголии (450-400): Базальтовые, и андезит-дацитовые ассоциации, габброиды, габбро-диориты, тоналиты. <i>Континентальный сегмент:</i> Алтайская активная континентальная окраина (АКО): Гранодиорит-гранитные и гранитные	Саяно-Алтайская горячая точка мантии. Образование систем грабенов и впадин в Алтае-Саянской области и Северо-Западной Монголии: щелочные габброиды (440-360), щелочные сиениты и граниты (450-370), бимодальные базальт-трахит-риолит-

Эпохи (интервалы в млн. лет)	Океанический сегмент		Континентальный сегмент
	Внутриплитный режим	Режим конвергентных границ	Внутриплитный режим
Поздний девон – ранний карбон	<i>Коллизия Северо-Азиатского палеоконтинента и островных дуг герцинского палеоокеана, консолидация герцинского мобильного пояса: метаморфизм, складчатость (350±10)</i>		
Карбон – пермь (340-250)		<i>Океанический сегмент:</i> Энциматические островные дуги (офиолитовые пояса) Монголо-Охотского (320) и Солонкерского (С ₃ -Р ₁) бассейнов. <i>Континентальный сегмент:</i> Южно-Монгольская АКО Северо-Азиатского палеоконтинента (С ₁ -С ₂): андезитовые, андезит-дацит-риолитовые, риолит-трахириолитовые вулканические и гранодиорит-гранитные и монцонит-граносиенит-гранитные плутонические ассоциации.	Сибирская горячая точка мантии на АКО: гранодиорит-гранитный Ангаро-Витимский батолит (330-290) и обрамляющие его Сыннырская и Удино-Витимская рифтовые зоны со щелочными гранитами и сиенитами, щелочными габброидами, карбонатитами (310-280)
		Позднекаменноугольная – раннепермская Монголо-Забайкальская АКО: андезитовые, андезит-дацит-риолитовые и трахириолитовые вулканические и гранит-лейкогранитовые и монцонит – граносиенитовые плутонические ассоциации (300-270).	Монгольская горячая точка мантии на АКО: формирование Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны с бимодальными базальт-комендитовыми ассоциациями, щелочными и Li-F гранитами (305-285).

	<i>Коллизия Северо-Азиатского и Сино-Корейского континентов и закрытие Центрально-Азиатского палеоокеана (около 280-250)</i>		
			Монгольская горячая точка мантии в коллизионной зоне АКО: гранодиорит-гранит-лейкогранитовый Хангайский батолит (270-250) в обрамлении рифтовых зон Гоби-Алтайской (270-260) и Северо-Монгольской (265-250) с бимодальным базальт-комендитовым и щелочно-гранитным магматизмом.
Триас – ранняя юра (240-190)	<i>Коллизия Северо-Азиатского и Сино-Корейского континентов в западной части Монголо-Охотского пояса (230-190)</i>		
		Окраинно-континентальные вулканические пояса и гранодиорит-гранитные, лейкогранитовые и граносиенитовые ассоциации по обрамлению Монголо-Охотского прогиба.	Монгольская горячая точка мантии в коллизионной зоне Монголо-Охотского прогиба: гранодиорит-гранитный Хентейский батолит (220-200) в обрамлении Западно-Забайкальской и Северо-Монгольской рифтовых зон со щелочными и Li-F гранитами, базальтовыми и бимодальными базальт-комендитовыми ассоциациями (230-195).

Эпохи (интервалы в млн. лет)	Океанический сегмент		Континентальный сегмент
	Внутриплитный режим	Режим конвергентных границ	Внутриплитный режим
Поздний мезозой (170- 70)	<i>Завершение коллизии Северо-Азиатского и Сино-Корейского бортов Монголо-Охотского прогиба</i>		
		Краевые вулканические пояса в обрамлении Монголо-Охотского прогиба, гранитоиды Ундино-Станового батолита (150-120), краевые вулканические пояса Б. и М. Хингана.	Центрально-Азиатское горячее поле мантии и его горячие точки – рифтовые области: Западно-Забайкальская, Восточно-Монгольская, Южно-Хангайская, Алданская с бимодальными базальт-командитовыми, карбонатитовыми и щелочно-базальтовыми ассоциациями, щелочными сиенитами, онгонитами, Li-F и щелочные гранитами (160-70).
Ранний кайнозой (60- 30)			Ограниченная магматическая активность в Западно-Забайкальской и Южно-Хангайской внутриплитных магматических областях: меланефелиниты, базаниты, базальты.
Поздний кайнозой (<30)	<i>Активизация Центрально-Азиатского горячего поля мантии</i>		
			Многочисленные вулканические области в Центральной и Восточной Азии: субщелочные и щелочные базальты.

Цифры в скобках обозначают возраста в млн. лет

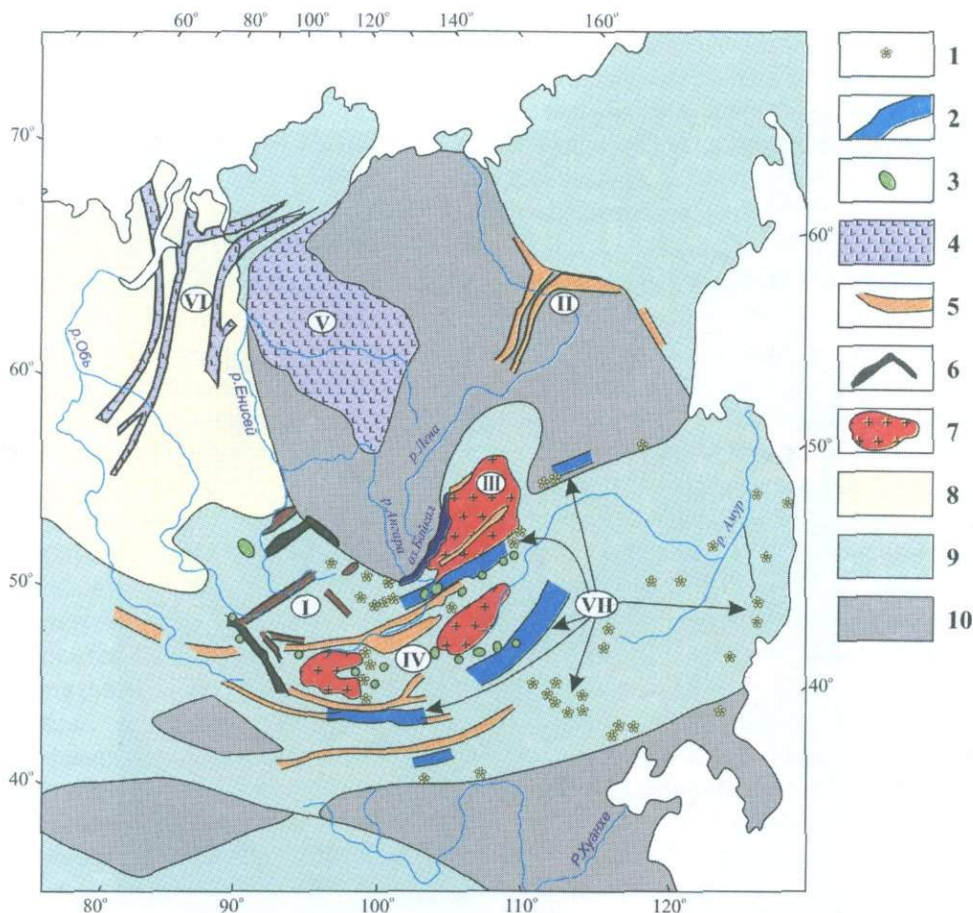


Рис. 2.1. Схема размещения ареалов внутриплитного магматизма в пределах Сибирской платформы и ее складчатого обрамления

1-7 – внутриплитные магматические ассоциации: 1 – кайнозойские; 2 – позднемезозойские; 3 – раннемезозойские; 4 – позднепермские – раннетриасовые; 5 – позднепалеозойские – раннемезозойские Центрально-Азиатской рифтовой системы; 6 – девонские; 7 – гранитные батолиты; 8 – Западно-Сибирская плита; 9 – складчатые пояса; 10 – платформы. Внутриплитные магматические области и провинции (цифры в кружках): I – Алтае-Саянская; II – Вилюйская; III – Баргузино-Витимская; IV – позднепалеозойская – раннемезозойская Центрально-Азиатской рифтовой системы; V – Сибирская трапповая; VI – Западно-Сибирской рифтовой системы; VII – позднемезозойская – кайнозойская Центральной и Восточной Азии

позднерифейские островные дуги (Кузьмичев, 2001; Khain et al., 2002). Формирование этих структур произошло примерно на рубеже 650-700 млн. лет назад, когда суперконтинент Родиния, включавший в виде составной части Сибирский кратон, и обрамлявший его шельф, фрагменты которого представляют микроконтиненты, были вовлечены в процессы рифтогенеза

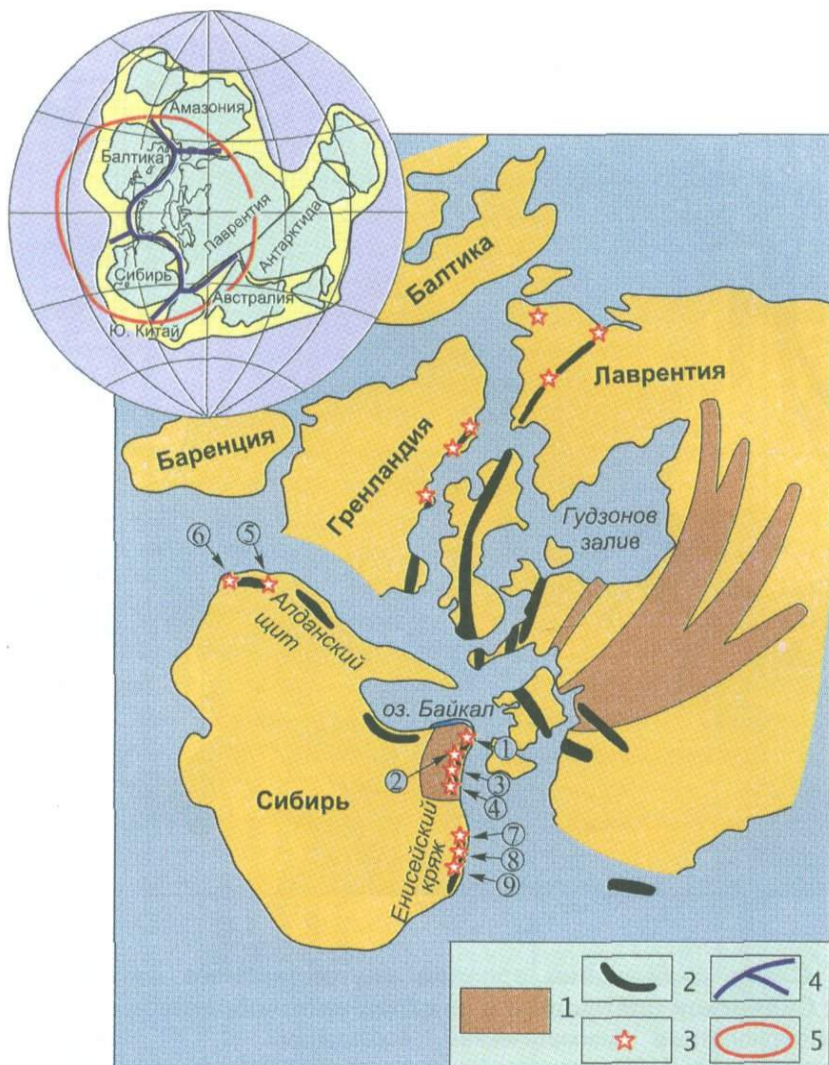


Рис. 2.2. Схема проявления рифейского внутриплитного магматизма в пределах Сибирского и Лаврентийского кратонов по (Ярмолюк, Коваленко, 2001₁)

На врезке приведена реконструкция Родинии по (Torsvik et al., 1996) с уточнением положения Сибири по нашим данным. 1-3 – магматические проявления: 1 – среднерифейские поясов Ангаульского (А) и Маккензи (М); 2-3 – позднерифейские – вендские: 2 – районы магматизма, в том числе дайковый пояс Франклин (Фр), 3 – ультраосновные комплексы с карбонатитами, данные для Лаврентии по (Woolley, 1987); 4 – линии раскола суперконтинента Родиния; 5 – проекция суперплюма. Ультраосновные комплексы с карбонатитами (номера в кружках): 1 – Жидойский, 2 – Большезиминский, 3 – Среднезиминский, 4 – Большетагинский, 5 – Арбарастахский, 6 – Ингилийский, 7 – Среднетатарский, 8 – Татарский, 9 – Кийский

(Ярмолюк, Коваленко, 2001₁; Condie, 2001₂). Предполагается (Maruyama, 1994), что раскол Родинии был связан с воздействием на его литосферу Тихоокеанского мантийного суперплюма и сопровождался рассредоточенными на огромной территории проявлениями внутриплитного магматизма. Так, вдоль Северо-Канадского края Лаврентии, граничившей в пределах Родинии с югом Сибири, в интервале 723-718 млн. лет возник протяженный (более 2500 км) диабазовый дайковый пояс Франклин (Ярмолюк, Коваленко, 2001₁) и сопряженная с ним цепь массивов ультраосновных щелочных пород с карбонатитами (Woolley, 1987) (рис. 2.2). Родственный магматизм проявился в это же время вдоль обращенного к Лаврентии края Сибирского кратона (современные южная и юго-западная его границы). Здесь возникли такие же кольцевые массивы ультраосновных щелочных пород, включая биотитовые пироксениты, ийолиты, уртиты, щелочные сиениты и карбонатиты. Такие массивы, сформированные согласно не вполне надежным K-Ar данным в интервале 720-620 млн. лет (Kogarko et al., 1995) и сопровождаемые дайками щелочных базальтоидов и лампроитов, распространены в пределах Алданской (Арбарастахский, Ингилийский и др. массивы) и Присаянской (Большетагнинский, Белозиминский, Среднезиминский, Жидойский массивы) окраин кратона. К этой же цепи проявлений внутриплитной активности относится Олокинский грабен с платобазальтовыми и контрастными базальтриолитовыми ассоциациями, интрузиями габбро-диабазов и расслоенных габбро, а также многочисленные пояса диабазовых даек и силлов, сформировавшиеся около 700 млн. лет назад, например, в Шарыжалгайском выступе Сибирской платформы, в Тувино-Монгольском массиве и в центральных участках Алдана (Скляров и др., 2000; Кузьмичев, 2001; Ярмолюк, Коваленко, 2001₁; Рыцк и др., 2002). В целом, вдоль Алдано-Прибайкальского края кратона зона соответствующего внутриплитного магматизма распространилась в виде 2000-километрового пояса. Очевидно, что как по протяженности, так и по составу пород и их возрасту, Сибирский пояс позднерифейского внутриплитного магматизма является зеркальным отражением Лаврентийского пояса, что позволяет рассматривать их в качестве трассеров бортов крупнейшего транслитосферного раскола, разделившего в интервале 720-630 млн. лет Сибирь и Лаврентию.

2.2.2. Венд – кембрий

В результате распада Родинии Сибирский кратон оказался перемещенным в ту часть Мирового океана (Панталассы), где в дальнейшем сформировался Центрально-Азиатский складчатый пояс, и которая вследствие этого была выделена как Палеоазиатский океан. Для нас важно то, что развитие этого океана происходило при широком участии внутриплитных процессов, приведших к образованию в его пределах океанических островов типа Гавайских и океанических лавовых плато типа Онтонг-Ява. Фрагменты

соответствующих образований представлены пакетами высоко-Ti субщелочных базальтов, участвующих в виде аллохтонных пластин в строении большинства офиолитовых зон каледонид (**таблица 2.1**). Такие породы были установлены в Монголии (Озерная, Баян-Хонгорская, Джидинская зоны) (Коваленко и др., 1996₁; Ярмолюк и др., 2002₁), Алтае-Саянской области (зоны Таннуола-Каахемская и Кузнецкого Алатау (Плотников и др., 2000), Восточном Забайкалье (Альмухамедов и др., 1996; Гусев, Песков, 1996; Плотников и др., 2000; Pfander et al., 2002), то есть по всей площади каледонид. Возраст офиолитов определяется в диапазоне 570-530 млн. лет.

2.2.3. Поздний кембрий – ордовик

Наиболее важным событием этого времени стала аккреция докембрийских микроконтинентов и позднерифейских-кембрийских островных дуг (**таблица 2.1**), приведшая в интервале 500-480 млн. лет к образованию раннекаледонского супертеррейна (Ярмолюк и др., 2003₄). Причиной аккреции, как уже было отмечено выше, стало столкновение указанных структур с системой внутриокеанических островов и (или) лавовых плато Палеоазиатского океана. Аккреция сопровождалась проявлениями внутриплитного магматизма в структурах новообразованного супертеррейна. Так, в пределах Тувино-Монгольского массива к синаккреционным (синметаморфическим) относятся нефелиновые сиениты и нордмаркиты Ботогольского (520 млн. лет, неопубликованные данные авторов) массива в Восточном Саяне, щелочные сиениты и граниты Джаргалантского (490 млн. лет) массива и субщелочные и щелочные граниты Хоронгуского (495 млн. лет) массива (Козаков и др., 2003) в хр. Сангилен, а также сподуменовые гранитные пегматиты Соль-Бельдыра (494 млн. лет, Rb-Sr метод, неопубликованные данные авторов) в Центральном Сангилене в Туве. В пределах Кузнецкого Алатау им соответствуют щелочные породы с карбонатитами (510 млн. лет) (Врублевский и др., 2003). На постаккреционной стадии щелочные (Арысканский плутон в Восточном Саяне) и литий-фтористые граниты проявились в восточной части Тувино-Монгольского срединного массива, Восточного Саяна (Костицын и др., 1998; Кузьмичев, 2001) и в хребтах Хамар-Дабана (Быстринский массив) (Котов и др., 1997). К внутриплитным относятся также массивы высокотитанистых субщелочных расслоенных габбро, таких как Бэлтесгольский (480 млн. лет) и Башкымугурский (465 млн. лет) с дайками камптонитов (445 млн. лет) и другие (Владимиров и др., 1999).

Столь широкое участие внутриплитных магматических пород на син- и постскладчатой стадиях становления Алтае-Саянской части каледонского супертеррейна связывается с перекрытием этим террейном одной из горячих точек палеоокеана. Взаимодействие плюма с литосферой супертеррейна способствовало также анатектическому плавлению коры и стало причиной

батолитового по масштабам гранитоидного магматизма (Ярмолюк и др., 2003₄). В пределах супертеррейна он проявился в интервале 500-460 млн. лет, т.е. одновременно с магматизмом внутриплитной вещественной специфики, и сформировал серию крупных плутонов, относимых к телминскому, таннуольскому и другим комплексам, совокупные размеры которых превосходят 200000 км² (Владимиров и др., 1999).

2.2.4. Силур – девон

В эту эпоху в пределах Палеоазиатского океана была заложена новая генерация островных дуг, которая впоследствии была преобразована в герциниды ЦАСП, а также формировались океанические острова (горячие точки мантии), фрагменты которых, представленные субщелочными высоко-Ti базальтами, участвуют в строении офиолитовых комплексов (Dergunov et al., 2001). К началу этой эпохи относится также косая коллизия (происходившая по разлому трансформного типа и не сопровождавшаяся метаморфизмом и коллизионным магматизмом) раннекаледонского супертеррейна и Сибирского кратона в единый Сибирский континент. Вдоль Алтайского края континента с Палеоазиатским океаном в девоне существовала активная окраина (Берзин и др., 1994). На протяжении эпохи в пределах Сибирского континента возникли две крупные области внутриплитного развития - Алтае-Саянская и Вилюйская.

Алтае-Саянская область охватывает территории Минусинских котловин, Тувы, Восточного и Западного Саяна и Северо-Западной Монголии общей площадью 500x700 км². Эта область давно известна как территория, на которой распространены многочисленные массивы основных и щелочных пород, а также впадины и грабены, выполненные вулканическими щелочными и субщелочными породами (Луцицкий, 1966; Ярмолюк и др., 2000₄). В соответствии с возрастом впадин традиционно считалось, что эти магматические породы возникли в раннем среднем девоне. Однако, породы внутриплитной специфики формировались в пределах этой территории уже в ордовике, начиная с аккреционной стадии развития региона. В последние годы были получены данные, показавшие, что внутриплитный магматизм в регионе не прекращался также на протяжении силура и девона. В результате здесь возникли массивы ультраосновных щелочных пород, нефелиновых сиенитов, щелочных и литий-фтористых гранитов, сиенитов и граносиенитов, объединяемых в многочисленные интрузивные комплексы (огнитский, сютхольский, окуневский, бреньский и т.д.). Возраст этих пород, установленный Rb-Sr и K-Ar методами, варьирует между 450 и 400 млн. лет (Рублев и др., 1994; Kogarko et al., 1995; Костицын и др., 1998; Крук и др., 2002). Максимум активности в области пришелся на ранний девон, когда возникли многочисленные впадины и грабены (Минусинские впадины, Тувинский и Делюноюстыдский прогибы). Рифтогенез сопровождался излияниями преимущественно базальтов, трахибазальтов и тефритов, а также фонолитов,

трахитов, трахириолитов и комендитов. Произошли внедрения тешенитов, щелочных гранитов и сиенитов. К концу девона магматическая активность резко сократилась. О масштабах магматической деятельности этого времени в Алтае-Саянской области можно судить по тому, что только в Минусинской котловине на протяжении раннего девона было излито 50000 км³ лав (Луцицкий, 1966). По всей области, по-видимому, было сформировано не менее 100000 км³ изверженных пород.

Похоже, что развитие области было сопряжено с образованием тройной системы грабенов. По крайней мере, в раннем девоне были сформированы две системы грабенов, сочленяющиеся под углом около 100°. Одну из них представлял Тувинский прогиб, который прослеживается в северо-восточном направлении на расстояние более 500 км и заложился как вулканический рифт с мощной продольной системой базальтовых даек. Другую систему образовали девонский Делюноюстыдский черносланцевый прогиб в западной Монголии и сопровождавшие его вулканические грабены, протянувшиеся вдоль структур Алтая в северо-западном направлении на 600 км. Третья ветвь предположительно открывалась на запад – северо-запад в сторону палеоокеана.

Вилуйская область охватывает значительные пространства современной восточной окраины Сибирской платформы, где в среднем палеозое возникла сложная система рифтовых зон (Гайдук, 1987). Наиболее ранние магматические события здесь датируются поздним силуром. Они происходили на фоне роста сводового поднятия в центральной части области и характеризовались высокощелочным составом изверженных пород. Последние представлены тефритами, трахибазальтами, трахитами, фonoлитами, а также массивами ультраосновных щелочных пород с карбонатитами, тяготеющими к восточному краю Сибирской платформы и Сетте-Дабану. Фаза наивысшей тектонической и магматической активности пришлась на средний и поздний девон, когда сводовое поднятие было расчленено тройной системой рифтов. Одновременно с расколом произошли платоизлияния субщелочных и толеитовых базальтов. Излияния чередовались с осадконакоплением, в результате чего в грабенах были сформированы многокилометровые осадочно-вулканогенные толщи. За время формирования области было извергнуто большое количество магматических продуктов. Только в Вилуйском поясе грабенов их объем оценивается более чем в 100000 км³.

2.2.5. Поздний палеозой – ранний мезозой

Интервал между 350 и 190 млн. лет в истории Сибирского континента ознаменовался, прежде всего, аккрецией среднепалеозойских островных дуг Палеоазиатского океана к Сибирскому континенту, в результате чего территория последнего была наращена поясом герцинских структур (*таблица 2.1*). Аккреционные и коллизионные процессы происходили на протяжении всей

эпохи. Так, с ранней перми происходила коллизия Северо-Азиатского и Сино-Корейского континентов. Началась она на западном отрезке их совместной границы, отвечавшей западному и центральному секторам Южно-Монгольских герцинид, и завершилась в конце эпохи закрытием Палеоазиатского океана и значительной части Монголо-Охотского прогиба. Коллизионные процессы по времени были сопряжены с масштабными внутриплитными процессами, охватившими всю территорию позднепалеозойского Северо-Азиатского континента (Ярмолюк, Коваленко, 1991; Ярмолюк и др., 2002₂; Добрецов, 2003; Коваленко и др., 2003₁; Коваленко и др., 2003₂; Коваленко и др., 2003₃).

Наиболее эффективным проявлением внутриплитной активности этого времени стало образование гигантской внутриплитной провинции, объединившей трапповую область Сибирской платформы и рифтовую систему Западной Сибири (Добрецов, 1997). Траппы распространены на площади свыше 1500000 км², а их объем составляет 1.5x10⁶ км³. Время их формирования оценивается в очень узком интервале между 249 и 248 млн. лет. К началу триаса (около 249 млн. лет) по многочисленным данным Ar-Ar датирования (Альмухамедов и др., 1999) относится также образование вулканических толщ Западно-Сибирской рифтовой системы.

Одним из ключевых событий эпохи стало образование позднепалеозойской – раннемезозойской рифтовой системы Центральной Азии (Ярмолюк, Коваленко, 1991; Ярмолюк и др., 2000₄). Рифтогенез последовал за аккрецией герцинских структур, он начался в позднем карбоне в поле герцинид вблизи края континента и затем на протяжении перми распространился вглубь континента. Рифтовая система представлена поясом субпараллельных рифтовых зон, выполненных бимодальными базальт-командитовыми и базальт-пантеллеритовыми ассоциациями и контролирующими распределение многочисленных массивов щелочных гранитов и сиенитов. Эти образования прослеживаются более чем на 3000 км при ширине до 600 км через территории Западного Забайкалья, Монголии, Северо-Западного Китая, включая Тарим, и Восточного Казахстана. Как уже отмечалось, формирование рифтовой системы сопровождалось смещением примерно на 700 км зон рифтогенеза от края континента вглубь его в интервале от 310-290 млн. лет до 260-250 млн. лет. Выделяются следующие этапы развития рифтовой системы.

Позднекарбонный – раннепермский, наиболее ранний этап, соответствует зарождению грабенов Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны. Зона возникла на самом краю континента в пределах герцинских структур ЦАСП в позднем карбоне ранней перми (Ярмолюк, Коваленко, 1991). Ar-Ar и Rb-Sr изохронные датировки щелочных гранитов и вулканитов этой зоны укладываются в интервал 310-285 млн. лет (Ярмолюк и др., 1999₂).

Этому же этапу отвечает образование на территории Забайкалья Баргузино-Витимского магматического ареала, важнейшей составной частью которого стал хорошо известный гигантский Ангаро-Витимский гранитоидный батолит (Литвиновский и др., 1992). Площадь ареала составляет около 500x300 км². Внутриплитная природа ареала определяется широким участием

в его строении щелочных пород. Последние сосредоточены в пределах двух зон рифтогенного типа Сыннырской и Удино-Витимской, которые ограничивают с бортов поле распространения гранитоидов батолита. Вдоль этих зон разломов прослеживаются цепочки массивов щелочных ультраосновных и основных пород, щелочных гранитов и сиенитов, в том числе лейцитовых и нефелиновых (Гордиенко и др., 1978). В Сыннырской зоне они выделены в одноименный комплекс, а в Удино-Витимской зоне отнесены к сайженскому и частично зазинскому комплексам. Породы сыннырского комплекса датируются (Rb-Sr данные) интервалом 300-285 млн. лет (Покровский, Жидков, 1993), возраст пород сайженского комплекса варьирует в диапазоне 320-290 млн. лет (Гордиенко и др., 1978). Во внутренней части ареала, занятой гранитоидами батолита с возрастом 310-290 млн. лет, широко распространены одновозрастные с ними синплутонические интрузии щелочных базальтоидов (Ярмолюк и др., 1997₁). Предполагается, что тепловое воздействие мантийных магм на кору привело к масштабному коровому анатексису и определило возникновение гранитного батолита.

Пермский раннетриасовый этап охватил интервал 280-240 млн. лет. (Ярмолюк, Коваленко, 1991). В это время произошло последовательное распространение процессов рифтогенеза вглубь континента. В ранней перми (~270 млн. лет) возникла Гоби-Алтайская, а в поздней перми (265-249 млн. лет) Северо-Монгольская рифтовые зоны. Первая удалена от Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны вглубь континента на 300 км, вторая более чем на 600 км. Одновременно со становлением этих зон между ними в интервале 270 и 250 млн. лет возник Хангайский гранитоидный батолит (Ярмолюк, Коваленко, 1991; Ярмолюк и др., 1999₂). Его формирование подобно Ангаро-Витимскому батолиту связывается с анатексисом коры под воздействием внутриплитных источников тепла. Возраст пород батолита, оцененный по U-Pb датировкам цирконов, а также по данным Rb-Sr исследований составляет 270-250 млн. лет. В результате общих магматический ареал этого времени, названный также Хангайским, приобрел черты зонально-симметричного строения. В рельефе его батолитовое ядро выделялось в виде крупного свода, который обрамлялся грабенами и впадинами с вулканогенным и конгломератовым выполнением (Ярмолюк, Коваленко, 1991).

Раннемезозойский этап (230-185 млн. лет) завершает образование Центрально-Азиатской рифтовой системы. В это время при участии процессов рифтогенеза возник Монголо-Забайкальский магматический ареал ([таблица 2.1](#)), имевший зонально-симметричное строение, напоминавшее строение пермского Хангайского ареала (Ярмолюк, и др., 2002₂; Коваленко и др., 2003₂; Коваленко и др., 2003₃). Ядро ареала представляет Хентей-Даурский батолит, сформировавшийся на участке коллизионного столкновения бортов Монголо-Охотского океанического бассейна. Батолит сложен крупными массивами гранодиорит-гранитовой ассоциации общей площадью свыше 120000 км², возраст его в соответствии с данными U-Pb и Rb-Sr датирования пород главных его фаз оценивается в 225-195 млн. лет (Ярмолюк и др., 2002₂).

Соответствующее батолиту сводовое поднятие обрамлено системами грабенов (рифтовыми зонами), которые сопровождалась магматическими ассоциациями с базальтами и щелочными базальтоидами, фонолитами, трахитами, пантеллеритами, комендитами, литий-фтористыми гранитами, щелочными гранитами и сиенитами. Время их формирования в пределах Западно-Забайкальской рифтовой зоны (северный борт ареала) оценивается в интервале 200-230 млн. лет. Такой же возрастной интервал (195-220 млн. лет) установлен для аналогичных пород Северо-Гобийской рифтовой зоны (южный и юго-западный фланги ареала) (Коваленко и др., 2003₂).

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

2.2.6. Поздний мезозой – ранний кайнозой

Эта эпоха охватила около 150 млн. лет геологической истории региона с конца средней юры (~170 млн. лет) и до начала миоцена (~25 млн. лет). В это время (Ярмолюк и др., 1995) в пределах Монголо-Забайкальской части ЦАСП, удаленной от активных границ Азиатского континента более чем на 1000 км, возникли Восточно-Монгольская, Западно-Забайкальская, Южно-Хангайская и Центрально-Алданская изолированные друг от друга рифтовые области (таблица 2.1). Размеры этих областей составляют ~50-100 тыс. км². В их строении наряду с преобладающими платобазальтами развиты вулканические ассоциации с трахитами, трахириолитами, пантеллеритами, фонолитами, тефритами, а также распространены небольшие и редкие массивы нефелиновых и лейцитовых сиенитов, щелочных сиенитов и гранитов, литий-фтористых гранитов и онгонитов, шонкинитов и карбонатитов (Ярмолюк и др., 1998).

Для этих областей отмечается хорошая согласованность важнейших этапов их развития (Ярмолюк и др., 1995), а также составов и масштабов проявлений вулканизма. Поэтому были выдвинуты представления о контроле над процессами позднемезозойского рифтогенеза в ЦАСП со стороны общего регулирующего мантийного источника магматизма, выделенного как Центрально-Азиатское горячее поле мантии, которое воздействовало на литосферу посредством более локальных «пальцеобразных» плюмов (Ярмолюк и др., 1995; Ярмолюк, Иванов, 2000₂).

2.2.7. Позднекайнозойская эпоха

Позднекайнозойская эпоха (<25 млн. лет) связана с процессами новейшей внутриплитной вулканической и тектонической активизации, охватившей территорию Центральной и Восточной Азии и происходившей практически в центральных участках Северо-Азиатского континента. В это время произошло

оживление магматической деятельности в Западно-Забайкальской, Южно-Хангайской и Центрально-Алданской вулканических областях, где возникли крупные лавовые плато (Витимское, Центрального Хангая, Удоканское) и многочисленные иные проявления вулканизма. В это же время сформировались новые вулканические области, такие как Южно-Байкальская, Дариганга, Хануобинская и другие (Ярмолюк и др., 1995). Для наиболее хорошо изученной среди них Южно-Байкальской вулканической области установлено многоэтапное развитие, включая этап формирования в ее пределах трехлучевой системы грабенов с центром в Южно-Байкальской впадине (Ярмолюк и др., 2003₂). Продукты вулканизма представлены исключительно породами основного состава – субщелочными (гавайитами и калиевыми трахибазальтами) и щелочными (тефритами, фонотефритами и базанитами).

Таким образом, анализ геологической истории ЦАСП показывает, что на всем ее протяжении формирование структуры пояса происходило при непрерывном взаимодействии литосферы с мантийными плюмами. Результатом этого взаимодействия стала уникальная по продолжительности магматическая активность в регионе, не прекращавшаяся на протяжении всего фанерозоя и формировавшаяся с конца позднего палеозоя почти исключительно в связи с деятельностью горячих точек мантии (**таблица 2.1**). В частности, продуктами этой активности стали гигантские батолиты и многочисленные массивы нормальных гранитов, участвующие в строении зональных магматических ареалов и рифтовых зон, возникновение которых обычно связывается с режимом деструктивных или коллизионных границ литосферных плит. Появление этих образований в областях горячих точек указывает на то, что тепловое и вещественное воздействие плюмов на литосферу распространялось вплоть до нижних и средних горизонтов коры и способствовало ее анатектическому плавлению.

2.3. Состав и эволюция внутриплитного магматизма ЦАСП

Отмеченная стадийность в развитии внутриплитного магматизма ЦАСП отражает менявшиеся условия взаимодействия литосферы ЦАСП, скорее всего, с разными мантийными плюмами. Их вещественные характеристики мы оценим на основе данных о продуктах базитового магматизма, участвовавших в формировании разновозрастных внутриплитных областей, и рассмотрим эволюционные тенденции в изменении состава мантийных плюмов во времени. В **таблице 2.2** приведены средние (среднеарифметические значения) составы основных пород разновозрастных внутриплитных областей ЦАСП и для сравнения некоторых других областей Северной Азии. Они отражены также на графиках (**рис. 2.3**), на которых нормировка проведена по составу OIB, выбранного в качестве эталона для характеристики внутриплитных базитов.

2.3.1. Геохимическая характеристика

Позднерифейская эпоха. Наиболее ранними в ЦАСП стали позднерифейские внутриплитные ассоциации с возрастом около 700 млн. лет. Среди них преобладают два типа ассоциаций – ультраосновные-щелочные с карбонатитами, образующие центральные магматические комплексы, и базитовые, слагающие протяженные дайковые пояса (Ярмолюк, Коваленко, 2001₁; Коваленко и др., 2002). Базиты этих ассоциаций отвечают толеитовой серии и характеризуются невысокими содержаниями TiO_2 (<1.5 мас.%), более редкими являются субщелочные высоко-Ti базальты (Рыцк и др., 2002). На графике (рис. 2.3, поздний рифей) приведены данные (Склярков и др., 2000) по позднерифейским диабазам Шарыжалгайского дайкового пояса, которые условно были разделены на две группы составов в соответствии с содержанием TiO_2 больше или меньше 1 мас.%. Породы с более низким содержанием TiO_2 имеют и более низкие содержания несовместимых элементов, что, вероятно, отражает вариации степени плавления мантийного субстрата при формировании пород дайкового пояса. Для сравнения на графике приведен средний состав диабазов трансконтинентального дайкового пояса Франклин (Dupuy et al., 1995). Породы обоих поясов имеют близкие петрохимические характеристики и отвечают толеитовым базальтам с невысокой величиной магнезиальности $Mg\#$ (50-60). При среднем содержании $MgO > 7$ мас.% они характеризуются относительно пониженным содержанием (в мас.%) $SiO_2 < 49$, $TiO_2 < 1.4$, $Al_2O_3 < 15$, $K_2O < 0.7$, $P_2O_5 < 0.2$ и относительно повышенным $Fe_2O_3 > 11$ и $CaO > 10$. Данные по содержанию несовместимых элементов показывают, что диабазы обоих поясов близки к составу E-MORB. По сравнению с последними они более богаты K, Rb, Ba, что, возможно, связано с обогащением этими элементами в ходе вторичных изменений пород. Они относительно обеднены Nb и в меньшей степени Zr и Hf. Подобное сходство составов пород обоих дайковых поясов подтверждает представление об их принадлежности к единому мантийному источнику, участвовавшему в расколе Лавразии на Лаврентийский и Сибирский кратоны (Maquyama, 1994; Коваленко и др., 1999₃), и, кроме того, свидетельствует о соответствии этого источника умеренно деплетированной мантии типа E-MORB (обгащенные базальты срединно-океанических хребтов).

Венд - кембрийская эпоха. Комплексы пород океанической стадии представлены в структурах ЦАСП многочисленными поясами раннекаледонских офиолитов, сформированными в интервале 570-510 млн. лет. Среди них особую группу представляют высоко-Ti и субщелочные базальты. В таблице 2.2 и на рис. 2.3 использованы данные по соответствующим породам венд-кембрийских офиолитовых зон Западной и Центральной Монголии (Коваленко и др., 1996₂; Ярмолюк и др., 2002₁) и Восточного Забайкалья (Гусев, Песков, 1996). Базальты разных регионов близки по составу и характеризуются спектрами распределения несовместимых элементов, которые на графике занимают промежуточную

Средние составы (в г/т) основных пород разновозрастных внутриплитных областей ЦАСП и некоторых других регионов

Эпохи и области магматизма														
Эпохи	Кайнозойская			Позднемезозойская			Позднепалеозойская – раннемезозойская							
	KZ ₂ * (Ю-Б)**	KZ ₂ (Ю-Х)	KZ ₁ (З-З)	K ₂	K ₁	J ₃ -K ₁	MZ ₁ (ВМ- Заб)	P ₂ (С-М)	P ₁₋₂ (Г-А)	C ₃ -P ₁ (Г-Т)	C ₃ -P ₁ (У-В)	PZ ₃ (ЦАСП)	P ₂ /T ₁ траппы	PZ ₂ офиолиты ВЗ
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Li	8.1	9.5	10.6	14.6	32.4	23.5	20.6	27.0	17.2	16.3	24.5	20.2	9.0	
Be	2.2	2.1	3.0	3.3	3.7	3.5	2.6	2.1	1.2	1.5	1.7	1.6	1.3	
Sc	16	16	22	17	14	16	18	5	7	11	22	8	34	35.5
Ti	13928	12913	17592	10137	9532	9835	11552	10966	9816	7795	8167	9526	9712	16080
P	2663	3012	3580	4169	5589	4879	3515	3197	2471	2333	2792	2667	1300	8055
Cr	150	171	230	103	74	88	78	107	115	96	96	106	150	81.0
Co	45	40	58	33	29	31	29	34	32	24	42	30	40	29.0
Ni	119	92	197	67	50	58	44	59	69	60	100	63	100	40.0
Cu	37	31	74	43	37	40	25	30			40	30	85	
Zn	121	122	136	133	139	136	111	91			98	91	100	
Ga	22	22	26	20	29	25	20	19	15	15	20	16		
Rb	21	30	35	34	55	44	36	41	29	23	32	31	28	37
Sr	731	857	915	1106	1415	1260	762	859	660	612	1030	710	360	330
Y	20	18	26	25	24	25	33	29	25	20	19	24	27	48
Zr	201	218	279	228	299	263	246	236	235	160	94	210	205	295
Nb	45	45	73	37	30	33	15	15	17	9	9	14	16	32
Cs	0.2	0.5	0.5	1.1	1.7	1.4	1.4	3.9	2.2	1.5	1.3	2.5		

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
K	15600	22487	12032	17679	27134	22407	17959	15525	14364	14719	13739	14869	11954	19749
Ba	354	593	558	1034	1360	1197	769	958	694	491	798	715	455	507
La	26.3	30.9	47.5	55.7	68.1	61.9	35.7	29.9	20.8	18.9	23.4	23.2	22.0	31.5
Ce	54.3	63.5	100.9	110.2	134.2	122.2	81.1	67.5	43.0	42.9	53.6	51.1	49.0	62.0
Pr	6.8	7.8	11.7	14.3	16.2	15.2	10.4	8.7	4.8	4.9	6.5	6.1	6.5	
Nd	28.6	34.6	46.8	50.2	60.9	55.5	42.6	38.1	23.8	24.2	28.5	28.7	25.1	31.5
Sm	6.3	8.0	9.2	9.2	10.2	9.7	8.5	7.9	5.8	5.3	5.6	6.3	5.8	8.6
Eu	2.0	2.2	2.8	2.7	2.8	2.7	2.3	2.4	1.7	1.6	1.8	1.9	1.7	2.5
Gd	6.0	6.1	8.6	7.5	8.0	7.8	7.8	6.2	5.4	4.1	5.0	5.2	5.7	5.9
Tb	0.9	0.8	1.1	1.0	1.0	1.0	1.2	1.0	0.9	0.7	0.7	0.9	0.9	1.0
Dy	4.4	3.8	5.6	5.1	4.8	5.0	6.4	5.2	4.8	3.6	3.7	4.5	6.1	
Ho	0.8	0.7	0.9	0.9	0.8	0.9	1.3	1.0	0.9	0.7	0.7	0.9	1.1	1.3
Er	1.9	1.7	2.3	2.4	2.2	2.3	3.4	2.9	2.6	2.0	1.9	2.5	3.2	
Tm	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.5	0.4	0.4	0.3	0.3	0.4	0.4	0.7
Yb	1.3	1.2	1.7	2.0	1.8	1.9	3.0	2.5	2.7	2.2	1.8	2.5	2.8	4.4
Lu	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.5	0.4	0.4	0.3	0.2	0.4	0.4	0.6
Hf	4.4	4.6	5.7	5.7	7.1	6.4	5.9	4.3	4.9	3.8	2.0	4.3	4.0	7.9
Ta	2.4	2.4	3.7	1.9	1.3	1.6	0.8	0.5	0.6	0.5	0.4	0.5		1.9
Pb	2.5	4.2	3.7	10.3	15.8	13.0	10.3	8.9	9.7	6.1	6.0	8.2	6.4	8.5
Th	2.6	4.3	6.1	3.5	4.3	3.9	3.1	1.7	2.0	1.9	3.0	1.9	2.8	5.3
U	0.7	1.2	1.2	1.3	1.2	1.3	1.0	0.7	0.6	0.7	0.6	0.7	0.8	1.8
La/Yb _{01B}	1.10	1.51	1.63	1.62	2.20	1.89	0.70	0.70	0.44	0.50	0.71	0.55	0.46	0.42

Эпохи и области магматизма								
Эпохи	Ранне- – среднепалеозойская				Венд – кембрийская		Позднерифейская	
	D	PZ ₁	PZ ₂ (Вил)	PZ ₂ (А-С)	Высоко-Тi офиолиты		Дайки	
					(ОЗ)	(ВЗ)	(Шж)	Серия Франклин
	15	16	17	18	19	20	21	22
Li	22.0	22.6	15.4	7.4	12.2			13.6
Be	2.8	3.0	1.1	1.1				
Sc	25.2	25.9	30.2	25.7	27.2	46.5	27.5	
Ti	15085	16533	12793	14069	13130	14340	4620	8160
P	2536	2381.0	1477	1650	1324	1223	607	742
Cr	55.7	48.1	64.4	25.3	34.3	148.8	452.1	
Co	39.8	37.6	41.0	36.8	40.0	39.3	61.2	
Ni	68.2	51.1	39.7	27.1	17.6	44.2	207.7	
Cu	68	62.2	104	53	61			
Zn	253	310.6	67	103	103			
Ga	27	27.0	19	18	20			
Rb	19	22.8	21	21	8	17	9	13
Sr	540	517.9	361	618	440	258	143	216
Y	31	40.5	31	25	34	40	16	
Zr	229	302.8	206	73	148	165	33	95
Nb	22	24.1	24	17	7	12	3	6
Cs	0.3	0.3	0.3	0.9	0.3			
K	12503	11826	8593	9000	7183	6970	3532	4705
Ba	546	531.0	242	367	303	81	113	130

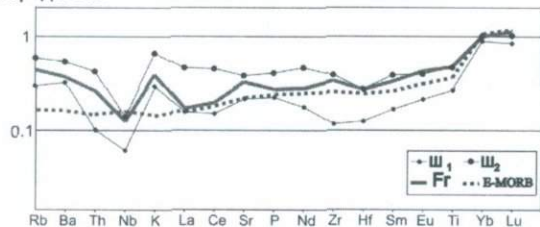
	15	16	17	18	19	20	21	22
La	27.6	30.6	34.1	20.8	14.6	10.9	5.8	6.3
Ce	59.0	70.4	71.2	46.1	34.0	23.6	12.0	15.9
Pr	9.1	9.4	8.2	6.1	4.3		1.6	
Nd	33.6	39.3	32.8	26.7	23.4	17.9	6.8	10.8
Sm	8.7	9.7	6.9	5.8	5.9	6.1	1.7	3.3
Eu	2.6	2.9	2.0	1.8	1.9	1.8	0.6	1.3
Gd	7.6	9.1	6.8	5.4	6.7	7.4	2.1	
Tb	1.2	1.4	1.1	0.9	1.0	1.3	0.4	0.7
Dy	7.3	7.5	6.1	4.6	6.3		2.5	
Ho	1.4	1.5	1.2	0.9	1.2	1.9	0.6	
Er	3.8	3.9	3.2	2.4	3.4		1.8	
Tm	0.6	0.6	0.5	0.3	0.5	0.7	0.3	
Yb	3.0	3.8	2.8	2.1	3.8	4.2	1.9	2.2
Lu	0.4	0.5	0.4	0.3	0.4	0.6	0.3	0.3
Hf	5.8	6.9	5.1	1.8	3.9	4.4	1.0	2.1
Ta	1.8	1.5	1.4	0.9	0.5	0.7	0.4	
Pb	34.6	37.7	0.9	6.5	2.0	8.5	2.3	1.6
Th	3.1	4.6	2.3	1.8	1.5	1.5	0.4	1.1
U	1.1	1.2	0.7	0.5	0.4	0.7	0.1	0.2
La/Yb _{01B}	0.54	0.47	0.72	0.77	0.23	0.49	0.18	0.17

* Возрастные группы.

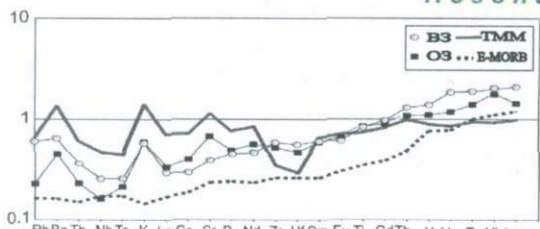
** Магматические области и зоны:

Ю-Б - Южно-Байкальская, Ю-Х - Южно-Хангайская, З-З - Западно-Забайкальская, ВМ-Заб - Восточно-Монголо-Забайкальская, С-М - Северо-Монгольская, Г-А - Гоби-Алтайская, Г-Т - Гоби-Тяньшаньская, У-В - Удино-Витимская, ЦАСП - в целом для территории ЦАСП, траппы - Сибирская трапповая провинция, ВЗ - Восточное Забайкалье, А-С - Алтае-Саянская, Вил - Вилуйская, ОЗ - Озерная зона, Шж - Шарыжалгайский блок.

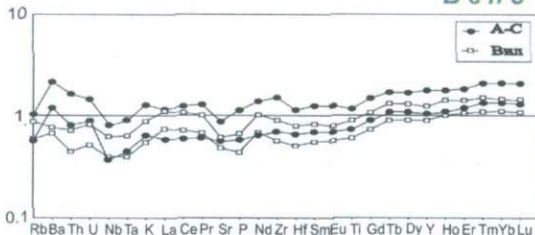
Порода/OIB



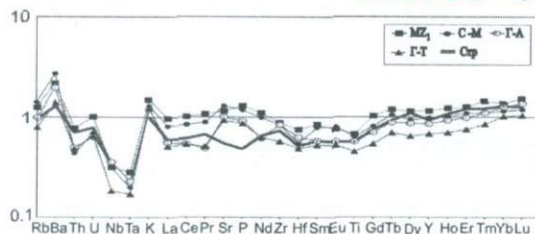
Поздний рифей



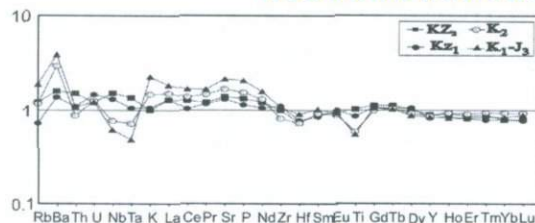
Венд - кембрий



Ранний - средний палеозой



Поздний палеозой - ранний мезозой



Поздний мезозой-кайнозой

Порода/OIB

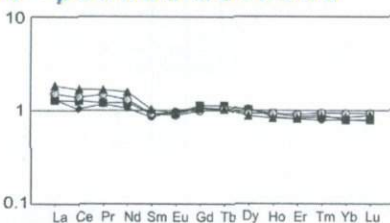
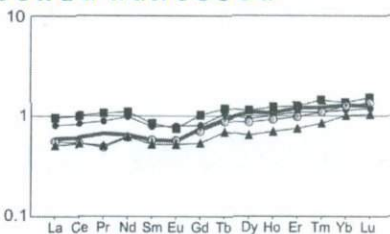
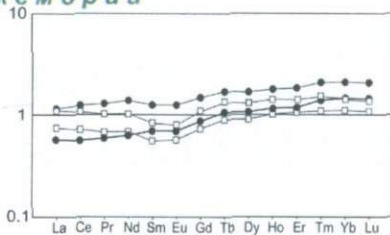
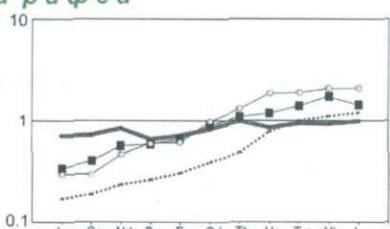
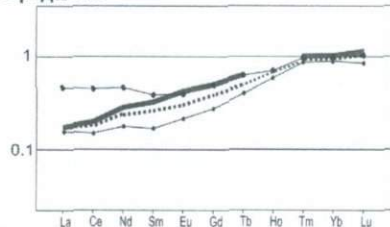


Рис. 2.3. Спайдерграммы распределения несовместимых и редкоземельных элементов в средних составах разновозрастных основных пород внутриплитных областей Северной Азии

Средние составы определены на основе данных (Ярмолюк, Коваленко, 1991; Dupuy, Michard, 1995; Гусев и Песков, 1996; Коваленко и др., 1996₂; Воронцов и др., 1997; Ярмолюк и др., 1998; Ярмолюк и др., 1999₂; Плотников и др., 2000; Ярмолюк и др., 2001₃; Никифоров и др., 2002; Ярмолюк и др., 2002₁; Ярмолюк и др., 2002₂; Коваленко и др., 2003₃; Козаков и др., 2003; Ярмолюк и др., 2003₄; Ярмолюк и др., 2003₂; неопубликованные данные авторов).

Породы:

позднего рифея: Ш₁-Ш₂ – дайки Шарыжалгай (Ш₁ – для пород с TiO₂<1 мас.%, Ш₂ – для пород с TiO₂>1 мас.%), Fg – дайки пояса Франклин по (Dupuy, Michard, 1995), E-MORB по (Sun, MacDonough, 1989);

венда – кембрия: высоко-Ti (TiO₂>2 мас.%) базальты из офиолитовых зон: ВЗ – Восточного Забайкалья, ОЗ – Озерной зоны Монголии, ТММ – Тувино-Монгольского массива;

раннего и среднего палеозоя: А-С – Алтае-Саянской области, Вил – Вилуйской области;

позднего палеозоя – раннего мезозоя: Г-Т – Гоби-Тяньшаньской области, Г-А – Гоби-Алтайской области, С-М – Северо-Монгольской области, MZ₁ – раннемезозойских ассоциаций ЦАСП, Стр – субщелочные базальты из позднепермских – раннетриасовых траппов Сибирской платформы (Альмухамедов и др., 1999);

позднего мезозоя – кайнозоя: J₃-K₁ – позднеюрские – раннемеловые, K₂ – позднемеловые, KZ₁ – раннекайнозойские, KZ₂ – позднекайнозойские.

позицию между составами OIB (базальтов океанических островов) и E-MORB. По сравнению с базальтами E-MORB они обладают систематически более высоким содержанием всех элементов при относительном обогащении К, Ва, Rb и легкими редкоземельными элементами (РЗЭ) и несколько пониженном содержании Nb и Та. В целом по геохимическим характеристикам эти породы сопоставимы с базальтами океанических островов и океанических лавовых плато. Наличие таких пород в строении большинства каледонских офиолитовых зон ЦАСП свидетельствует о формировании каледонид в секторе Земли, развивавшемся под влиянием мантийных источников, промежуточных между источниками OIB и E-MORB.

Ранне- среднепалеозойская эпоха (венд-кембрий, поздний кембрий-ордовик и силур-девон, см. выше). В интервале между 500 и 350 млн. лет в пределах Сибирской платформы и ее каледонского складчатого обрамления, как уже говорилось выше, образовались две крупные внутриплитные области Алтае-Саянская и Вилуйская. Несмотря на пространственную разобщенность обеих провинций, составы участвующих в их строении основных пород характеризуются большим сходством. В первую очередь отметим, что среди вулканитов преобладают высоко-Ti базальты с содержанием TiO₂ до 5 мас.%. Эти породы характеризуются повышенным содержанием K₂O (в среднем >1 мас.%), P₂O₅ (>0.4 мас.%) и пониженным содержанием MgO (<6 мас.%). На

графике (рис. 2.3) приведены спайдерграммы распределения редких элементов в основных лавах девонских грабенов Монголии и Тувы (Воронцов и др., 1997) и базальтах северного борта Вилуйского грабена (неопубликованные данные авторов). Базальты обеих провинций имеют большое сходство составов. Характер распределения в них несовместимых элементов близок к таковому в базальтах OIB-типа (рис. 2.3), ранний – средний палеозой. Отличия связаны с относительно пониженным содержанием в этих породах Nb, Ta, Sr, P и Hf по отношению к Zr, а также обогащением тяжелыми РЗЭ относительно легких.

В строении Алтае-Саянской области формирование продуктов внутриплитного магматизма прослеживается на протяжении всего раннего и среднего палеозоя. Наиболее ранние его проявления в Тувино-Монгольском массиве, как уже говорилось, относятся к интервалу 500-450 млн. лет и представлены габбро, норитами, диабазами, гиперстеновыми диоритами, ассоциирующими со щелочными сиенитами и гранитами (Козаков и др., 2003). Формирование этих пород было вызвано надвиганием раннекаледонских структур на горячую точку мантии (океанические острова) Палеоазиатского океана (Ярмолюк и др., 2003₄). Следовательно, можно ожидать сходства составов пород мантийного генезиса, возникших в обстановке океанических островов и в пределах супертеррейна. Действительно, раннепалеозойские габброиды Тувино-Монгольского массива и породы океанических островов Озерной зоны имеют одинаковые геохимические характеристики. Повышенные содержания в них наиболее несовместимых элементов, вероятно, связаны с более низкими степенями плавления мантии в условиях перекрытия плюма более мощной континентальной литосферой. Наличие Zr-Nf минимума скорее всего было вызвано участием в образовании этих пород литосферной мантии, которая в каледонидах ЦАСП практически повсеместно формировалась под влиянием субдукционных процессов. График распределения РЗЭ в этих породах близок к таковому для OIB и практически идентичен спектру распределения РЗЭ для базальтов девонских платоизлияний (рис. 2.3). На наш взгляд, эти данные подтверждают представления о том, что формирование Алтае-Саянской внутриплитной области было связано с воздействием на континентальную литосферу горячей точки мантии, служившей в венд-кембрийское время источником магматизма для океанических островов Палеоазиатского океана.

Позднепалеозойская – раннемезозойская эпоха стала временем формирования упоминавшейся выше Центрально-Азиатской рифтовой системы. За пределами ЦАСП в эту эпоху возникли Сибирская трапповая и Западно-Сибирская рифтовая области. Магматизм эпохи определили платобазальтовые и бимодальные базальт-командит-пантеллеритовые ассоциации (Ярмолюк, Коваленко, 1991; Ярмолюк и др., 1999₂). Базальты разных областей близки по составу. Они заметно дифференцированы (Mg# от 30 до 65, SiO₂ от 46 до 53 мас.%) и характеризуются (в мас.%) в среднем невысоким содержанием TiO₂<2 и относительно повышенным содержанием

$K_2O > 1.5$ и $P_2O_5 > 0.6$. От OIB эти базальты отличаются согласованно более низким содержанием несовместимых элементов. Исключение составляют K, Rb, Ba, Sr, P и тяжелые РЗЭ, достигающие или несколько превосходящие уровень их содержания в OIB. Для этих пород характерны резко пониженные содержания Nb и Ta при существенно менее значимом дефиците Zr, Hf и Ti, а также пониженные относительно OIB величины $(La/Yb)_{OIB} = 0.45-0.7$. В возрастном ряду рифтовых зон, соответствующем последовательному смещению этих зон во внутриконтинентальную часть рифтовой системы, отмечаются изменения состава, связанные с повышением содержания всех несовместимых элементов. В определенной степени эта тенденция может быть объяснена тем, что рифтовая система формировалась в пределах позднепалеозойской активной континентальной окраины (Ярмолюк, Коваленко, 1991; Ярмолюк и др., 1999₂; Dergunov et al., 2001), где существовала большая вероятность участия в очагах плавления наряду с обогащенной мантией мантийного клина и субдукционного флюидного, существенно водного компонента, вызывающего в расплаве дефицит высокозарядных элементов. Но такие же геохимические характеристики типичны для траппов Сибирской платформы и базальтов Западно-Сибирской рифтовой системы (Альмухамедов и др., 1999), которые не могли формироваться под влиянием субдукционных процессов (рис. 2.3), поздний палеозой – ранний мезозой). Сходство состава проявлений внутриконтинентального позднепалеозойского – раннемезозойского базитового магматизма в Северной Азии, к которым относятся также базальты Центрально-Азиатской рифтовой системы, мы связываем с наличием у них общего мантийного источника с соответствующими геохимическими характеристиками (Ярмолюк, Коваленко, 2000₃). Отметим, что породы с аналогичными аномальными геохимическими характеристиками достаточно обычны среди продуктов плюмового магматизма, например, в траппах мезозойской Гондваны (Condie, 2001₂). Предполагается, что соответствующие особенности состава пород обусловлены присутствием в плюме рециклированной литосферы с небольшим участием осадков (Campbell, 2001).

Позднемезозойская кайнозойская эпоха связана с деятельностью двух генераций горячих точек, одна из которых возникла в поздней юре и действовала на протяжении всей эпохи (Западно-Забайкальская, Южно-Хангайская, Восточно-Монгольская и Алданская горячие точки), а вторая сформировалась в позднем кайнозое (Южно-Байкальская, Дариганга, Хануба и др. горячие точки). Эта эпоха выделяется направленным изменением состава основных вулканитов, отвечавшим изменению во времени состава источников магматизма. Как следует из рис. 2.3, трахибазальты поздней юры – раннего мела сохраняют геохимические особенности базитов предыдущей (позднепалеозойской – раннемезозойской) эпохи, хотя и обладают более высоким содержанием большинства несовместимых элементов, особенно легких РЗЭ $(La/Yb)_{OIB} = 1.9$). В них также отмечаются относительно повышенные

содержания Ba, Sr, K ($K_2O \sim 3$ мас.%), P ($P_2O_5 \sim 1.3$ мас.%) и относительные минимумы в содержании Nb, Ta, Zr, Hf, Ti ($TiO_2 < 2$ мас.%).

Позднемеловые и раннекайнозойские вулканиты по сравнению с позднеюрскими – раннемеловыми имеют последовательно меньшие содержания (в мас.%) K_2O (2.3 и 1.5), P_2O_5 (1 и 0.7) и более высокие MgO (5 и 8) и TiO_2 (2.5 и 3). Кроме того, в них происходит последовательное сглаживание как отрицательных (в первую очередь Nb и Ta), так и положительных (Ba, Sr, K, P) аномалий в распределении элементов, что было присуще базитам позднего палеозоя и мезозоя. Эта тенденция с уменьшением, в частности, величины $(La/Yb)_{OIB}$ до 1.1-1.5 сохраняется при переходе к позднекайнозойским базальтам, в связи с чем последние практически не отличаются от состава OIB.

2.3.2. Изотопный состав

Изучен изотопный состав продуктов внутриплитного магматизма ЦАСП во времени (рис. 2.4). Прежде всего, отметим, что в соответствии с рис. 2.4 внутриплитная активность в пределах пояса полностью практически не прерывалась на протяжении по крайней мере 500 млн. лет. Изотопные составы характеризуются кластерным распределением во времени, связанным с различиями в изотопном составе пород, отвечающих разным возрастным группам. Выделяемые группы изотопных составов согласуются с выполненным выше возрастным и вещественным разделением внутриплитного магматизма и, таким образом, позволяют оценить изотопные характеристики мантийных источников основных эпох магматизма.

Для характеристики источника рифейского внутриплитного магматизма были использованы немногочисленные данные по изотопному составу Nd базитов Олондинского грабена (краевая часть Сибирской платформы) (Рыцк и др., 2002), габбро-диабазов Тувино-Монгольского массива (Кузьмичев, 2001) и диабазов пояса Франклин Северной Америки (Dupuy et al., 1995). Эти данные свидетельствуют о широких вариациях величины ϵ_{Nd} (для группы в целом от -15 до +5). Геохимические характеристики пород исключают существенное влияние коровой контаминации на состав расплавов, поэтому следует говорить об участии в их формировании нескольких мантийных источников. Один из них (с низкими значениями ϵ_{Nd}) соответствовал обогащенной легкими РЗЭ мантии, типа EM-I. Еще один источник представлял мантию, близкую к умеренно деплетированной (PREMA, HIMU) или деплетированной (DM) мантии с величиной $\epsilon_{Nd} > 5$.

Источник ранне- и среднепалеозойского магматизма выделяется относительно повышенной величиной ϵ_{Nd} (от +4 до +7.5). В некоторых породах океанических островов венд-кембрийского палеоокеана более высокие значения этой величины до (+9.5), вероятно, связаны с участием в их

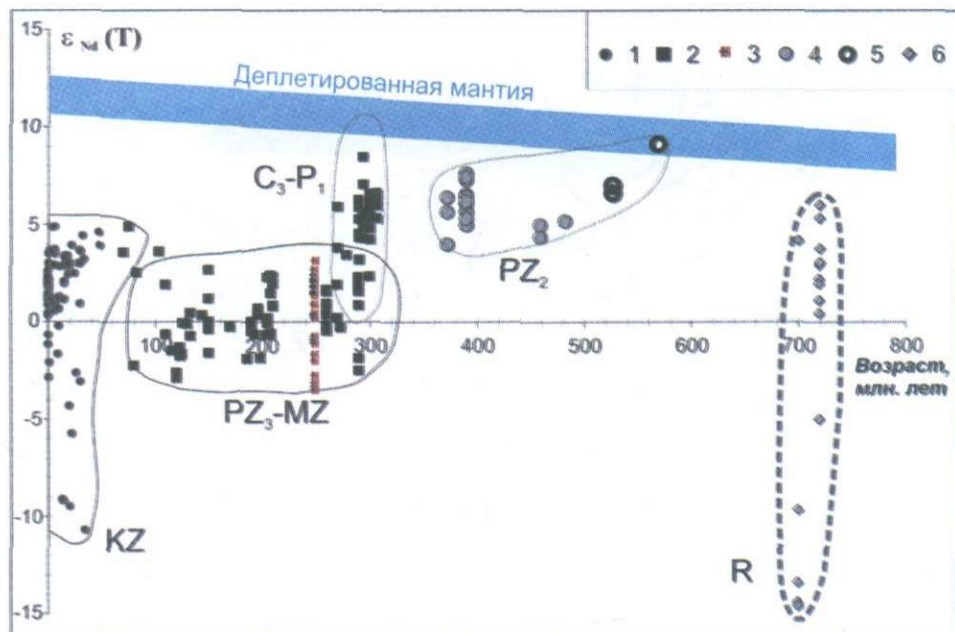


Рис. 2.4. Вариации изотопного состава Nd в основных породах внутриплитных областей ЦАСП и Сибирской платформы по (Ярмолюк, Коваленко, 1991; Sharma et al., 1992; Ярмолюк и др., 1995; Dupuy, Michard, 1995; Коваленко и др., 1996₂; Fedorenko et al., 1996; Воронцов и др., 1997; Fedorenko, 1997; Ярмолюк и др., 1998; Ярмолюк и др., 1999₂; Ярмолюк и др., 2001₃; Dergunov et al., 2001₁; Никифоров и др., 2002; Рыцк и др., 2002; Ярмолюк и др., 2002₁; Ярмолюк и др., 2002₂; Коваленко и др., 2003₃; Козаков и др., 2003; Ярмолюк и др., 2003₄; Ярмолюк и др., 2003₂; неопубликованные данные 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 позднепермской – раннетриасовой трапповой провинции, 4 – раннего и среднего палеозоя Алтае-Саянской и Вилюйской областей, 5 – высоко-Ti базальтов Озерной и Баянхонгорской офиолитовых зон, 6 – позднего рифея по (Dupuy, Michard, 1995).

образовании деплетированной мантии, обладавшей, как показывают составы базальтов типа MORB, аномальными параметрами ϵ_{Nd} до (+11.5). На графике $\epsilon_{Sr}-\epsilon_{Nd}$ (рис. 2.5) фигуративные точки девонских базальтов в основном группируются в первом квадранте, вблизи поля составов источников типа PREMA и HIMU и образуют последовательность, вытянутую вдоль оси абсцисс от значений $\epsilon_{Sr} \sim (-14)$ и $\epsilon_{Nd} \sim (6 \pm 1)$ до $\epsilon_{Sr} \sim (+24)$ и $\epsilon_{Nd} \sim (+5 \pm 1)$. Подобный тренд

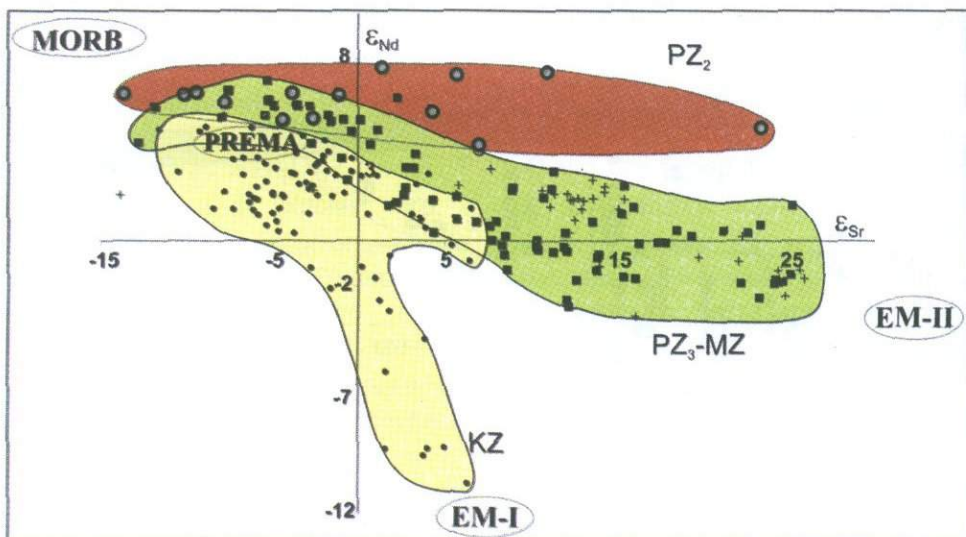


Рис. 2.5. Составы основных пород внутриплитных областей ЦАСП и Сибирской платформы на диаграмме $\epsilon_{Sr}-\epsilon_{Nd}$ (см. литературные источники в ссылках к [рис. 2.3-2.4](#))

Условные обозначения см. [рис. 2.4](#), эталонные составы мантии по (Zindler, Hart, 1986)

вариации составов можно объяснить участием в источнике плавления компонента обогащенной Rb мантии (типа EM-II), характеризующейся высокими содержаниями Sr и низкими содержаниями РЗЭ. Такой компонент вполне соответствует карбонатитовому мантийному флюиду. Возможно, это объясняет участие в строении среднепалеозойских внутриплитных областей щелочно-основных и щелочных ассоциаций с карбонатитами (Kogarko et al., 1995).

Для магматических пород позднего палеозоя и мезозоя в целом свойственны значения ϵ_{Nd} , варьирующие в интервале от -2 до $+2$. В эту характеристику не укладываются некоторые породы Гоби-Тяньшаньской и Удино-Витимской рифтовых зон, что, на наш взгляд (Ярмолюк и др., 1999₂), связано с возникновением этих зон на начальной стадии надвигания активного края континента на мантийные плюмы, располагавшиеся до этого в океаническом секторе. Подобная обстановка способствовала участию в процессах магмообразования метасоматизированной деплетированной мантии надсубдукционного мантийного клина. В результате, как это видно на [рис. 2.4](#), расплавы приобрели изотопные составы, промежуточные между типичными значениями для мантии плюма и деплетированной мантии, и, кроме того, стали характеризоваться наиболее низким содержанием

несовместимых элементов и наибольшей величиной Ta-Nb минимума среди пород других рифтовых зон Центрально-Азиатской рифтовой системы. Отметим также, что в эту возрастную группу мы включили породы поздней юры и раннего мела, которые близки к породам позднего палеозоя и раннего мезозоя не только по редкоэлементному, как отмечалось выше, но и по изотопному составу.

На графике (рис. 2.5) составы внутриплитных пород позднего палеозоя и мезозоя образуют последовательность, которая отвечает их существенному обогащению радиогенным стронцием при относительном обеднении радиогенным неодимом (вариации в интервале от $\epsilon_{Sr} \sim (-10)$ и $\epsilon_{Nd} \sim (6 \pm 1)$ до $\epsilon_{Sr} \sim (+25)$ и $\epsilon_{Nd} \sim (-1 \pm 2)$). При этом, породы разных областей имеют сопоставимые диапазоны колебаний составов и совмещены в пределах линейного поля, вытянутого в сторону повышенных содержаний $^{87}Sr/^{86}Sr$. Этой же закономерности подчиняются траппы Сибирской платформы. Близость изотопных и геохимических характеристик основных лав Центрально-Азиатской рифтовой системы и Сибирской платформы свидетельствует о наличии у них общих источников расплавов. Подобные параметры изотопного состава пород позволяют предполагать, что ведущую роль во внутриплитном магматизме Северной Азии в позднем палеозое и мезозое играла обогащенная мантия типа EM-II, а также продукты ее взаимодействия с мантией типа PREMA.

Внутриплитный магматизм кайнозойской эпохи характеризовался участием в магнообразовании трех мантийных источников, определивших широкие вариации в породах изотопного состава Nd и Sr (ϵ_{Sr} от -12 до $+8$; ϵ_{Nd} от -11 до $+5$). На графике (рис. 2.5) фигуративные точки образуют треугольник, вершины которого, очевидно, характеризуют основные источники магм. Среди них ведущее значение имел источник, определивший группировку основной группы составов в первом квадранте и близкий к составу по изотопии стронция и неодима мантии NIMU (Коваленко и др., 2001). Координаты двух других вершин, в свою очередь, близки к обогащенным мантийным источникам EM-II и EM-I, при этом коровая контаминация практически не влияла на вариации изотопных отношений (Ярмолюк и др., 2003₂).

2.3.3. Горячие точки (мантийные плюмы) ЦАСП: основные параметры и мантийные источники

В геологической истории ЦАСП прослеживается эволюция состава продуктов мантийного магматизма, обусловленная как сменой составов их источника, так и возникновением новых генераций горячих точек. Выделяется не менее четырех разных по составу одновременно действовавших групп горячих точек и соответствующих им источников мантийных расплавов.

О размерах рифейского плюма можно судить по размерам дайкового пояса Франклин, имевшего протяженность более 2000 км. Этот плюм являлся

частью Тихоокеанского суперплюма, воздействие которого на литосферу Родинии, как полагают (Maruyama, 1994; Condie, 2001₂), привело к распаду суперконтинента. Выше было показано, что состав плюма определяли источники типа E-MORB, характерные для тех секторов срединно-океанических хребтов, которые контролируются горячими полями мантии или суперплюмами (Кузьмин и др., 2003).

Кроме того, изотопные данные о наличии пород с отрицательными значениями величины ϵ_{Nd} позволяют предполагать, что в формировании магматических расплавов участвовала также мантия, относительно обогащенная легкими РЗЭ и отвечающая обогащенной мантии типа EM-I.

После раскола Родинии в начале фанерозоя Сибирский континент и фрагменты Родинийского шельфа, включенные впоследствии в структуру каледонид ЦАСП, оказались в том секторе Земли, формирование которого происходило при участии нескольких мантийных плюмов. Определенно можно говорить о двух из них: Алтае-Саянском и Вилюйском плюмах, воздействовавших на литосферу каледонид еще на океанической стадии их развития и сформировавших в пределах Сибирского континента и его каледонского обрамления две крупные внутриплитные области. Становление Алтае-Саянской области сопровождалось образованием многочисленных грабенов, крупнейшие из которых Тувинский и Делюноюстыдский (протяженностью в 450-500 км) сочленились под углом $\sim 100^\circ$, отвечая ветвям тройной системы рифтов. Это позволяет оценить поперечник головной части Алтае-Саянского плюма примерно в 900 км. Время существования этого плюма только в режиме взаимодействия с раннекаледонским супертеррейном составило не менее 140 млн. лет (между 500 и 360 млн. лет). Близким по параметрам к Алтае-Саянскому был Вилюйский плюм. Его воздействие на литосферу также сопровождалось образованием тройной системы грабенов (Зоненшайн и др., 1995), протяженных дайковых поясов и крупнообъемными платоизлияниями. Поперечник этого плюма приближался к 1000 км, а связанный с ним внутриплитный магматизм формировался в интервале силур – ранний карбон, т.е. на протяжении около 100 млн. лет.

Формирование обеих горячих точек контролировалось одним типом источника, возможно, испытывавшим вариации состава во времени. Территория, подвергшаяся его воздействию, имела поперечник существенно более 3500 км (расстояние между центрами тройного сочленения рифтов в Алтае-Саянской и Вилюйской областях). В истории его взаимодействия с литосферой условно выделим две фазы. Раннюю представляют высоко-Ti базиты, сформировавшиеся на протяжении океанической, аккреционной и постаккреционной стадий развития каледонид ЦАСП в интервале 600-450 млн. лет. Геохимические характеристики этих пород отвечают составам, промежуточным между E-MORB и OIB, а изотопные составы предполагают сочетание в источнике расплавов умеренно деплетированной мантии типа PREMA и деплетированной мантии DM. Поздней фазе отвечают породы, сформировавшиеся между 450 и 350 млн. лет в Алтае-Саянской и Вилюйской

внутриконтинентальных областях. Для них также типичны высоко-Ti базальты, но с более высокими содержаниями несовместимых элементов, приближающимися к их содержанию в OIB. От OIB они отличаются более высоким содержанием тяжелых РЗЭ (рис. 2.3 -PZ_{1,2}) и преобладанием тяжелых земель над легкими (La/Yb=0.45-0.8), что, вероятно, свидетельствует об участии в процессах плавления гранат-содержащей мантии. Пониженное содержание Sr и P в этих породах отличает их от продуктов других эпох внутриплитного магматизма в ЦАСП. Изотопные составы пород соответствуют умеренно деплетированной мантии PREMA и в целом близки к составу источника базальтов венд-кембрийских океанических островов. Различия в составе продуктов обеих фаз магматизма могли быть связаны с эволюционными процессами, в том числе с изменением вещества мантийного плюма за счет исключения из компонентов плавления деплетированной мантии или последовательной замены в источниках плавления умеренно обогащенной мантии (между E-MORB и OIB, ранняя стадия) мантией типа OIB (поздняя стадия). Возможно также, что наблюдаемые различия определялись разными степенями плавления источника или участием в магмообразовании литосферной мантии, определившими вариации относительного содержания несовместимых элементов в синаккреционных и постаккреционных проявлениях внутриплитного магматизма. По-видимому, определенное влияние оказали также процессы вторичных изменений, наиболее значительные в породах офиолитовых и аккреционных комплексов, способствовавшие их обогащению элементами с крупными ионными радиусами (Ba, K, Sr).

Иной источник определял внутриплитный магматизм позднего палеозоя и мезозоя в интервале 320-100 млн. лет. Его появление сопровождалось заложением новой системы горячих точек по территории всего Северо-Азиатского континента. Только в пределах ЦАСП в это время действовало два мантийных плюма, выделенных нами как Сибирский и Монгольский (Ярмолюк и др., 2000₄). Сибирский плюм привел к образованию зонального Баргузино-Витимского ареала с гигантским Ангаро-Витимским батолитом в центре, размеры которого позволяют оценить размеры мантийного плюма не менее чем в 300x600 км. Продолжительность взаимодействия плюма и литосферы при формировании ареала оценивается в интервале 320-290 млн. лет. Как было показано (Ярмолюк и др., 2000₄), в результате перемещений континента этот плюм, по-видимому, в конце перми начале триаса оказался под южной частью Сибирской трапповой провинции и участвовал в ее формировании. Деятельность Монгольского плюма привела к формированию позднепалеозойской – раннемезозойской Центрально-Азиатской рифтовой системы. Наиболее ранний след плюма связан с образованием около 300 млн. лет назад Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны вблизи края палеоконтинента (рис. 2.6). В конце ранней перми (~270 млн. лет) возникла Гоби-Алтайская рифтовая зона, а в поздней перми (260-250 млн. лет) – Северо-Монгольская зона, смещенные относительно Гоби-Тяньшаньской зоны вглубь континента

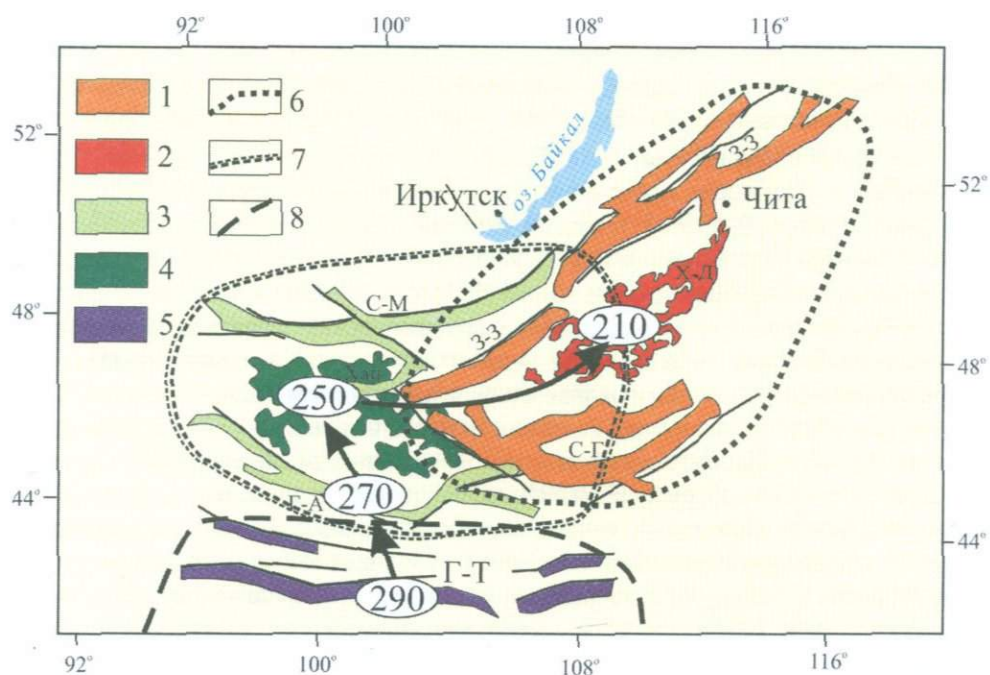


Рис. 2.6. Схема строения Центрально-Азиатской рифтовой системы

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

Магматические ассоциации: 1-2 – раннемезозойские: 1 – бимодальные базальтокомандитовые и щелочногранитовые, 2 – гранитоидные; 3-4 – пермские: 3 – бимодальные и щелочногранитовые, 4 – гранитоидные; 5 – позднекаменноугольные – раннепермские бимодальные и щелочногранитовые; 6-8 – границы проекции Монгольского плюма в: 6 – раннем мезозое, 7 – перми, 8 – позднекаменноугольное – раннепермское время.

соответственно на 300 и 600 км. К поздней перми относится формирование зонального магматического ареала с ядром в виде Хангайского батолита и зонами рифтогенеза по его обрамлению. Аналогичный по строению Хентей-Даурский зональный магматический ареал, также связанный с деятельностью Монгольского плюма, сформировался в позднем триасе примерно в 800 км к востоку от Хангайского ареала. Отмечаемые на протяжении перми и триаса изменения позиции проекции плюма были вызваны перемещениями над ним литосферной плиты. Размеры плюма, в соответствии с размерами зональных ареалов, оцениваются в 600x800 км. Отметим, что эти зональные ареалы характеризовались структурой, типичной для областей горячих точек мантии. Они представляли крупные своды, обрамленные зонами прогибов и грабенов с рифтовым магматизмом и дайковыми поясами большой протяженности.

Длительность проявления активности плюма в континентальной литосфере составила более 110 млн. лет (между 300 и 190 млн. лет).

Основные магматические породы эпохи обладают близкими изотопно-геохимическими составами не только в пределах ЦАСП, но и на Сибирской платформе (Ярмолук, Коваленко, 2000₃). Соответственно, размеры мантийного источника, контролировавшего в это время внутриплитную активность, превосходили территорию Северной Азии. Как выше отмечалось, наиболее характерной их геохимической особенностью является наличие Ta-Nb минимума. По сравнению с породами среднего палеозоя эти породы в целом имеют несколько более низкий уровень содержания большинства элементов, но обогащены K, Sr и P. Кроме того, они характеризуются систематически более низкими значениями ϵ_{Nd} и более высокими ϵ_{Sr} , что свидетельствует об участии в их формировании обогащенной радиогенным стронцием мантии (EM-II) и умеренно деплетированной мантии (PREMA). Влияние источника EM-II, по-видимому, было определяющим, в связи, с чем большинство фигуративных точек составов сосредоточено во втором и третьем квадрантах диаграммы ϵ_{Sr} - ϵ_{Nd} , причем многие породы существенно обогащены радиогенным Sr ($\epsilon_{Sr} > 10-15$). Участие источника PREMA, по-видимому, имело меньшее значение, так как не привело к образованию пород с близкими к этому источнику изотопными составами и лишь определило вытянутость поля составов внутриплитных пород.

Позднемезозойская – кайнозойская эпоха стала временем формирования двух генераций мантийных плюмов. Ранняя представлена рифтовыми областями, возникшими в поздней юре и обособленными в пространстве друг от друга (таблица 2.1). Размеры контролировавших их плюмов были существенно меньше, чем в палеозое и мезозое (например, в формировании Западно-Забайкальской рифтовой зоны участвовало два плюма каждый не более ~200x200 км (Ярмолук, Иванов, 2000₂), а насыщенность такими плюмами мантии региона была выше, чем в более ранние эпохи развития ЦАСП. Тем не менее время их существования было достаточно продолжительным и составило от 60 млн. лет (поздняя юра – ранний мел для Алданской и Восточно-Монгольской областей) до 170 млн. лет (с поздней юры до голоцена в Западно-Забайкальской и Южно-Хангайской областях). Поздняя (позднекайнозойская) генерация мантийных плюмов связана с образованием в ЦАСП многочисленных и пространственно разобценных областей платобазальтовых излияний. Среди последних структурным характеристикам горячих точек вполне соответствуют Южно-Байкальская и Хангайская области. Им отвечают поднятия, осложненные грабенами. Размеры Южно-Байкальской области позволяют оценить поперечник плюма в ее основании до 300 км. В целом формирование позднемезозойских – кайнозойских магматических областей было связано с мелкими «палеобразными» (Wilson, Patterson, 1991) плюмами, которые контролировались более глубоко залегающим горячим полем мантии.

Перестройка системы горячих точек на рубеже раннего и позднего мезозоя не сопровождалась одновременной сменой состава мантийного источника расплавов. Соответствующая смена произошла позднее в позднем мелу, когда породы, отвечавшие источникам позднепалеозойской – раннемезозойской эпохи, стали постепенно сменяться породами с иными изотопно-геохимическими характеристиками. Для этих пород характерны достаточно широкие вариации изотопного состава неодима (ϵ_{Nd} от +5 до -11) при относительно незначительных изменениях величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ от 0.7033 до 0.7048. Преобладают, однако, породы, отвечающие мантийным источникам типа PREMA или HIMU (Коваленко и др., 2001). По геохимическим характеристикам кайнозойские базальты в наибольшей степени соответствуют составу OIB, отличаясь от последнего относительно повышенным содержанием высокозарядных элементов и обогащением легкими РЗЭ ($(La/Yb)_{OIB}=1.1-1.6$), что возможно связано с появлением при плавлении реститового граната. Достаточно высокая доля среди этих базальтов составов с низкими значениями ϵ_{Nd} до -11 и величинами $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7045-0.7048) указывает на то, что в источнике кайнозойского магматизма ЦАСП впервые за геологическую историю развития пояса важную роль стала играть обогащенная мантия типа EM-I (Коваленко и др., 2001; Ярмолюк и др., 2003₂).

Таким образом, общую направленность изменения состава источников внутриплитного магматизма в ходе формирования ЦАСП можно описать следующей последовательностью, оцененной на основе геохимических и изотопных данных (источники, выделенные по изотопным данным, приведены в квадратных скобках, курсивом выделены подчиненные источники): E-MORB (поздний рифей) → OIB [PREMA+EM-II и DM] (ранний – средний палеозой) → OIB [EM-II+PREMA] (поздний палеозой – мезозой) → OIB [HIMU+EM-I+EM-III] (кайнозой).

Различия в составе мантийных источников, контролировавших внутриплитное развитие ЦАСП, хорошо видны на графиках (рис. 2.7), характеризующих взаимное распределение некоторых несовместимых элементов. Линейный характер трендов вариаций составов свидетельствует о том, что эти тренды отражают отношения элементов в источнике и, в целом, не связаны с процессами коровой контаминации. Здесь контрастно разделились составы, представляющие источники кайнозойского и позднепалеозойского – мезозойского внутриплитного магматизма. Так, первый из них является наиболее обогащенным Nb и Ta по отношению к Zr, Hf и РЗЭ, второй обеднен Nb и Ta и в меньшей степени Zr, Hf. Составы, представляющие источники ранне- и среднепалеозойского внутриплитного магматизма, характеризуются промежуточными содержаниями высокозарядных элементов, что хорошо видно на графике (рис. 2.7). На общий с ними тренд вариации составов укладываются базальты венд-кембрийских океанических островов, что является дополнительным аргументом для отнесения этих пород к одному эволюционирующему по составу мантийному источнику.

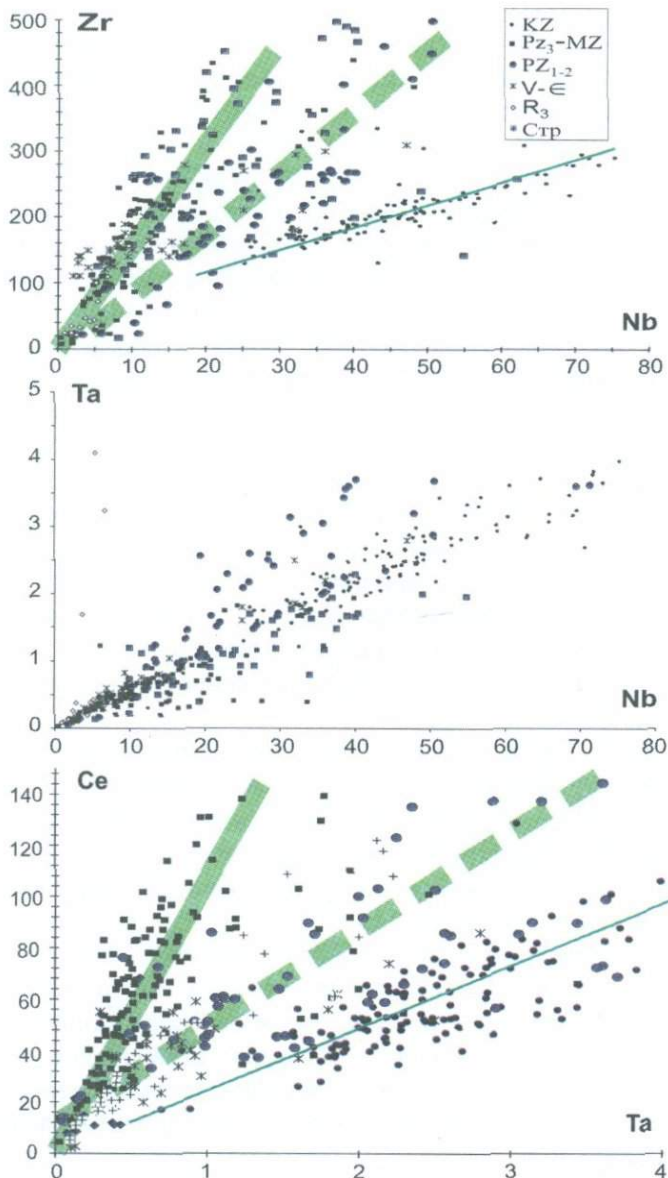


Рис. 2.7. Корреляционные зависимости распределения содержаний несовместимых элементов в основных породах внутриплитных магматических областей ЦАСП и Сибирской платформы

Породы: KZ – кайнозойские; PZ₃-MZ – позднего палеозоя и мезозоя; PZ₁₋₂ – раннего и среднего палеозоя; V-Є – венд - кембрийские высоко-Ti базальты офиолитовых зон; R₃ – позднерифейские дайковых поясов Шарыжалгайского (Скляров и др., 2000) и Франклин (Diruy, Michard, 1995); Стр – базальты Сибирской позднепермской – раннетриасовой трапповой провинции. Тренды, аппроксимирующие составы основных пород различных возрастов (зеленые линии): тонкая сплошная - KZ; толстая сплошная - PZ₃-MZ; толстая пунктирная - PZ₁₋₂ и V-Є

Разновозрастные проявления внутриплитного магматизма отчетливо разделились также на графике Ba/Ta–La/Yb (рис. 2.8), отражающем соотношения и поведение элементов с разными геохимическими свойствами. На этом графике фигуративные точки образуют две контрастные группы составов. Одна из них объединяет породы, в которых с ростом Ba/Ta возрастает величина La/Yb, другая – породы с противоположной тенденцией. Первую группу представляют базальты Центрально-Азиатской рифтовой системы, а также родственные им по изотопно-геохимическим характеристикам позднемезозойские внутриплитные базиты. Породы ранне-среднепалеозойских внутриплитных ассоциаций имеют с этой группой большую область пересечения составов, однако в целом в них рост La/Yb происходит с уменьшением Ba/Ta. Этой тенденции отвечают также кайнозойские базальты, составы которых при наиболее низких величинах Ba/Ta характеризуются наиболее высокими La/Yb. Причина такого контрастного разделения составов, на наш взгляд, связана с участием в формировании источников позднепалеозойского – мезозойского магматизма мантийного флюида, обогащенного Ba, Sr, LREE, P, K и обедненного высокозарядными элементами. Крайним выражением участия этого флюида стало образование позднемезозойских Ba-Sr-REE карбонатитов (Никифоров и др., 2002) и ассоциирующих с ними шонкинитов и щелочных монцодиоритов, образующих на графике (рис. 2.8) последовательность составов с обратными соотношениями La/Yb и Ta.

На графике La/Yb – Th/Ta (рис. 2.9), который используется для разделения базальтов разных геодинамических обстановок (Condie, 2001₂), составы внутриплитных слабо дифференцированных (MgO~8 мас.%) базитов ЦАСП распадаются на группы, дополнительно характеризующие выделенные изотопные источники. Составы пород рифейского плюма отличаются резко пониженными содержаниями легких РЗЭ, что, вероятно, было связано с высокими степенями плавления гранатсодержащей мантии, и образуют обособленную группу, отличающуюся от всех остальных проявлений внутриплитного магматизма. Базиты ранне – среднепалеозойской эпохи разделяются на две совокупности. Породы, отвечающие океаническим островам и океаническим плато венд-кембрийского палеоокеана, в основном группируются в поле LIP (large igneous provinces), представляющем составы океанических плато типа Кергелен и Онтонг-Ява. Это вполне согласуется со сделанным нами заключением о соответствии этих базальтов фрагментам океанических островов и плато. Континентальные базальты этой эпохи группируются вблизи точек составов мантии HIMU и обогащенной мантии EM. Скопление их фигуративных точек вытянуто в сторону составов DM и PSCL, что предполагает также участие последних в источниках расплавов. Породы позднепалеозойской – мезозойской Центрально-Азиатской рифтовой системы, так же, как и траппы Сибирской платформы, в основном сосредоточены в поле CFB, характеризующем составы трапповых провинций мира. В то же время общая вытянутость роя фигуративных точек в сторону составов обогащенной мантии вполне согласуется с заключением об участии последней в

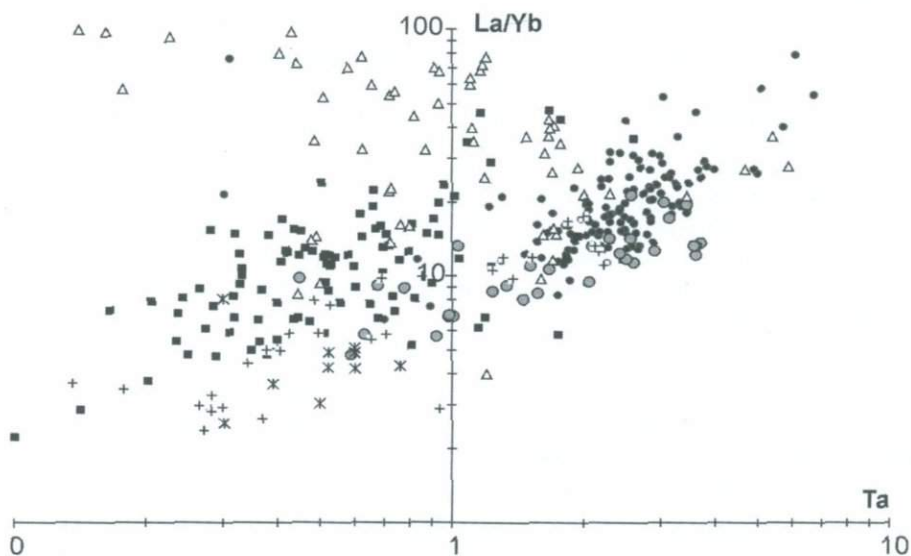
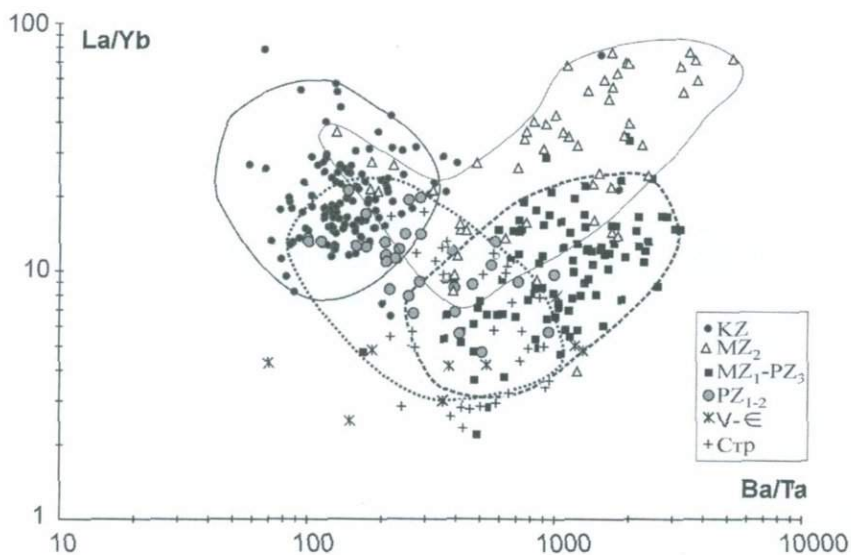


Рис. 2.8. Положение составов основных пород внутриплитных магматических областей ЦАСП и Сибирской платформы на диаграммах Ba/Ta-La/Yb и Ta-La/Yb

Породы: KZ – кайнозойские; MZ₂ – позднемезозойские; PZ₃-MZ₁ – позднего палеозоя и раннего мезозоя; PZ₁₋₂ – раннего и среднего палеозоя; V-Є – венд - кембрийские высоко-Ti базальты офиолитовых зон; Стр – базальты Сибирской позднепермской – раннетриасовой трапповой провинции

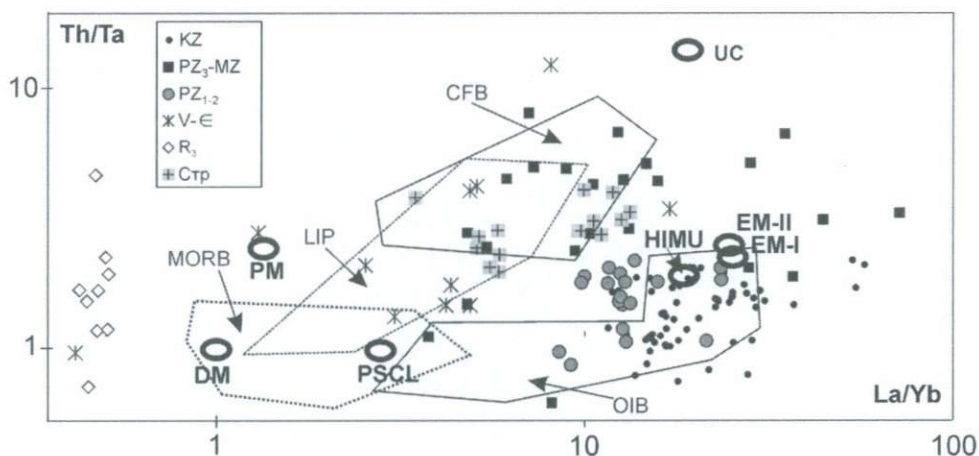


Рис. 2.9. Диаграмма Th/Ta–La/Yb для слабодифференцированных ($MgO \sim 8$ мас.%) базальтов внутриплитных областей ЦАСП и Сибирской платформы

Границы полей составов и эталонные составы мантии даны по (Condie, 2001₂).

Типы мантийных источников: DM – деплетированная мантия; PM – примитивная мантия; HIMU – мантия, обогащенная U; EM-I – мантия, обогащенная Nd; EM-II – мантия, обогащенная радиогенным стронцием; PSCL – постархейская субконтинентальная литосфера; UC – верхняя кора.

Поля составов базальтов: MORB – срединно-океанических хребтов; LIP – океанических лавовых плато; CFB – траппов; OIB – океанических островов.

Породы: KZ – кайнозойские; PZ₃-MZ – позднего палеозоя и мезозоя в целом; PZ₁₋₂ – раннего и среднего палеозоя; V-Є – венд - кембрийские высоко-Ti базальты офиолитовых зон; Стр – базальты Сибирской позднепермской – раннетриасовой трапповой провинции

образовании этих пород. Наконец, составы источника, определявшего вулканическую активность в Центральной Азии в кайнозое, образуют обособленную группу, которая смещена относительно составов среднепалеозойских континентальных базальтов в поле составов океанических островов таких как о-ва Тристан и Св. Елены (Коваленко и др., 2001), формировавшихся при участии мантии типа HIMU и EM-I.

Завершая раздел, отметим, что мантийные плюмы, участвовавшие в формировании ЦАСП, выявляются по таким геологическим признакам, которые являются индикаторными при выделении горячих точек мантии. Это: изолированный характер внутриплитных областей и их связь со сводовыми поднятиями, наличие в их пределах тройных сочленений грабенов и протяженных дайковых поясов, а также крупных платобазальтовых полей. Эти области характеризуются: 1) магматизмом, соответствующим обогащенным мантийным источникам; 2) длительным развитием на протяжении многих десятков миллионов лет; 3) значительными размерами (сотни км в поперечнике), которые, тем не менее, закономерно варьировали во времени

от очень крупных (~1000 км в раннем – позднем палеозое) к крупным (~700 км в позднем палеозое и мезозое) и затем к более мелким (~200-300 км в позднем мезозое и кайнозое); 4) более или менее устойчивым положением в пределах структур палеоконтинента на протяжении времени своего формирования. Изменения позиции следа горячих точек отмечены для случаев относительно быстрых (более 1 см/год) и крупноамплитудных (более 300 км) перемещений литосферы относительно плюмов. При наблюдаемых размерах внутриплитных областей (сотни км в поперечнике) траектории более медленных (~0.5 см/год и менее) движений (вращений) вполне укладывались в контуры магматических ареалов и поэтому не могли создать заметных следов изменении положения плюма.

2.3.4. Геодинамика взаимодействия мантийных плюмов и литосферы

Анализ геологической истории ЦАСП показывает, что после распада Родинии Сибирский континент и структуры его складчатого обрамления практически непрерывно взаимодействовали с мантийными плюмами, в том числе с одновременно существовавшими. Интервалы времени, в течение которых континент не подвергался воздействию плюмов, были относительно непродолжительными. Так, например, перерыв между активностью Алтае-Саянской и Вилуйской горячих точек мантии с одной стороны и Сибирской и Монгольской с другой укладывается в интервал 350-320 млн. лет. Допуская, что скорость дрейфа континентальной литосферы в это время была относительно высокой и составляла, например, 5 см/год, легко определить, что амплитуда перемещения континента не должна была превышать 1500 км, то есть не превосходила расстояния между горячими точками в обеих возрастных группах. Следовательно, географическое положение обеих групп горячих точек было достаточно близким. Если рассматривать горячие точки мантии как реперы абсолютных географических координат, то можно сделать вывод о том, что на протяжении фанерозоя Сибирский континент и структуры ЦАСП располагались и перемещались в пределах сектора Земли, насыщенного мантийными плюмами. Эту систему плюмов мы выделили как Северо-Азиатский суперплюм. Выполненные палеорекострукции, опирающиеся на палеогеографические данные (Scotese, 1994) и учитывавшие представления о формировании Сибирских траппов в то время, когда Сибирский континент находился над областью современных горячих точек Ян-Майен и Исландии (Харин, 2000; Condie, 2001₂; Schissel, Smail, 2001), позволили прийти к заключению о том, что этот суперплюм в палеозое и раннем мезозое располагался (Ярмолюк и др., 2000₄; Кузьмин и др., 2003) в области современного Африкано-Атлантического горячего поля мантии (Zonenshain et al., 1991) (рис. 2.10). Связь литосферы региона с этим горячим полем была утрачена в позднем мезозое, когда произошло значительное

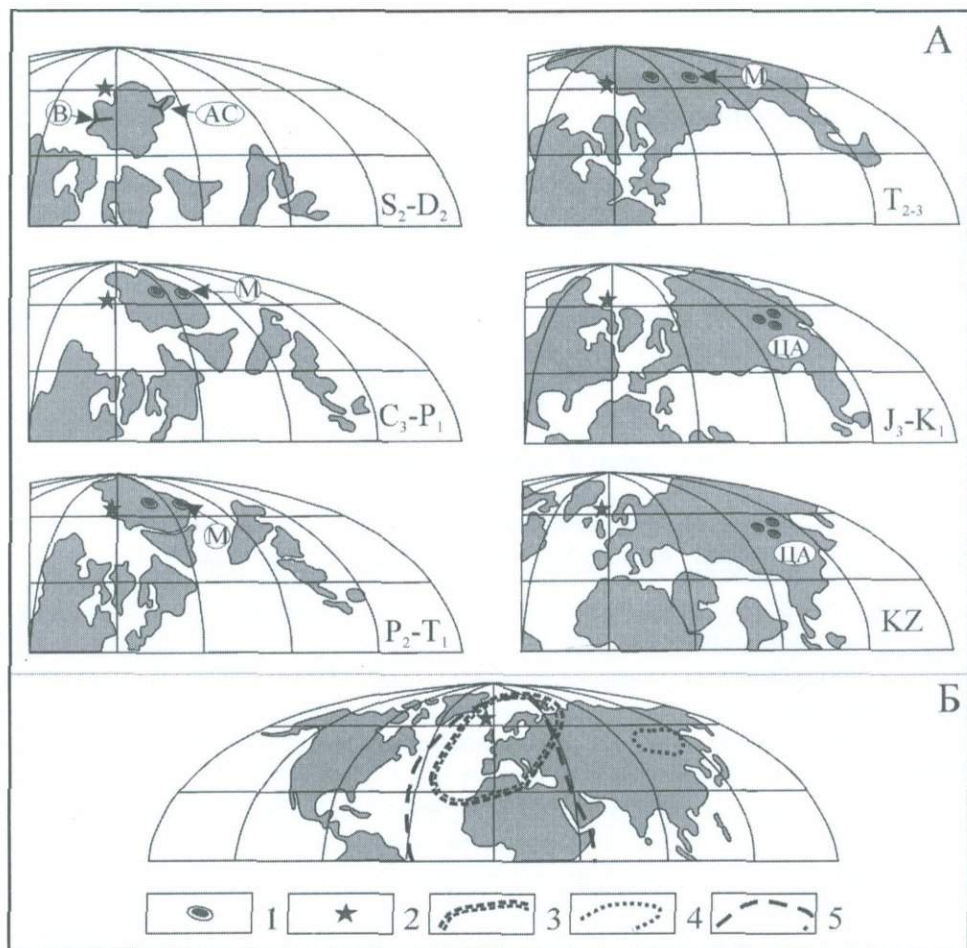


Рис 2.10. География распределения горячих точек в фанерозое Северной Азии (А), выполненная на основе палеогеографических реконструкций, и положение обобщенных ареалов внутриплитного магматизма относительно современных географических координат (Б)

Проекции мантийных плюмов (буквенные обозначения): В - Вилкойского, АС - Алтае-Саянского, М - Монгольского, ЦА - Центрально-Азиатского горячего поля. 1 - горячие точки; 2 - положение острова Ян Майен; 3-5 - границы областей внутриплитной активности: 3 - контролировавшей внутриплитное развитие Северной Азии в палеозое и раннем мезозое (Северо-Азиатский суперплюм), 4 - контролировавшей внутриплитное развитие в Центральной и Восточной Азии в позднем мезозое и кайнозое (Центрально-Азиатское горячее поле), 5 - граница современного Африкано-Атлантического суперплюма

смещение Сибири к востоку (Scotese, 1994). В результате территория ЦАСП приобрела положение, близкое к современному, и оказалась над холодным суперплюмом, формировавшимся на западной окраине Тихого океана (Miyamoto, 1994). Изменение положения континента сопровождалось образованием в Центральной Азии генерации сравнительно мелких горячих точек (или hot-finger по (Wilson, Patterson, 1991)).

Изотопно-геохимические данные предоставляют нам дополнительный материал для оценки геодинамических процессов, контролировавших внутриплитную активность в ЦАСП. Выше было показано, что смены эпох внутриплитного магматизма сопровождались сменой состава его мантийных источников, среди которых ведущая роль принадлежала умеренно деплетированной мантии PREMA и обогащенной мантии типа EM-I и EM-II. Источники EM-I и EM-II обогащены соответственно Nd и Rb и их обычно связывают с погребенной литосферой. На основе представлений о формировании литосферы из деплетированной мантии модельный возраст источника с характеристиками EM-II оценен в 1.1-1.5 млрд. лет, а источника EM-I в 2.3-2.5 млрд. лет. В результате анализа смены одних источников другими в геологической истории ЦАСП нами был сделан вывод (Коваленко и др., 1999₃; Ярмолюк и др., 2002), что источник EM-II можно соотнести с переходными слоями между верхней и нижней мантией, где происходит складирование субдуцированной литосферы, источник PREMA с нижней умеренно деплетированной мантией, а источник EM-I с основанием нижней мантии. В этом случае смену источников внутриплитного магматизма в истории ЦАСП следует связывать с изменением условий конвекции в мантии. Вероятнее всего в раннем и среднем палеозое преобладала одноячеечная конвекция, определившая участие во внутриплитных процессах нижней мантии типа PREMA. В позднем палеозое и мезозое доминировала двухъячеечная конвекция, результатом которой стало преобладание в составе плюмов материала из переходных слоев между верхней и нижней мантией, в кайнозое формирование плюмов вновь стало контролироваться нижнемантийными источниками.

Все эти данные позволяют предложить следующую модель взаимодействия ЦАСП с мантийными плюмами в фанерозое (Ярмолюк и др., 2000₄). После распада Родинии Сибирский континент дрейфовал в сторону Африкано-Атлантического горячего поля мантии, в пределах которого около 490 млн. лет назад в результате столкновения системы островных дуг и террейнов с рифейской корой с рядом горячих точек (океанических островов) возник крупный раннекаледонский супертеррейн. В формировании супертеррейна, начиная с самых ранних стадий, участвовали внутриплитные мантийные источники, зафиксировавшие в его основании перекрытый мантийный плюм (Алтае-Саянский). Объединение супертеррейна и Сибирского кратона в единый континент привело к тому, что под континентом оказался еще один мантийный плюм - Виллюйский. В девоне активность этих плюмов, обладавших характеристиками нижнемантийных источников

вещества, достигла максимальных масштабов и сопровождалась формированием тройных систем рифтов и расколом континента (Зоненшайн и др., 1990). В конце девона в строении Северо-Азиатского (Африкано-Атлантического) горячего поля произошла перестройка мантийной конвективной системы с одно- на двухъячеичную и зародилась новая генерация мантийных плюмов, в том числе Монгольская, Сибирская, в вещественной характеристике которых важную роль играла обогащенная мантия типа EM-II. В позднем карбоне Сибирский континент своим складчатым обрамлением перекрыл две из них, и в дальнейшем усиливающаяся роль внутриплитного магматизма как в ЦАСП, так и за его пределами, была связана со все более глубоким перекрытием активной окраиной континента этих горячих точек.

Образование Сибирской трапповой провинции было сопряжено с началом распада Пангеи. Значимыми для последующей истории внутриплитного развития Северной Азии стали также более поздние процессы этого раскола, сопровождавшиеся излияниями траппов на рубеже 200 млн. лет (Центральная Атлантика) и 185 млн. лет (траппы Карру). Именно в это время Сибирь была перемещена за пределы Африкано-Азиатского горячего поля и оказалась в позиции, близкой к современной. В результате произошло постепенное угасание внутриплитной активности в регионе, сопровождавшееся трансформацией существовавшей системы мантийной циркуляции в мелкочаечистую конвекцию, которая породила многочисленные мелкие плюмы и определило рассеянное по всей Центральной и Восточной Азии проявление позднекайнозойского вулканизма.

Заключая этот раздел, отметим, что формирование Центрально-Азиатского складчатого пояса было неразрывно связано с взаимодействием литосферы и мантийных плюмов. Образование ЦАСП началось с распада Родинии под влиянием Тихоокеанского суперплюма и затем на протяжении фанерозоя протекало в фазах становления и преобразования континентальной коры ЦАСП над горячими точками мантии. Результатом такого взаимодействия стало то, что только в континентальном секторе ЦАСП магматические процессы практически не прекращались на протяжении последних 500 млн. лет. На протяжении палеозоя и раннего мезозоя они протекали в режиме сложных геодинамических обстановок, сочетавших условия активных континентальных окраин и зон континентальной коллизии с внутриплитной деятельностью. Последняя была связана с горячими точками мантии, которые на фоне эпизодически возобновляемой активности границ литосферных плит контролировали обособленные области устойчивого и продолжительного во времени (до 100 млн. лет и более) проявления грабенообразования и специфического базитового и щелочного магматизма. На большей части территории ЦАСП, начиная с мезозоя, горячие точки мантии стали главным фактором магматической активности.

Отсутствие значительных возрастных перерывов в деятельности горячих точек мантии на территории Сибири и ЦАСП, а также явные свидетельства движения литосферных плит, зафиксированные данными

палеомагнитных исследований, в частности, следом Монгольской горячей точки мантии в структуре литосферы, указывает на то, что геологическое развитие региона в фанерозое происходило в пределах сектора Земли, насыщенного мантийными плюмами. На этом основании нами было выделено Северо-Азиатское горячее поле мантии (или суперплюм), которое контролировало деятельность отдельных горячих точек в этом секторе Земли и которое, как показали результаты палеогеографических реконструкций, можно сопоставить с современной северной частью Африкано-Атлантического горячего поля мантии. Судя по географии разброса отдельных горячих точек, размеры этого горячего поля превосходили размеры территории Сибирского палеоконтинента, включавшего складчатые структуры ЦАСП, и таким образом, были сопоставимы с современными размерами Африкано-Атлантического горячего поля мантии. Это позволяет говорить, что время заложения последнего является, по меньшей мере, докембрийским, а не мезозойским, как это предполагалось ранее (Maruyama, 1994).

Источником мантийных плюмов служила умеренно деплетированная или в той или иной степени обогащенная мантия. Нижнемантийные (умеренно деплетированные) источники определяли состав магматизма в раннем - среднем палеозое и кайнозое, когда, — по-видимому, преобладали общемантийные конвективные движения. Магматизм позднего палеозоя и мезозоя контролировался источниками с изотопно-геохимическими характеристиками обогащенной мантии типа EM-II. Эти источники магматизма сопоставляются с рециклированной литосферой из низов верхней мантии, вовлеченной в плавление при двухъячеечной мантийной конвекции.



Глава 3

**РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЙ
МАГМАТИЗМ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ:
ИСТОЧНИКИ, ЭПОХИ
И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ
ОБСТАНОВКИ
ФОРМИРОВАНИЯ**



К редкометалльным магматическим породам мы относим породы, резко обогащенные (вплоть до рудных концентраций) такими элементами, которые в обычных условиях либо рассеиваются в породообразующих и акцессорных минералах, либо образуют собственно акцессорную и рассеянную минерализацию, практически не влияющую на средний состав пород. К таким элементам можно отнести Zr, Nb, Ta, Li, Be, Y, TR, Rb, Cs, Hf и некоторые другие. Эти элементы концентрируются в первую очередь в редкометалльных гранитах (литий-фтористых и щелочных) и пегматитах (Коваленко, 1977), в карбонатитах и разнообразных других солевых породах (апатитовых, ангидритовых, флюоритовых и т.п. (Андреева и др., 2001), а также в разнообразных редкометалльных щелочных нефелин-, лейцит- и кальсилит-содержащих породах (мариуполитах, сынныритах, иногда лампроитах и т.п.) и их пегматитах. Такие породы неоднократно описывались в литературе, и мы не будем останавливаться на подробной их характеристике.

ЦАСП богат разнообразными месторождениями редких элементов (таблица 3.1). Здесь мы рассмотрим причины широкого распространения подобной минерализации в регионе, оценим ее источники и геодинамические условия формирования в свете полученных наших новых данных о геохронологии магматизма, корообразующих процессах и источниках внутриплитного магматизма этого ключевого региона Евразии (Коваленко и др., 1999₃; Ярмолюк и др., 2000₄). Геодинамическое положение рассматриваемых пород оценивается по их позиции в разновозрастных ареалах внутриплитного магматизма и магматизма границ плит, источники редкометалльного магматизма оценивались по изотопным данным кислорода, стронция и неодима, а также по вариациям соотношений несовместимых элементов или элементов с очень низкими величинами комбинированных коэффициентов распределения между кристаллами и магмами. Достижению этой цели несомненно способствует появившееся недавно значительное количество относительно надежных геохронологических данных по рассматриваемым породам, полученным U-Pb (по цирконам), Rb-Sr изохронным, Ar-Ar методами, а также изотопно-геохимической информации. Эти данные показывают, что однотипные щелочные или гранитоидные редкометалльные магматические породы, еще недавно считавшиеся разновозрастными, формировались в течение длительного периода времени. Анализ геодинамического положения редкометалльного магматизма в пределах Центральной Азии мы рассмотрим в масштабах разновозрастных ареалов таких пород. Характеристика конкретных объектов (массивов, месторождений и т.п.), как правило, приведена в цитированных публикациях, и только принципиально важные и малоизвестные сведения приведены для некоторых конкретных месторождений.

Рассмотренные разновозрастные проявления редкометалльного магматизма отнесены к тем или иным внутриплитным магматическим зонам, областям и провинциям, в той или иной степени охарактеризованным выше. При этом в качестве зон обычно рассматриваются линейные ареалы магматизма, сопряженные с системами грабенов и сопоставимые с

Эпохи, провинции и области внутриплитного магматизма в фанерозе Центрально-Азиатского складчатого пояса и некоторые редкометалльные проявления и месторождения

Эпохи активности	Провинции и области внутриплитной активности Ц. Азии, доминирующий и рудоносный магматизм (числа в скобках – датировки пород в млн. лет)	
Ранне-среднепалеозойская	<i>Алтае-Саянская (O-D₂)</i> – щелочной магматизм (490, 460, 450-410, 390, 375): щелочные и Li-F граниты. Щел. гр. (REE, Zr, Nb): 10. Арыскан (454), 11. Халдзан-Буретгей (375), 12. Улан-Тологой. Li-F гр.: Хоройский, дайки Бугульминского массива (404). Щел.-осн. с карбонатитами: 13. Белтеи-Гол (360).	<i>Вилуйская (S-C₁)</i> – базальтовый и щелочной магматизм. Карбонатиты (REE, Nb, Ta): Томторская группа, массивы Сетте-Дабана.
Позднепалеозойская – раннемезозойская	<i>Баргузино-Витимская (C₃-P₁)</i> – щелочной магматизмом (330–290). <u>Сыннырская рифтовая зона</u> (310, 290). Щел. гр. (REE, Zr, Nb): 15. Сыннырский (293), 14. Южно-Сакунский (288), 16. Бурпала, 17. Акитекий. <u>Удино-Витимская рифтовая зона</u> . Карбонатиты: 18. Сайженский. <i>Сибирская траптовая (P₂²-T₁)</i> . У/осн. с карбонатитами (Nb, P): Гулинский комплекс (253). Чадобецкий массив. <i>Западно-Сибирская рифтовая (T₂-J₁)</i> – бимодальный и трахибазальтовый магматизм (235-218). <i>Саяно-Алтайская (T₂-J₁)</i> – Щел. гр.(REE, Nb, Zr): 24. Улуг-Танзек (180). Плюмазитовый (Li): 23. Алахинский, сподуменовые пегматиты Тувы.	<u>Позднепалеозойская рифтовая система Ц. Азии</u> . <i>Гоби-Тяньшаньская рифтовая зона (C₃-P₁)</i> (310-285). Щел. гр. (REE, Zr, Nb): 20. Хан-Богдинский (290). Li-F гр.: 21. Югодзырский (283), Карбонатиты: 22. Лугингольский (250) <i>Северо-Монгольская рифтовая зона (P₂)</i> (265-250). Щел. и Li-F гр. (Nb, Ta, REE): 19. Зашихинский. <u>Раннемезозойская Монголо-Забайкальская (T-J₁)</u> . <i>Западно-Забайкальская рифтовая зона (T₃-J₁)</i> (230-190). Щел. гр. (Be): 25. Ермаковское (224), Орот, 26. Ауник, Амандак. <i>Северо-Гобийская рифтовая зона</i> (230-185). Li-F гр.: 27. Жанчивланский (190). Щел. гр. (REE, Zr, Nb): 28. Цзарта-Худук.
Позднемезозойская – кайнозойская	Центрально-Азиатская внутриконтинентальная – щелочно-базальтоидный, щелочной, агпайтовый, плюмазитовый (Li-F) и щелочно-карбонатитовый магматизм (160-90) <i>Южно-Хангайская область</i> . Карбонатиты (REE, P, Sr): 38. Мушугай-худук (150), Улугей-хид. <i>Западно-Забайкальская область</i> . Карбонатиты (REE, P, Sr): 34. Халотинский, Аршанский (120). <i>Восточно-Монгольская область</i> . Li-F граниты: Соктуйский, 36. Этыка, 35. Арыбулак, 37. Барун-Цогт (140, 143). <i>Алданская область</i> . Карбонатиты: 29. Мурунский (140). Щелочно-у/осн. (Pt, Au): 30. Инагли (145), 31. Рябиновый, 32. Билибинский, 33. Кондер.	

Примечание: порядковый номер у месторождений и проявлений соответствует цифре на карте (рис. 3.1).

рифтовыми зонами. Магматические области, как правило, представляют более крупные ареалы магматизма, в строении которых могут участвовать отдельные магматические зоны и которые пространственно обособлены от других проявлений разновозрастного магматизма. Магматические провинции – это территории, объединяющие все магматические образования той или иной эпохи, включая области и зоны. Как было показано (Коваленко и др., 1999₃; Ярмолюк и др., 1999₂; Ярмолюк и др., 2000₄), формирование зон и областей можно связать с деятельностью мантийных плюмов, тогда как провинции следует рассматривать как проекции воздействия на литосферу горячего поля мантии, объединявшего ряд горячих точек и контролировавшего в соответствующую эпоху деятельность совокупности мантийных плюмов (Ярмолюк и др., 1999₂; Ярмолюк и др., 2000₄).

3.1 Важнейшие эпохи формирования редкометалльного оруденения в пределах ЦАСП

На **рис. 3.1** представлены важнейшие редкометалльные месторождения и проявления региона, крупнейшие фанерозойские батолиты (Ангаро-Витимский, Хангайский, Хентейский), а также тектонические структуры типа континентальных грабенов и рифтов. Все эти редкометалльные проявления ЦАСП мы отнесли к совокупности разновозрастных редкометалльных провинций. Как следует из **рис. 3.1**, большинство редкометалльных проявлений контролируется внутриплитными тектоническими структурами (в основном грабенами и их обрамлениями, прогибами и впадинами, рассредоточенными по всем структурно-формационным зонам и изотопным провинциям Центрально-Азиатского складчатого пояса. Мы уже неоднократно отмечали (см. выше и цитированную литературу в статье (Ярмолюк и др., 2000₄), что эти же структуры контролируют весь внутриплитный магматизм региона. Это естественно, поскольку редкометалльные магматические породы являются дериватами обычного внутриплитного магматизма, представленного как разнообразными щелочными породами, включая базиты, так и гранитоидами (нормальными, литий-фтористыми и щелочными) (Коваленко, 1977).

Редкометалльный магматизм в Центральной Азии возник, по крайней мере, начиная с ~2 млрд. лет (Ларин и др., 2001), а в рифее (720-600 млн. лет) уже может быть выделена позднерифейская редкометалльная провинция. В **таблице 3.2** дана краткая характеристика внутриплитных магматических ассоциаций этой провинции, в том числе редкометалльных. К сожалению, надежных датировок редкометалльного магматизма и изотопно-геохимических данных для последнего в ее пределах пока мало. Поэтому мы ограничимся имеющимися датировками и изотопными данными по Белозиминской группе карбонатитовых редкометалльных проявлений в Восточном Саяне (наши неопубликованные U-Pb данные), хотя к этой эпохе и редкометалльной

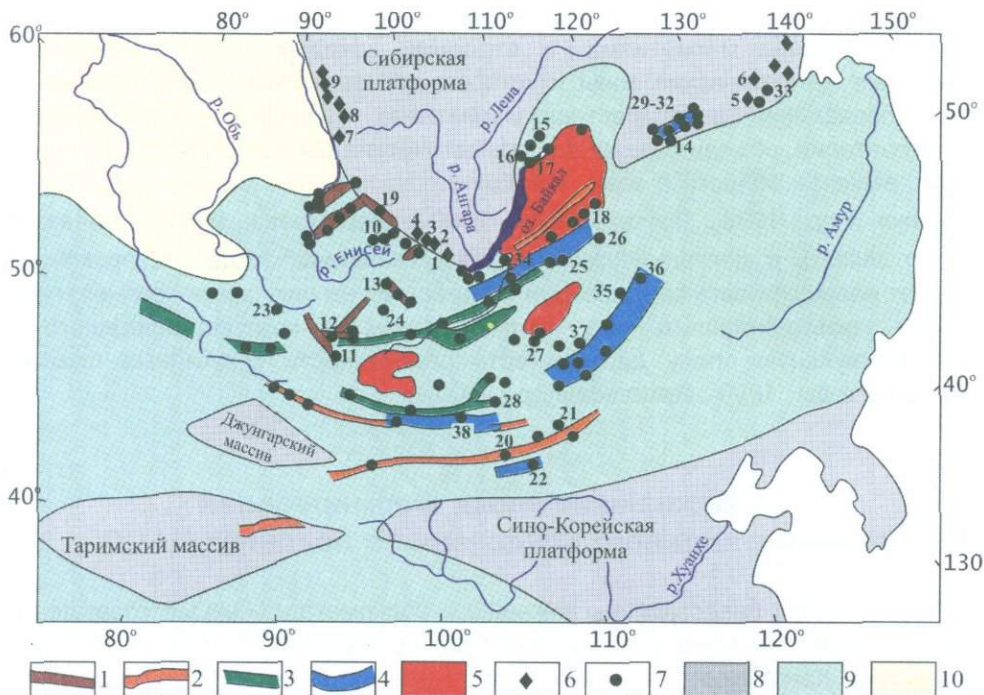


Рис. 3.1. Редкометалльные месторождения и проявления Центрально-Азиатской редкометалльной провинции

Цифрами отмечены месторождения, охарактеризованные в таблицах 3-6. 1-5 - ареалы внутриплитного магматизма: 1 - ранне- среднепалеозойские, 2 - позднекарбоновые, 3 - пермские, 4 - мезозойские, 5 - батолиты; 6-7 - месторождения и проявления: 6 - дофанерозойские, 7 - фанерозойские; 8 - кратоны; 9 - складчатые области; 10 - молодая платформа

провинции мы относим также дайковые пояса западного Прибайкалья (Скляров и др., 2000) и щелочные породы юго-восточного Алдана и Енисейского кряжа (Kogarko et al., 1995). В основном для рифейской провинции характерны редкометалльные карбонатиты и некоторые другие солевые породы. Эта эпоха еще плохо изучена геологически и особенно в изотопном отношении. По данным многих исследователей к этому временному рубежу предполагается существование в районе экватора единого суперконтинента Родиния, объединившего в своем составе все ранее образованные континентальные блоки Земли и сформировавшегося в результате гренвилльского орогенеза (Hoffman, 1991). Как уже было показано выше, сопоставление рифейского магматизма Сибири и Лаврентии (в том числе внутриплитного) (рис. 2.2), свидетельствует о связи в позднем рифее Лаврентии с Сибирью через южную границу последней. Внутриплитный магматизм этого времени (в том числе Белозиминские редкометалльные карбонатиты) и известные дайковые пояса (Скляров и др., 2000), видимо,

**Позднерифейские внутриплитные магматические проявления краевых рифтов
Сибирской платформы и их рудоносность**

№ на рис. 3.1	Возраст (млн. лет)	Массив	Ассоциации пород (от ранних к поздним)	Полезные компоненты	Геохимическая специализация
1	680	Жидойский	Пироксениты, ийолиты, сиениты, карбонатиты	Ti, P	Ti, P, Ba, Sr
2	720	Больше-зиминский	Пироксениты, мелилитовые породы, ийолиты, сиениты, карбонатиты	Апатит, вермикулит. Карбонатиты: Nb, Ta, Th, U	Ранние: Na, K, Ba, Sr. Карбонатиты: Nb, Ta, Zr, Th, U, Sr
5	720-690	Арбарастах	Пироксениты, Вт-пироксениты, ийолиты-шонкиниты, сиениты, фоскориты, карбонатиты	Вермикулит. Карбонатиты: Nb, P, Fe	Ранние: K, Mg, Cr, Ba, Sr, P. Карбонатиты: Nb, Zr, TR, U
6	704-650	Ингили	Амфиболовые породы, Вт-пироксениты, ийолиты, сиениты, карбонатиты, ингилиты (пикриты)	Бадделиитовая россыпь. Ингилиты (алмаз?)	Ранние: Ba, Sr, P. Карбонатиты: P, Zr, Nb, U
3	725-660	Средне-зиминский	Ийолиты, Ne-сиениты, щелочные сиениты, карбонатиты	Карбонатиты: Ta, Nb, U, Th, P	Карбонатиты: Ta, Nb, U, Th, Sr, P
4	700-660	Больше-тагнинский	Ийолиты, Ne-сиениты, щелочные сиениты, калишпатиты, карбонатиты	Карбонатиты, Fsp породы: Nb, Zr, Pb, F	Nb, Ta, Zr, Pb, F
7	675-600	Средне-татарский	Ийолиты, Ne-сиениты, щелочные сиениты, пегматиты, тингуаиты	Zr, Nb, TR	Zr, Nb, Sr, TR
8	650	Татарский	Метаморфизованные ультрамафиты, карбонатиты	Nb, Ta	Nb, Ta, Sr, Ba, P
9	660-550	Кийский	Уртиты, ийолиты, Ne-сиениты, щелочные сиениты, тингуаиты, карбонатиты	Nb, TR	Nb, TR, Sr, Ba, P

Количество определений
на интервал 20 млн. лет

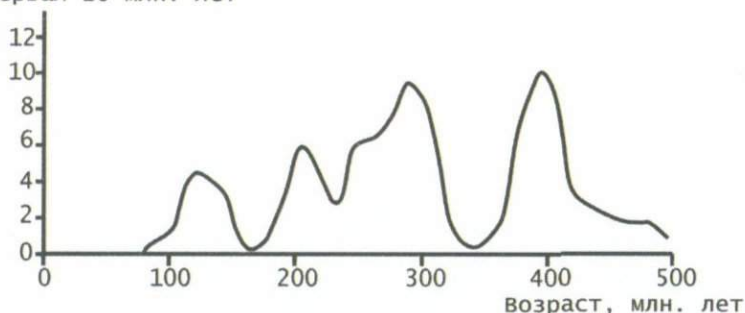


Рис. 3.2. Распределение геохронологических датировок щелочных и Li-F гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов, а также карбонатитов Центрально-Азиатской редкометалльной провинции

фиксировали рифтогенный распад Родинии. Для нас важно также, что с рубежа 750-600 млн. лет почти на всех континентах появляются признаки внутриплитной активности, фиксирующей распад Родинии, что доказывает возникновение под ней огромного суперплюма. Японские исследователи, предложившие концепцию плюм-тектоники (Maquyama, 1994), отождествляют упомянутый суперплюм с ныне действующим Южно-Тихоокеанским суперплюмом, который фиксируется методами сейсмической томографии. По-видимому, рассмотренный выше рифейский внутриплитный щелочной магматизм южной Сибири, включая многочисленные месторождения и проявления редкометалльных карбонатитов по южной окраине Сибирского кратона, отражает распад Родинии и образование Палеоазиатского океана, на месте которого сформировался ЦАСП.

Более подробно здесь мы рассмотрим эпохи и этапы проявления редкометалльного магматизма в рамках фанерозоя, для которого накопилось значительное количество относительно надежных датировок уран-свинцовым методом по цирконам и рубидий-стронциевым изохронным методом. Имеющиеся геохронологические данные приведены на **рис. 3.2.**

В соответствии с **рис. 3.2.** послерифейская геодинамическая история внутриплитной активности продолжалась практически непрерывно, в течение всего фанерозоя вплоть до голоцена, но, конечно со спадами и пиками. По максимумам активности она разделяется на ранне- среднепалеозойскую, позднепалеозойскую - раннемезозойскую (с позднепалеозойским и раннемезозойским дополнительными пиками), позднемезозойскую - раннекайнозойскую (**рис. 3.2.**) и позднекайнозойскую (на **рис. 3.2** не показана) эпохи. Для каждой из этих эпох (за исключением позднекайнозойской, для которой не известны редкометалльные месторождения) рассмотрим положение и характер редкометалльного магматизма, а также связь его с

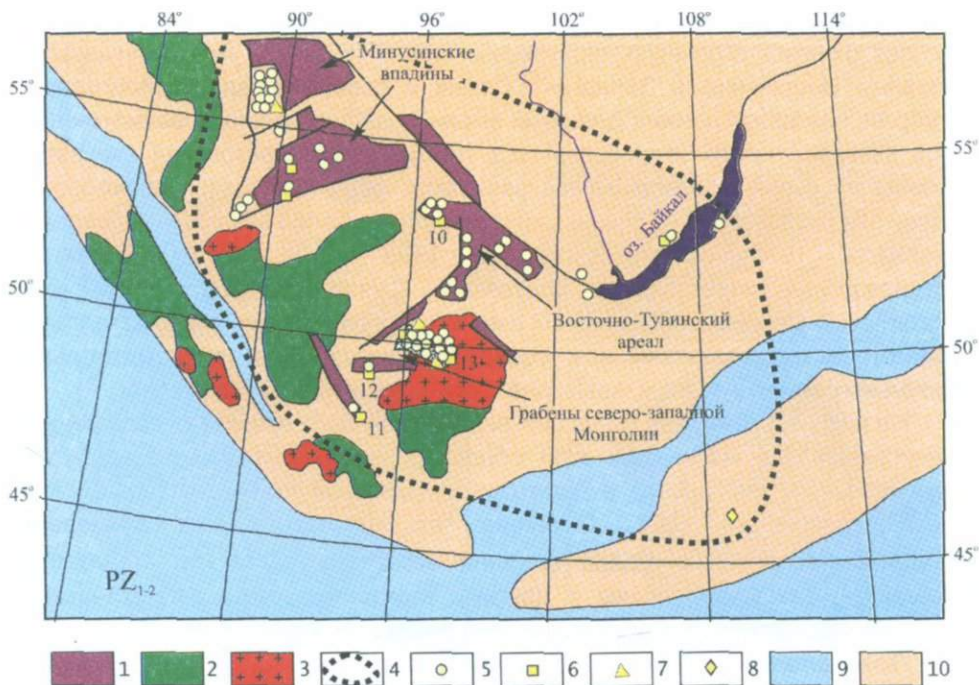


Рис. 3.3. Схема проявления редкометалльного магматизма в ранне- и среднепалеозойской Алтае-Саянской внутриплитной провинции Центрально-Азиатского складчатого пояса

1-3 - магматические ассоциации: 1 - бимодальные и щелочные рифтовых структур, 2 - известково-щелочные краевых вулканических поясов, 3 - батолитов; 4 – контуры внутриплитных магматических областей; 5 - щелочные граниты; 6-8 - редкометалльные месторождения: 6 - связанные с щелочными гранитами, сиенитами и нефелиновыми сиенитами, 7 - карбонатиты, 8 - литий-фтористые граниты; 9 - океанические бассейны; 10 - континентальные массивы. Номера месторождений на схемах соответствуют номерам месторождений в [таблице 3.1](#)

внутриплитной активностью в пределах ЦАСП. В [таблице 3.1](#) перечислены фанерозойские эпохи, соответствующие им провинции и входящие в состав последних области и зоны внутриплитной активности ЦАСП и примеры редкометалльных месторождений и проявлений для каждой эпохи.

На [рис. 3.3.](#) показано положение редкометалльного магматизма в наиболее изученной Алтае-Саянской внутриплитной области ЦАСП в ранне-среднепалеозойскую эпоху, отвечающее очевидной его связи с геодинамическими условиями растяжения, т.е. с грабенами, впадинами и их периферией. Это длительный период времени, охватывающий почти 200 млн. лет ([рис. 3.2.](#)). Наиболее ранние (древнее 500 млн. лет) внутриплитные щелочные породы этой эпохи начали формироваться на Енисейском крыже, но

мощный всплеск внутриплитного магматизма в интервале времени 500-360 млн. лет охватил огромную территорию ЦАСП (500x700 км²): Минусинскую котловину, Восточного и Западного Саяна и северо-западной Монголии. К примерам наиболее ранних для этой эпохи редкометалльных магматических пород можно отнести (Kogarko et al., 1995) Средневороговский массив на Енисейском кряже с щелочными гранитами, обогащенными пироксеном и эвксенитом (возраст 567-526 млн. лет). Несколько более молодые (Коваленко, Пополитов, 1970; Костицын и др., 1998 и др.) редкометалльные месторождения известны в Восточном Саяне (рассмотренный ниже Ботогольский массив нефелиновых сиенитов, проявления редкометалльных литий-фтористых гранитов) и в северо-восточной Туве (редкометалльные щелочные граниты Аксуга и Арыскана с возрастом 450-460 млн. лет).

На **рис. 3.3** показана проекция Алтае-Саянского плюма, ответственного за внутриплитный магматизм этой области и входящего вместе с другими тремя плюмами (**рис. 3.4а**) в Азиатский суперплюм или Азиатское горячее поле (Ярмолюк и др., 2000₄). Очевидно, что редкометалльные образования полностью находятся в сфере влияния этого плюма как по времени их проявления, так и по связям с другими внутриплитными магматическими породами, порожденными деятельностью плюма.

Позднепалеозойская и раннемезозойская эпохи. Геодинамическая ситуация в ЦАСП в эти (330-185 млн. лет) эпохи показана на **рис. 3.5**. К этому времени Сибирский континент нарастил свою территорию за счет аккреции к нему Южно-Монгольских герцинид и коллизии с Казахстанским микроконтинентом (Диденко и др., 1994; Коваленко и др., 1999₃). Однако, центральным геологическим событием этой эпохи несомненно было формирование упоминавшейся уже выше огромной Центрально-Азиатской рифтовой системы (области) и Баргузино-Витимской внутриплитной области.

Центрально-Азиатская позднепалеозойская рифтовая система представлена субширотно вытянутыми поясами субпараллельных рифтовых зон (Гоби-Тяньшанская, Гоби-Алтайская, Северо-Монгольская) (**таблица 3.1**; **рис. 3.5а, б**), выполненных бимодальными базальт-комендит-пантеллерит-щелочногранитными ассоциациями, сопровождаемыми громадными поясами даек пород той же ассоциации. Эта система располагается в основном на территории Монголии, но захватывает также сопредельные территории Китая и Прибайкалья России. Она образовалась в интервале времени 310-250 млн. лет. Наиболее ранние внутриплитные магматические ассоциации (C₃-P₁) тяготеют к Гоби-Тяньшанской рифтовой зоне (**рис. 3.5а**), более молодые (P₁₋₂) – к Гоби-Алтайской и Северо-Монгольской зонам (**рис. 3.5б**). Скольжение возраста рифтогенных ассоциаций с омоложением их к северу объяснялось нами перекрытием Сибирской плитой плюмового источника в герцинском палеоокеане (Коваленко и др., 1999₃; Ярмолюк и др., 2000₄; Dergunov et al., 2001), который мы здесь выделяем как Монгольский плюм (**рис. 3.4в**). На завершающем этапе формирования рифтовой системы возник зонально-построенный магматический ареал, ядро которого представлено Хангайским

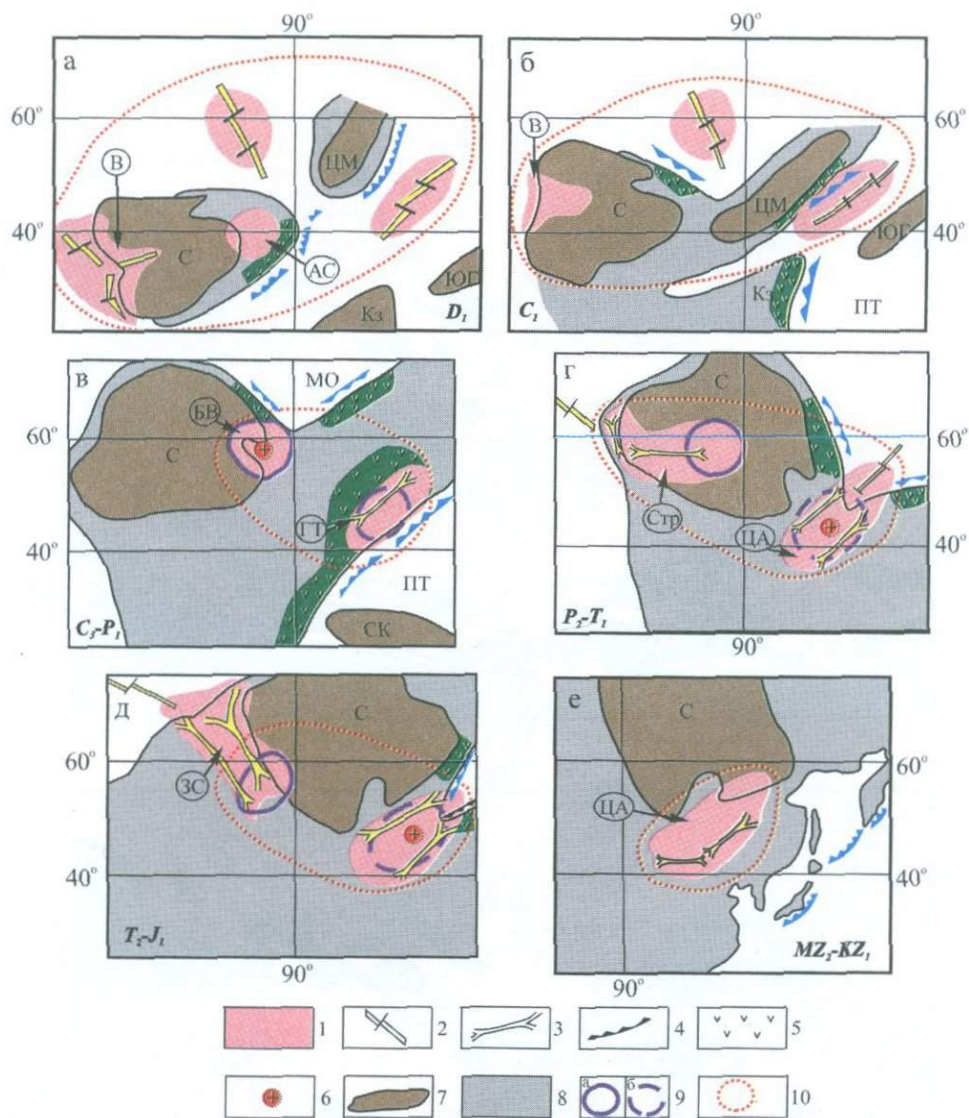
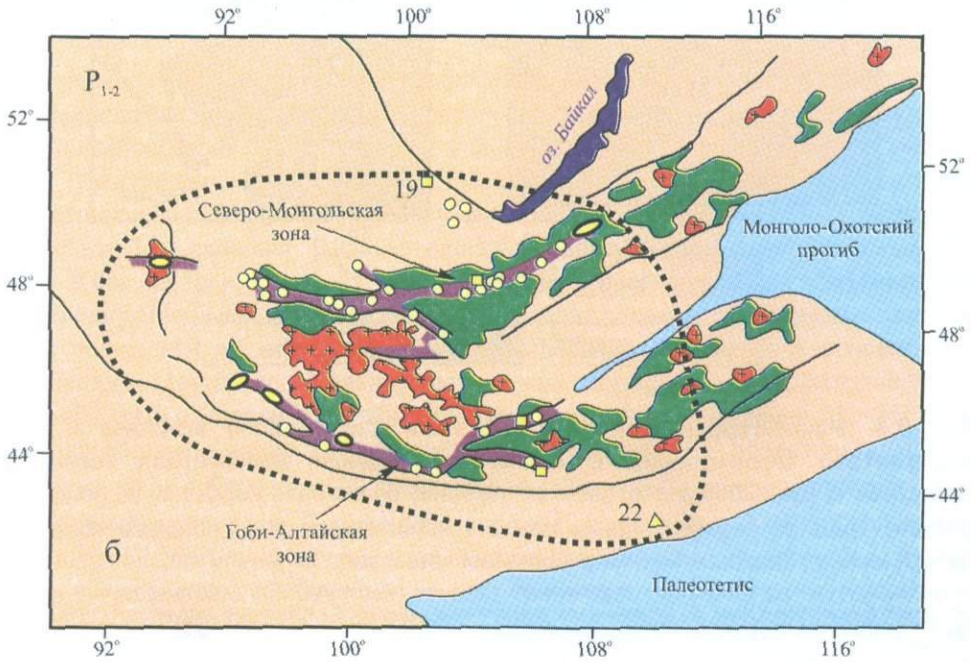
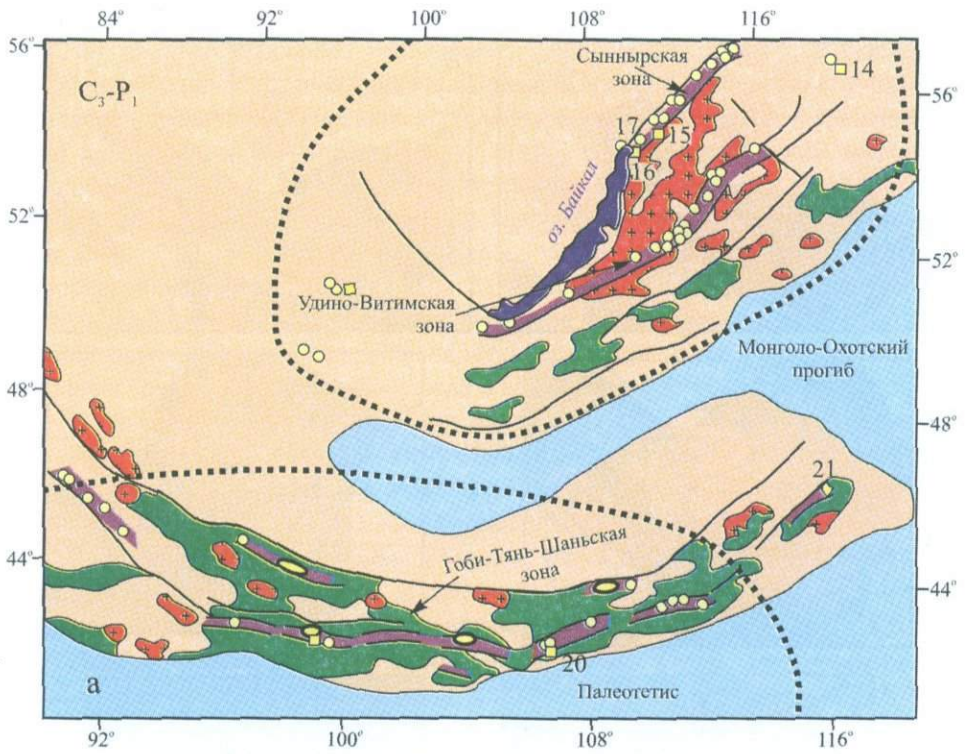


Рис. 3.4. Реконструкция взаимодействия Сибирского кратона и его складчатого обрамления с Азиатским полем мантийных плюмов (Ярмолюк и др., 2000₄) в а) раннем девоне, б) раннем карбоне, в) позднем карбоне - ранней перми, г) конце перми - начале триаса, д) позднем триасе - ранней юре, е) позднем мезозое - раннем кайнозое

1 - проекции мантийных плюмов; 2 - спрединговые зоны; 3 - континентальные рифтовые зоны; 4 - зоны поглощения океанических плит; 5 - активные континентальные окраины; 6 - гранитные батолиты; 7 - некоторые докембрийские блоки; 8 - континентальные территории; 9 - контуры плюмов (а - Сибирского, б - Монгольского); 10 - проекция границ Азиатского суперплюма. Континентальные блоки и морские прогибы: С - Сибирский, ЦМ - Центрально-Монгольский, ЮГ - Южно-Гобийский, Кз - Казахстанский, СК - Северо-Китайский, МО - Монголо-Охотский, ПТ - Палеотетис. Внутриплитные области (буквы в кружках): В - Вилуйская, АС - Алтае-Саянская, БВ - Баргузино-Витимская, ЦА - Центрально-Азиатская, Стр - Сибирская трапповая, ГТ - Гоби-Тяньшаньская, ЗС - Западно-Сибирская



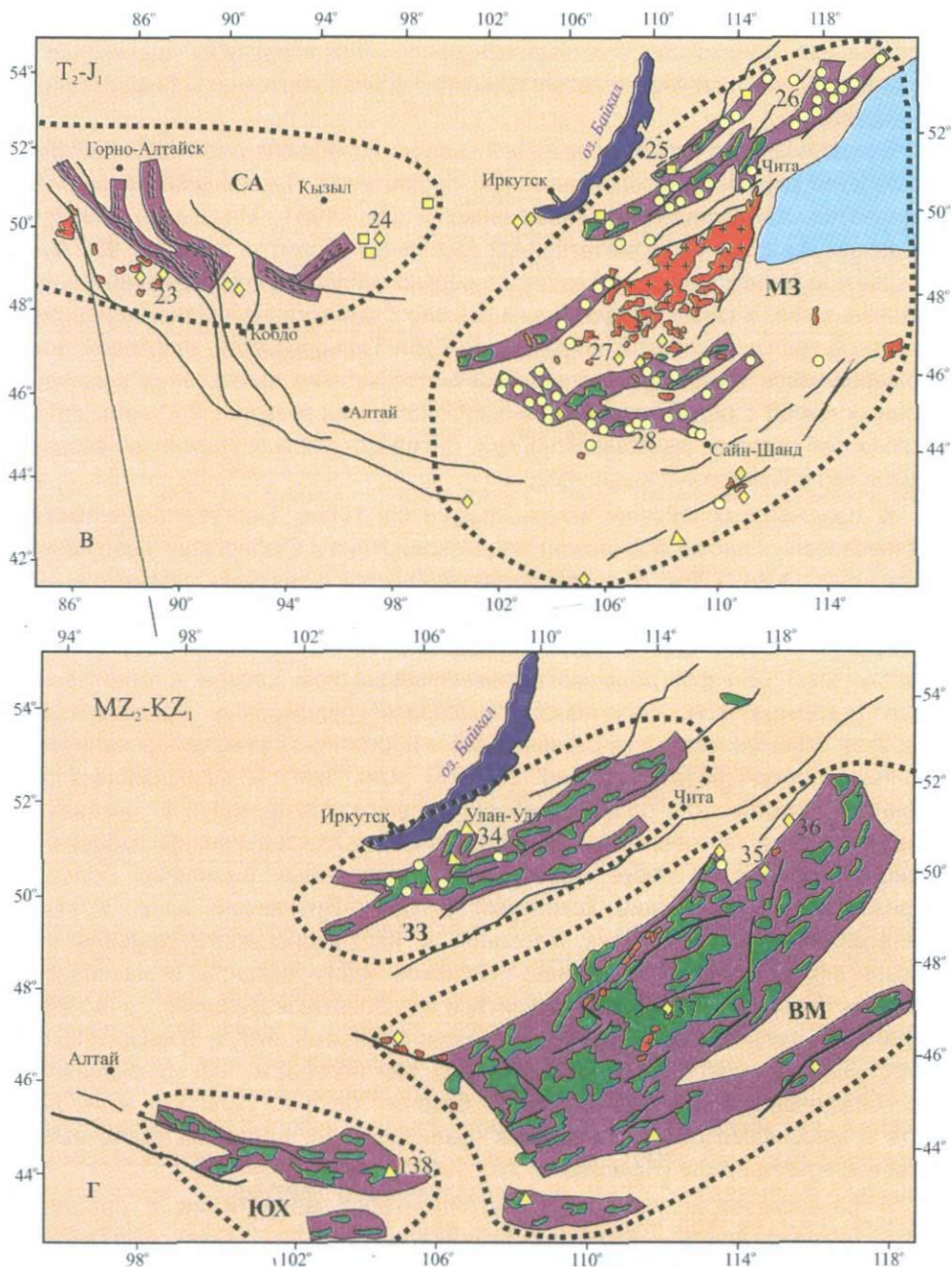


Рис. 3.5. Схема проявления редкометалльного магматизма в системе позднекаменноугольных - раннепермских (а), пермских (б), раннемезозойских (в) и позднемезозойских - раннекайнозойских (г) магматических ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса

Условные обозначения см. на рис. 3.3. Внутриплитные магматические области: МЗ - Монголо-Забайкальская, СА - Саяно-Алтайская, ЗЗ - Западно-Забайкальская, ЮХ - Южно-Хангайская, ВМ - Восточно-Монгольская

батолитом (возраст 250 млн. лет) (**рис. 3.5б**), а северная и южная периферия – рифтовыми зонами, в составе которых широко развиты щелочные и редкометалльные литий-фтористые граниты, а также вулканиты бимодальных ассоциаций.

Среди магматических пород Центрально-Азиатской рифтовой системы установлены крупные редкометалльные проявления. Типичными примерами их являются Хан-Богдинский (Коваленко и др., 1981; Владыкин, 1983) и Хархадский массивы редкометалльных щелочных гранитов (возраст 280 млн. лет) в южной Монголии, несущие циркониевую, ниобиевую и редкоземельную минерализацию, а также Зашихинский массив с аналогичной минерализацией в северной части рифтовой системы. В Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоне сформировались также Лугингольский и более мелкие проявления калиевых щелочных пород с редкоземельными карбонатитами (возраст 250 млн. лет) и Югодзырский массив редкометалльных литий-фтористых гранитов (возраст 284 млн. лет) (Коваленко и др., 1999₂).

К позднепалеозойской эпохе относится также Баргузино-Витимская внутриплитная область, возникшая под воздействием Сибирского мантийного плюма (**рис. 3.4в**). Эта область характеризуется зонально симметричным строением и включает центральный Ангаро-Витимский батолит, а также Сыннырскую и Удино-Витимскую рифтовые зоны по его периферии. В пределах этой области редкометалльный магматизм связан с рифтовыми зонами (**таблица 3.1**). Типичными примерами рудоносных магматических пород этой области являются Сыннырский и Бурпалинский массивы калиевых щелочных пород (возраст около 290-300 млн. лет) и Аkitский массив щелочных пород с разнообразной редкометалльной и калиевой минерализацией в северном Прибайкалье, Южносакунский массив в Алданском районе, а также массивы ультраосновных щелочных пород с карбонатитами (сайженский комплекс) в Удино-Витимской зоне. Краткая характеристика строения этих массивов и их рудоносности приведена в **таблице 3.3**. В пределах восточно-тувинской части области образовались редкометалльные нефелиновые сиениты и их пегматиты Дугдинского (возраст 280-290 млн. лет), Коргеретабинского (возраст 304 млн. лет) и Уланэргинского (возраст 322 млн. лет) массивов (**рис. 3.1**). Мы полагаем, что крупнейший в мире Ангаро-Витимский гранитоидный батолит (возраст 290-320 млн. лет) вместе с массивами литий-фтористых гранитов в его пределах также имеет внутриплитную природу (Ярмолюк и др., 1997₂).

В раннемезозойскую эпоху внутриплитного магматизма в пределах ЦАСП образовались Монголо-Забайкальская и Саяно-Алтайская внутриплитные области (**таблица 3.1**; **рис. 3.5в**). Монголо-Забайкальская область обладает таким же зональным строением, как и рассмотренная выше позднепалеозойская рифтовая система Центральной Азии на завершающей стадии своего развития. К центру магматического ареала тяготеет Хентейский или Кыринский гранитоидный батолит (возраст ~210 млн. лет), с севера, запада и юга он окаймляется поясами щелочных и литий-фтористых гранитов

**Рудоносность внутриплитного магматизма
Баргузино-Витимской провинции**

№ на рис. 3.1	Возраст (млн. лет)	Массив	Ассоциации пород (от ранних к поздним)	Полезные компоненты	Геохимическая специализация
14	289	Южно-Сакунский	Вт-пироксениты, шонкиниты, сынныриты, Не-сиениты, граниты	Апатит, Pt, сынныриты (K, Al)	Ранние: Cr, Ni, K, Mg, P. Сынныриты: K, Al
15	295	Сыннырский	Вт-пироксениты, сынныриты, Не-сиениты, щелочные сиениты, граниты, фоскориты	Апатит, сынныриты (K, Al)	K, Mg, Al, P. Фоскориты: Th
16	300	Бурпала	Шонкиниты (?), Не-и содалитовые сиениты, щелочные сиениты, кварцевые сиениты, щелочные пегматиты, флюорит-апатитовые породы, карбонатитовые жилы (?)	Пегматиты: Zr, Nb, Ti, TR, Be, Th, Y. Флюорит-апатитовые жилы: F, P, Be	Сиениты: Na, K, Ba, Sr. Пегматиты: Zr, Nb, TR, Ti, Be, Th, F, Sr, Y
17	330	Акитский	Не-сиениты, щелочные сиениты, щелочные граниты, метасоматиты	Метасоматиты: TR, Y	Na, K, TR, Y

и полями вулканитов бимодальных базальт-комендитовых ассоциаций (возраст 220-200 млн. лет), которые структурно связаны с Западно-Забайкальской и Северо-Гобийской рифтовыми зонами. В Западно-Забайкальской зоне в первую очередь выделим целую совокупность бериллиевых месторождений и проявлений, связанных с щелочными гранитами и охарактеризованных в работе (Куприянова и др., 1996) как бериллиевая металлогеническая провинция. Примерами их являются Ермаковское (Новикова и др., 1994; Лыхин и др., 2001), Оротское, Ауникское, Амандакское и другие редкометалльные месторождения в западном Забайкалье (возраст 220-210 млн. лет). Первые два из них подробно охарактеризованы ниже. В Северо-Гобийской рифтовой зоне зафиксировано Дзарта-Худукское проявление редкометалльных щелочных гранитов и пантеллеритов (возраст 200 млн. лет) в центральной Монголии, Жанчивланский, Абдарский, Багагазынский массивы редкометалльных литий-фтористых гранитов (Коваленко и др., 1999₃).

Саяно-Алтайская область также характеризуется наличием центрального (Алтайского) гранитного батолита и периферией, в развитии

которой ведущую роль играли рифтогенные процессы. В результате в периферической части ареала возникли протяженные дайковые пояса (Владимиров и др., 1997) и многочисленные проявления редкометалльного магматизма. Среди них отметим уникальные редкометалльные танталоносные сподуменовые граниты и онгониты Алахинского и Кулгутинского месторождений в южной части Горного Алтая (Kostisyn et al., 1998), литий-фтористые граниты с вольфрамовым оруденением в Монгольском Алтае. К этому ареалу в Восточной Туве относятся дайки редкометалльных нефелиновых сиенитов и пегматитов массивов Кадырос и Кыштаг (212 млн. лет) и Улугтанзекское редкометалльное месторождение со щелочными и литий-фтористыми гранитами.

Как следует из [рис. 3.4](#), на границе карбона и перми Сибирь, отделенная океаническими бассейнами от Китая и Центрально-Монгольского микроконтинента ([рис. 3.4в,г](#)), продолжала взаимодействовать с плюмами Азиатского горячего поля мантии. К последним отнесены Сибирский, контролировавший формирование Баргузино-Витимской области, и Монгольский, ответственный за развитие Центрально-Азиатской рифтовой системы. На границе перми и триаса в результате вращения континента по часовой стрелке произошло изменение позиции литосферной плиты относительно Азиатской системы плюмов. Сибирский плюм стал источником траппов Сибирской платформы, а Монгольский – Монголо-Забайкальской магматической области. В то же время необходимо отметить, что, в целом, в течение перми и раннего мезозоя ([рис. 3.4г,д](#)) внутриплитная активность в ЦАСП постепенно снижалась ([рис. 3.2](#)).

Позднемезозойская - раннекайнозойская эпоха внутриплитного магматизма начинается примерно со 170-180 млн. лет и завершается в конце олигоцена (~30-25 млн. лет), хотя с границы мела и палеогена интенсивность внутриплитного магматизма проявлена слабо ([рис. 3.2](#)). Внутриплитная активность этой эпохи в основном сосредоточена в Забайкалье, Центральной и Восточной Монголии и южной окраине Алданского щита, где были сформированы Западно-Забайкальская, Восточно-Монгольская, Южно-Хангайская и Алданская области ([таблица 3.1](#); [рис. 3.5г](#)). В Западно-Забайкальской области в эту эпоху образовались месторождения и проявления редкоземельных и барий-стронциевых карбонатитов: Халютинское, Аршанское и др. с возрастом 120-130 млн. лет (Yarmolyuk et al., 2001). В Южно-Хангайской и на юге Восточно-Монгольской зонах образовались щелочные комплексы с редкоземельными, свинцовыми и барий-стронциевыми рудами в карбонатитах, апатитовых и флюоритовых породах с возрастом 130-140 млн. лет (Мушугай-Худук, Хотогор, Улугей и др. в Монголии) (Самойлов, Коваленко, 1983). Похожее месторождение известно также в Туве (Кара-Суг). Однако, для Восточно-Монгольской зоны более характерны (Коваленко и др., 1999₁) редкометалльные месторождения и проявления, связанные с литий-фтористыми гранитами и онгонитами (Орловка, Этыка, Ары-Булак в восточном Забайкалье с возрастом 140 млн. лет, Барун-Цогт, Югодзырь, Онгон-Хайерхан в восточной Монголии с возрастом 150-120 млн.

Рудоносные щелочные массивы позднемезозойской Алданской внутриплитной области

№ на рис. 3.1	Возраст (млн. лет)	Массив	Ассоциации пород (от ранних к поздним)	Полезные компоненты	Геохимическая специализация
29	145	Мало-Мурунский	1) Ol-Spn-ксенолиты, Вт-пироксениты, лейцитовые и Fsp-лампроиты, шонкиниты, сынныриты, Fsp-сиениты, щелочные граниты; 2) Лавы лейцитовых фолонитов, лампроитов, трахитов, лейцитовые тингуаиты, эвдиалитовые луювриты; 3) Fsp-пироксеновые породы, карбонатиты, чароитовые породы, гидротермальные жилы	1) Силикатные породы: сынныриты (K, Al), апатит, лампроиты; 2) Карбонатиты: Ba, Sr, Nb, рихтерит-асбест, чароит, дианит; 3) Гидротермальные жилы: U, Th, Au, Ag, Cu, Mo, Pb, Zn, Nb, Ti	1) Силикатные породы: ранние- Cr, Ni, Ba, Sr, P, K, Mg; поздние- Ba, Sr, K, Al; 2) Карбонатиты: Ba, Sr, Nb, TR; 3) Гидротермальные жилы: U, Th, Au, Ag, Cu, Mo, Pb, Zn, Nb, Ti
30	145-110	Инагли	Дуниты, Вт-пироксениты, Ol-лейцитовые шонкиниты, Fsp-сиениты и пегматиты, щелочные граниты	Pt, Cr-диоксид, Au, вермикулит. Пегматиты: Zr, Nb, огнеупоры	Ранние: Cr, Ni, Pt, Ba, Sr, K, Mg, P. Пегматиты: Zr, Nb, TR
31	149-137	Рябиновый	Вт-пироксениты, шонкиниты, Ol-лампроиты, Ne- и щелочные сиениты, трахиты, щелочные граниты, карбонатные и сульфидные жилы	Cu, Mo, Au, Pb, Zn	Ранние: Cr, Ni, Ba, Sr, P. Гидротермальные жилы: Au, Cu, Mo, Pb, Zn
32	120-125	Билибинский	Вт-перидотиты, Вт-пироксениты, Ol-лампроиты, лейцитовые фергуситы и сиениты, шонкиниты, Fsp-сиениты, кварцевые сиениты, щелочные граниты, карбонатиты (?)	Силикатные породы: апатит. Гидротермалиты: Au, Mo, W	Ранние породы: Cr, Ni, Ba, Sr, P, K, Mg. Поздние породы: Ba, Sr, K
33	140-120	Кондер	Дуниты, перидотиты, пироксениты, Вт-пироксениты, козьвиты, лампроиты, щелочные сиениты и пегматиты, субщелочные сиенитодиориты, щелочные граниты	Pt, Au, Cr-диоксид, лампроиты, огнеупоры	Ранние: Cr, Ni, Pt, Au, Ba, Sr, P, K, Mg. Пегматиты: Zr, Ti

лет). В районе редкоземельного месторождения Мушугай-Худук в Монголии (Южно-Хангайская вулканическая область) выявлены вулканические редкометалльные литий-фтористые онгониты с бериллиевой минерализацией (возраст около 120 млн. лет), похожей на известные берtrandитовые туфы на западе США. В Западно-Забайкальской зоне известны массивы нефелиновых сиенитов с редкометалльными мариуполитами и пегматитами (Боргойский массив, возраст 125 млн. лет).

Особенно широко развиты редкометалльные проявления позднемезозойского возраста в пределах Алданской внутриплитной области. Краткая характеристика магматических пород и их рудоносности для Алданской области приведены в [таблице 3.4](#), а пространственное распространение на [рис. 3.1](#). Для этой области типичны калиевые и ультракалиевые щелочные породы. Назовем только уникальные породы с редкометалльной минерализацией (Владыкин, 1997): чароиты и бенстонитовые карбонатиты Маломурунского массива (130-138 млн. лет), редкометалльные щелочные пегматиты Инагли (129-137 млн. лет), Томмота (146-153 млн. лет), Ыллымаха (165-133 млн. лет) и др. ([таблица 3.4](#)).

Напомним, что во всех вулканических областях этой эпохи резко преобладают щелочные и субщелочные платобазальты (Ярмолюк и др., 1995). С учетом их объем внутриплитного магматизма эпохи достигает объема среднепалеозойского внутриплитного магматизма. В течение позднего мела и раннего кайнозоя активность внутриплитного магматизма и Центрально-Азиатского плюма в ЦАСП постепенно снижалась ([рис. 3.2](#)). Тем не менее его активность захватывала не только южную Сибирь, но и Монголию и Китай. Во всех этих регионах широко развит разнообразный по составу внутриплитный и связанный с ним редкометалльный магматизм. Общее распределение внутриплитных областей для позднемезозойской - кайнозойской эпохи с учетом позднемезозойского гранитоидного батолита Становика близко к зональной картине распределения позднепалеозойского и раннемезозойского внутриплитных ареалов.

В позднекайнозойскую эпоху внутриплитная активность продолжалась, сопровождаемая исключительно базитовым магматизмом повышенной щелочности. Редкометалльных проявлений этой эпохи, как уже говорилось, пока не известно, но это не значит, что их нет.

3.2. Источники внутриплитного редкометалльного магматизма

Источники внутриплитного магматизма разного состава различны. Так, источником редкометалльных литий-фтористых гранитов, как и большинства обычных гранитов, является континентальная кора. Подавляющая часть изученных гранитоидов располагается в пределах выделенной нами каледонской изотопной провинции ЦАСП (Коваленко и др., 1996₁).

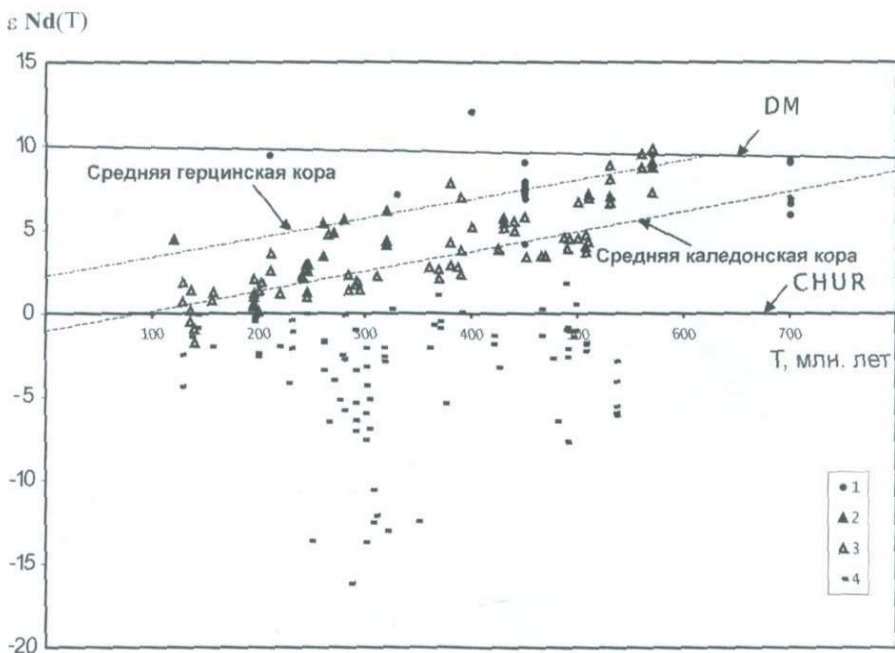


Рис. 3.6. Зависимость величины ϵ_{Nd} гранитов ЦАСП от их возраста и размещения в провинциях изотопных коровых источников

Данные по (Коваленко и др., 1999₁). 1 - нормальные граниты герцинской провинции; 2 - нормальные граниты каледонской провинции; 3 - нормальные граниты докембрийской провинции; 4 - литий-фтористые граниты. DM - деплетированная мантия; CHUR - неистощенный (хондритовый) мантийный резервуар. Линиями выделены также тренды эволюции среднего состава континентальной коры в каледонских и герцинских структурах Центральной Азии по (Коваленко и др., 1996₁)

Соответственно, источниками для литий-фтористых редкометалльных гранитов и онгонитов этого региона является каледонская континентальная кора. Это отражено на **рис. 3.6**, где изотопные составы литий-фтористых редкометалльных гранитов попадают в поле изотопной эволюции каледонской континентальной коры (Коваленко и др., 1999₁). Редкие массивы редкометалльных литий-фтористых гранитов образовались за счет более древней докембрийской континентальной коры и имеют, соответственно, более низкие значения ϵ_{Nd} на **рис. 3.6**. Такие массивы и располагаются в докембрийских блоках некоторых микроконтинентов. Пока не известно проявлений редкометалльных литий-фтористых гранитов и онгонитов в герцинской изотопной провинции и, естественно, мы не имеем примеров источников для таких пород в виде герцинской континентальной коры. Понятно, что разновозрастная континентальная кора ЦАСП, рассматриваемая

здесь в качестве источников гранитов, в том числе редкометалльных литий-фтористых, образовалась в итоге многоэтапных трансформаций океанской коры в континентальную в областях конвергентных границ плит. Несомненно, заметную добавку к континентальной коре, образовавшейся таким традиционным способом, создавал и внутриплитный магматизм. Но, по-видимому, главная роль внутриплитного магматизма заключалась в тепловом воздействии на континентальную кору с анатексисом последней. Глубокая дифференциация образованной таким образом анатектической гранитной магмы, особенно образовавшейся при участии в анатексисе слюд, апатита (Коваленко и др., 2001) приводила к образованию редкометалльных литий-фтористых гранитов и онгонитов.

Другие перечисленные здесь типы редкометалльных магматических пород явно связаны в первую очередь с мантийными источниками (Коваленко и др., 2001). Рассмотрим их на примере изученных нами разновозрастных бимодальных и щелочных внутриплитных магматических ассоциаций Алтае-Саянской, Центрально-Азиатской позднепалеозойской рифтовой и раннемезозойской Монголо-Забайкальской областей, а также позднемезозойской раннекайнозойской Центрально-Азиатской внутриконтинентальной провинций ЦАСП (рис. 3.7). Кроме того, на рис. 3.7 приведены немногочисленные пока изотопные составы позднерифейских внутриплитных образований (рис. 3.7а), представленных редкометалльными карбонатитами Восточного Саяна и массива Арбарастах на Алданском щите (Владыкин, 1997; Vladykin, 2001; Morikiyo et al., 2001), а также поля изотопных составов внутриплитных магматических пород, оконтуренные для каждой из упомянутых выше эпох. Учитывая дополнительные пики внутриплитной активности в позднепалеозойской-раннемезозойской эпохе, на этом рисунке позднепалеозойские и раннемезозойские изотопные составы внутриплитных магматических пород показаны раздельно. На рис. 3.7 показаны также поля изотопных составов стронция и неодима известных мантийных и коровых источников: обогащенной мантии EM-I, EM-II, относительно деплетированной (в координатах изотопных составов Sr и Nd) мантии HIMU, которая по многим показателям близка к наиболее распространенной мантии PREMA, деплетированной мантии DM, а также континентальной коры Центральной Азии. Последняя представлена в варианте рифейской коры изотопными составами гранитоидов крупнейших для региона батолитов (Ангаро-Витимского, Хангайского, Хентейского) и в варианте архейской коры изотопными составами пород Алданского щита. Для сравнения на рис. 3.7 представлены поля изотопных составов пород таких модельных объектов для щелочных гранитоидов как остров Пантеллерия в Средиземноморье и остров Вознесения в Атлантике. На рис. 3.7 видно, что изотопные составы рассматриваемых внутриплитных магматических пород Центральной Азии попадают в поля изотопных составов практически всех перечисленных выше источников, располагаясь в основном в так называемом поле мантийной корреляции. Однако, составы внутриплитных пород разновозрастных ареалов заметно отличаются.

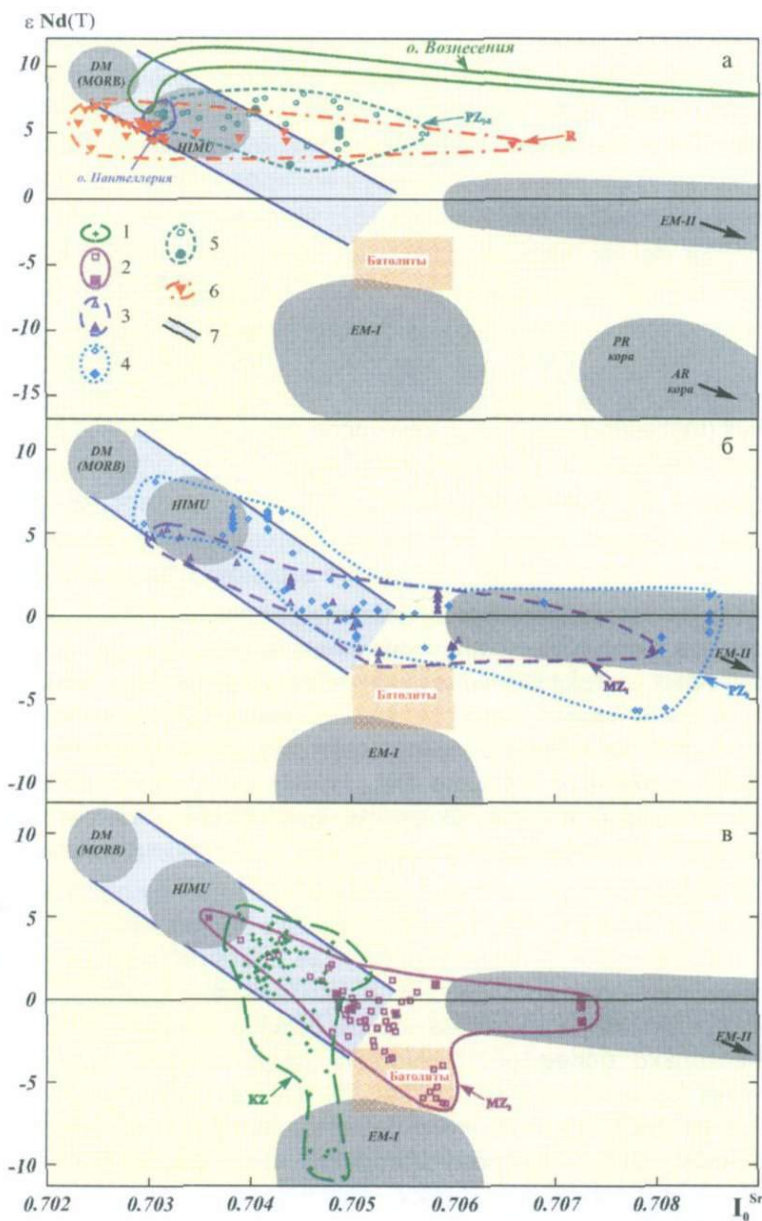


Рис. 3.7. Первичные изотопные составы стронция и неодаима внутриплитных магматических пород Центральной Азии и типичных источников мантии и коры

Для Центральной Азии: 1-6 - магматические породы: 1 - кайнозойские, 2 - позднемезозойские (здесь и далее залитые знаки - фельзитовые породы, незалитые - базиты), 3 - раннемезозойские, 4 - позднепалеозойские, 5 - среднепалеозойские, 6 - рифейские; 7 - поле мантийного тренда

Изотопные составы рифейских редкометалльных карбонатитов Восточного Саяна и Алдана попадают в область наиболее деплетированных по стронцию и неодиму изотопных составов, занимая поле в основном между MORB и HIMU (рис. 3.7). Изотопные составы пород раннепалеозойского-среднепалеозойского внутриплитного магматического ареала (рис. 3.7а) также характеризуются наиболее высокими и сравнительно постоянными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ (чаще всего выше +5), чем они похожи на рифейские породы, но при более широких вариациях первичного отношения Sr^{87}/Sr^{86} (I_0^{Sr}). В целом, изотопные составы пород позднерифейского и ранне-среднепалеозойского ареала охватывают источники DM, HIMU, но, кроме того, указывают на мантию EM-II как компонент смешения, участвовавший в образовании этих пород. Общие вариации изотопных составов базитовых и фельзитовых (щелочногранитных, в том числе редкометалльных) пород ранне-среднепалеозойского ареала совпадают, подтверждая близость источников магм тех и других. По величинам $\epsilon_{Nd}(T)$ эти и позднерифейские составы близки к изотопным составам пород островов Пантеллерия и Вознесения, но изотопные составы кислых пород последнего варьируют по величине Sr^{87}/Sr^{86} шире, чем для ранне-среднепалеозойских внутриплитных пород ЦАСП.

Изотопные составы магматических пород позднего палеозоя Центральной Азии на графике (рис. 3.7) частично (Гоби-Тяньшаньский пояс) перекрываются с составами пород раннего - среднего палеозоя, но большая их часть (Гоби-Алтайская и Северо-Монгольская рифтовые зоны) располагается между полями изотопных составов DM, HIMU, батолитов (или рифейской континентальной коры) и EM-II. В целом, для позднего палеозоя, как это отмечалось и для раннего-среднего палеозоя, вариации величины $\epsilon_{Nd}(T)$ в базитах и фельзитовых (в том числе редкометалльных щелочных гранитах) породах близки. В поле EM-II располагаются резко обогащенные радиогенным стронцием нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты с редкоземельными карбонатитами Лугингольского массива (Гоби-Тяньшаньский пояс). Отметим, что во многих регионах фельзитовые породы бывают, как и в некоторых наших случаях, несколько более обогащенными радиогенным стронцием, чем комагматичные с ними базиты (Weis et al., 1987).

Для раннемезозойской Монголо-Забайкальской внутриплитной области по ограниченному пока изотопному материалу источники магм бимодальных ассоциаций располагаются между источниками DM (или HIMU), континентальной корой и EM-II (рис. 3.7б), и в этом отношении они имеют такие же изотопные характеристики, что и позднепалеозойские породы (Ярмолюк, Коваленко, 2000₃). Отметим, что в базитовых и фельзитовых (включая щелочные граниты и комендиты) породах большинства изученных ассоциаций изотопные составы неодима и стронция обычно являются близкими (рис. 3.7б). Однако, в некоторых ассоциациях появляются фельзитовые породы, составы которых соответствуют источникам с коровыми характеристиками (Ярмолюк и др., 2001₃).

Для позднемезозойской раннекайнозойской Центрально-Азиатской внутриконтинентальной провинции изотопные составы пород также располагаются между DM (или HIMU), континентальной корой (батолиты) и EM-II (рис. 3.76). Изотопные составы кислых пород и базитов близки за исключением вулканического поля района Гусино озеро в Западном Забайкалье, кислые породы которого резко сдвинуты в пределах области EM-II в сторону обогащенных радиогенным стронцием составов (рис. 3.76).

Наконец, для кайнозойского ареала, в пределах которого известны только базиты, большинство изотопных составов пород располагается между полями DM (или HIMU), EM-I, батолитов и EM-II (рис. 3.76).

Таким образом, представленные изотопные данные свидетельствуют о вариациях источников кислых агпаитовых магм, включая редкометалльные щелочные граниты и пантеллериты, как и связанных с ними базитов, а также редкометалльных карбонатитов и редких нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов в пределах главного мантийного тренда, начиная от деплетированной мантии DM или HIMU (позднерифейская и ранне-, среднепалеозойские провинции и Гоби-Тяньшаньский пояс позднепалеозойской рифтовой системы) до обогащенной мантии EM-II (поздний палеозой, ранний и поздний мезозой) и EM-I (кайнозой) или смеси деплетированной мантии и континентальной коры. Еще раз подчеркнем, что для отдельных ассоциаций устанавливается близость изотопного состава базитов и щелочных гранитов, пантеллеритов и других щелочных фельзитовых пород, свидетельствующая об общности источников всех этих пород и их генетическом родстве.

Большинство опубликованных изотопных данных по другим объектам мира с участием щелочных гранитоидов и их вулканических аналогов также попадает в область главного мантийного тренда, а изотопные составы базитов и кислых пород и этих объектов чаще всего оказываются близкими. Например, в породах о. Пантеллерия установлена общность изотопных составов стронция и неодима для базитов и фельзитовых пород (трахитов и пантеллеритов). Для бимодальной базит-комендит-щелочногранитной ассоциации о. Вознесения вариации величины ϵ_{Nd} оказались близкими для базитов и кислых пород, а значение первичного отношения стронция – более высоким (до 0.709) в кислых породах. Это различие объясняется контаминирующим воздействием гидротермально измененной океанской коры на состав кислых расплавов. Общность состава источников отмечается также для пород бимодальных ассоциаций Главного Эфиопского Рифта, в которых пантеллериты и комендиты характеризуются вариациями величины $\epsilon_{Nd}(T)$ в пределах +1.9 до +3.5, а базиты от +1.3 до +3.7 (Trua et al., 1999). Точно так же в базитах панафриканского возраста Туарегского щита (Алжир) $\epsilon_{Nd}(T)$ составляет +6.6-6.7, а в агпаитовых щелочных гранитах +4.8-7.7.

Отметим также, что изотопный состав неодима значительно менее подвержен изменениям под воздействием различных факторов, чем изотопный состав стронция. Первичные значения последнего в силу часто

высокого Rb/Sr отношения в пантеллеритах и щелочных гранитах трудно определить с необходимой низкой погрешностью. При высоком рубидий-стронциевом отношении значительные вариации в величине I^{O}_{Sr} в щелочных гранитоидах возможны даже из-за небольших вариаций оценок возраста пород. При часто очень низких концентрациях стронция в щелочных гранитоидах и их вулканогенных эквивалентах изотопный состав стронция в них может изменяться даже при незначительной контаминации расплавов веществом, более богатым стронцием (например, осадками или морской водой). Все это свидетельствует о меньшей надежности оценок величины I^{O}_{Sr} в щелочных гранитоидах по сравнению с оценками величины $\epsilon_{Nd}(T)$, при реконструкции состава источников расплавов, если только эти оценки не получены надежными изохронами или не использованы оценки возраста уран-свинцовым методом по цирконам.

Позднемезозойские калиевые щелочные породы Алданской внутриплитной области существенно отличаются от всех рассмотренных ранее пород своей калиевой геохимической спецификой. На примере позднемезозойских пород Мурунского и Билибинского массивов можно утверждать, что изотопные составы стронция и неодима калиевых щелочных пород Алданской внутриплитной области (Владыкин, 1997) заметно отличаются от рассмотренных выше составов. Формально они, как и рассмотренные выше кайнозойские внутриплитные вулканические породы, тяготеют к мантийному источнику EM-I. Однако, по величине $\epsilon_{Nd}(T)$ (от -15 до -24) эти породы отличаются от всех рассмотренных ранее максимально низкими значениями. Тенденция связи калиевых щелочных пород и лампроитов с мантийным источником характерна для Центрального Алдана (Bogatikov et al., 1994), хотя величина $\epsilon_{Nd}(T)$ в них несколько выше (между -10 и -23), чем в породах Мурунского и Билибинского массивов. Первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в калиевых щелочных породах этих двух массивов повышенное (0.7068-0.7073), но не выходящее за рамки, например, позднепалеозойских нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов и связанных с ними редко-земельных карбонатитов Лугингольского массива в Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоне. Отметим, что изотопные составы Алданских калиевых щелочных пород выделяются сильным относительным обеднением радиогенным изотопом неодима по сравнению с большинством так называемых орогенных калиевых щелочных пород (например, вулканы Романской провинции в Италии, лампроиты Испании, вулканы Индонезии) (Nelson, 1992).

В качестве источника мантии EM-I обычно рассматривается рециклированная древняя (архейская) литосфера (Hofmann, 1997). Очевидно (рис. 3.7в), что литосфера, близкая по изотопному составу к архейской коре Алданского щита, вполне могла участвовать в формировании позднемезозойских щелочных пород Алдана в качестве компонента смешения со слабо деплетированным мантийным источником. Однако, для получения

соответствующего тренда смещения необходимо, чтобы литосферный компонент характеризовался высокими (сопоставимыми с базальтами) содержаниями стронция и низкими - редких земель, в частности, неодима. Такому условию удовлетворяют карбонаты, доля которых в архейской коре достаточно высока. Возможно, это объясняет обычное участие карбонатитов в позднемезозойских щелочных ассоциациях Алдана.

Среди изотопных составов анорогенных калиевых щелочных пород, к которым относят, в частности, лампроиты Западной Австралии и которые по источникам разделяются на EM-I и EM-II, калиевые щелочные породы Алдана занимают поле между составами Смоки Бют и Лейцит-Хиллс группы EM-I (Nelson, 1992). Как показано в только что цитированной и многих других публикациях, калиевая специфика щелочных пород обусловлена, как в орогенных, так и в анорогенных ассоциациях, воздействием на мантию отделяющихся от континентальных осадков флюидов, при котором образуется флогопитсодержащая мантия, и плавлением последней в условиях рифтогенеза или горячих точек мантии. Эта модель не противоречит имеющимся геохимическим данным по Алданским калиевым щелочным, в том числе редкометалльным породам (Vladykin, 2001). Отметим, что изотопные составы углерода и кислорода редкометалльных карбонатитов Алданской внутриплитной области отвечают мантийным источникам (Mogikiyo et al., 2001).

Источники магм можно оценить также по отношениям элементов-примесей, особенно, если комбинированные коэффициенты распределения этих элементов между кристаллами и расплавами очень малы. Для этих целей нами использованы диаграммы $\epsilon_{Nd}(T)$ -Zr/Nb и $\epsilon_{Nd}(T)$ -Th/La (Коваленко и др., 2001). Соотношение Zr/Nb мало чувствительно к степени дифференцированности магм вплоть до насыщения магм цирконием или ниобием, и оно сохраняется практически постоянным в генетически связанных ассоциациях магматических пород различных геодинамических обстановок. То же характерно и для соотношения Th/La. Для наших целей важно также, что по величине отношения Zr/Nb разделяются такие источники как DM или островодужные и HIMU, которые практически сливаются на изотопной диаграмме [рис. 3.7](#), а по соотношению Th/La разделяются источники EM и континентальной коры. С учетом этих дополнительных данных установлено, что внутриплитные ассоциации базитов и щелочных фельзитовых пород раннего и среднего палеозоя в основном сформированы из смешанного источника, состоящего из DM или островодужного источника и HIMU, возможно, в некоторых случаях с примесью EM-II и континентальной коры. Для позднего палеозоя также вероятно смешение источников DM и HIMU, но более существенно смешение (DM+HIMU) с источником EM-II (в единичных случаях с EM-I) и с континентальной корой. Изотопные составы внутриплитных магматических пород раннего и позднего мезозоя сформировались с существенным участием EM-II и континентальной коры. Судя по преобладанию изотопных составов кислых пород данного возраста в области высоких значений величины Th/La, нельзя исключать среди мезозойских пород

в этой области существенно коровых щелочных гранитоидов. В то же время в области значений Th/La, меньших 0.2, явно добавляется участие источника (DM+НІMU).

Таким образом, мы приходим к главному выводу о многообразии источников магм внутриплитных базитов и связанных с ними щелочных гранитов и других фельзитовых щелочных пород, включая редкометалльные.

Пока имеющиеся изотопно-геохимические доказательства для большей части этих пород свидетельствуют об их генетической связи с мантийными источниками базитов, хотя для некоторых пермских и раннемезозойских щелочных гранитов и комендитов отмечается (Ярмолюк и др., 2001₃) существенное участие в источнике континентальной коры. В связи с этим возникает необходимость изотопно-геохимической систематики щелочных гранитоидов, включая редкометалльные, и их вулканогенных аналогов в соответствии с их источниками. Их удобно разделить на те типы, на которые разделены базиты: DM, НІMU, EM-I, EM-II и их смеси, а также КК (континентальная кора). Последний тип щелочных гранитоидов (КК-граниты или КК-комендиты и т.п.) требует дополнительных обоснований. Большинство изученных нами щелочных гранитоидов являются смешанными типами: ранне-среднепалеозойские (по главным компонентам источников) – DM+НІMU+КК, позднепалеозойские – НІMU+DM+EM-II+КК, ранне- и позднемезозойские – EM-II+КК, кайнозойские – НІMU+EM-I+КК. Из опубликованных данных породы Пантеллерии – НІMU-тип, бимодальная ассоциация Эфиопского рифта – НІMU+EM. Напомним, что по современным изотопно-геохимическим представлениям (Hofmann, 1997) компонент EM-I расположен на границе ядра и нижней мантии, а EM-II – на границе нижней и верхней мантии. Оба эти компонента обогащены рециклированным веществом океанской и континентальной коры.

Еще две важные и характерные особенности редкометалльного оруденения ЦАСП объясняются рассматриваемой его связью с внутриплитным магматизмом: это – длительность и практическая непрерывность его проявления от позднего рифея и до позднего мезозоя-раннего кайнозоя в регионе и унаследованность редкометалльной специфики в определенных провинциях, зонах и областях. На это уже обращали внимание некоторые исследователи, но удовлетворительного объяснения этому факту пока не предложено. На наш взгляд упомянутые особенности редкометалльного оруденения ЦАСП объясняются спецификой проявления здесь внутриплитного магматизма. Как мы уже упоминали, с раннего среднего палеозоя и до кайнозоя Сибирь практически «стояла на месте», вращаясь над Азиатским горячим полем мантии или суперплюмом. Воздействие последнего на Сибирь способствовало длительному (практически в течение всего фанерозоя) и непрерывному (но с повышением и понижением активности) проявлению внутриплитного магматизма и связанного с ним редкометалльного оруденения. Унаследованность редкометалльной специфики внутриплитного магматизма проявлена в ряде провинций и областей. Так, калиевая специфика магматизма и соответствующее оруденение проявлены на Алдане, по крайней

мере, в протерозое, позднем рифее, позднем палеозое и в позднем мезозое, что объясняется повышенной активностью внутриплитного магматизма в Алданской области в упомянутые эпохи при близком составе мантийного источника. В течение всего позднего палеозоя и раннего мезозоя однотипные бимодальные базальт-пантеллерит-щелочногранитные ассоциации с редкометалльными щелочными гранитами и пантеллеритами формировались в пространственно сближенных Центрально-Азиатской рифтовой системе и Монголо-Забайкальской области, возникших последовательно над одним и тем же Монгольским плюмом в результате вращения Северо-Азиатского континента. Этот перечень примеров унаследованности можно было бы продолжить.

Выявляется также специфика изотопных составов стронция и неодима для разновозрастных, но пространственно сближенных внутриплитных зон и областей, независимо от состава пород. Так, для позднерифейской и ранне-среднепалеозойской провинций характерен наиболее деплетированный изотопный состав неодима, как для редкометалльных карбонатитов, так и для редкометалльных щелочных гранитоидов. Для Центрально-Азиатской рифтовой системы также известны близкие (но более обогащенные по неодиму) изотопные составы для таких разных по составу пород как псевдолейцитовые сиениты и редкоземельные карбонатиты и редкометалльные щелочные граниты. Они явно образовались из единых источников, но необходимо допустить при этом достаточно широкие вариации составов этих источников, способные сформировать такие разные по составу магматические и редкометалльные породы.

Выявляется определенная корреляция активности внутриплитного магматизма с активностью магматизма границ плит, фиксирующих постепенное закрытие Центрально-Азиатского палеоокеана. Так, ранне-, среднепалеозойская эпоха внутриплитного магматизма ЦАСП по времени близка к закрытию каледонского или салаирского бассейна упомянутого океана, познепалеозойская-раннемезозойская эпоха – к закрытию герцинского и индосинийского бассейнов и к проявлению соответствующих этим эпохам островодужного и коллизионного магматизма. Мы уже отмечали (Коваленко и др., 1999₃), что внутриплитный магматизм как более глубинное явление не может быть инициирован тектоническими движениями на границах литосферных плит. Тогда рассматриваемая корреляция должна быть обусловлена обратным воздействием внутриплитных мантийных процессов на активизацию процессов на границах плит. В этом смысле внутриплитные эндогенные процессы оказываются ответственными за открытие, развитие и закрытие Центрально-Азиатского палеоокеана и сформированного на его месте ЦАСП. Сказанное может пролить некоторый свет на возможные причины всплеска активности внутриплитного магматизма. Возможно, что эти всплески во многом кажущиеся: они фиксируются, когда континентальная Сибирь подвергается воздействию плюмов и это воздействие фиксируется континентальной геологией. Остальное время плюмы действовали в

океанических областях, большинство из которых не сохранились как геологические объекты.

Как уже говорилось, источники внутриплитного магматизма ЦАСП связаны с мантийными плюмами. Последние могут быть отнесены к обогащенной мантии. Однако, упомянутые выше смеси различных мантийных компонентов в источниках разновозрастного внутриплитного магматизма, в том числе редкометалльного, говорят о том, что различные компоненты в плюмах в этих источниках не только взаимодействуют между собой, но и взаимодействуют с деплетированной мантией литосферы.

Общая модель роли мантийных плюмов в структуре ЦАСП рассматривается в следующем виде. На первой стадии под воздействием Южно-Тихоокеанского горячего суперплюма распался суперматерик Родиния, расположенный в экваториальной области Земли. В блоке будущей Сибири сформировались крупные редкометалльно-карбонатитовые месторождения позднерифейского возраста (Енисейский кряж, Восточный Саян, юго-восточный Алдан). К раннему палеозою Сибирь смещалась к северу от экватора в средние широты либо за счет расползания шляпки суперплюма, либо «соскочив» с этого суперплюма. В том и другом случае интенсивность внутриплитной активности на континенте снижается, но она продолжается, в том числе в виде редкометалльного магматизма. Мы предполагаем, что Сибирь в процессе своего дрейфа в интервале времени ордовик – девон попала в область Азиатского горячего поля мантии. Под воздействием ряда плюмов этой мантийной системы возникла ранне-среднепалеозойская провинция внутриплитного магматизма с многочисленными месторождениями редких элементов в карбонатитах, щелочных гранитах и т.п. В позднепалеозойскую раннемезозойскую эпоху эта деятельность продолжалась, возможно, с некоторым сокращением площади внутриплитного магматизма. В позднем мезозое процесс деградации Азиатского суперплюма продолжался, что было связано либо с погружением в область суперплюма холодного литосферного вещества, либо с глубинным срывом и перемещением Северо-Азиатского континента в конце раннего мезозоя в восток-юго-восточном направлении в область существования холодного суперплюма (Ярмолюк и др., 2000₄). Процесс деградации достиг максимума в раннем кайнозое, но пространственно локализованный внутриплитный магматизм продолжался и в это время. Похоже, что интенсивность внутриплитного магматизма усилилась в позднем кайнозое и продолжается вплоть до современности, но из более глубинного источника EM-I.

3.3. Примеры редкометалльных месторождений и проявлений в фанерозойских провинциях внутриплитного магматизма ЦАСП

Здесь остановимся на результатах наших исследований возраста, состава и источников некоторых из упомянутых выше рудоносных магматических массивов: Ботогольский и Хушагольский массивы нефелиновых сиенитов в Восточном Саяне, редкометалльное месторождение Арыскан в северо-восточной Туве, редкометалльное месторождение Халдзан-Буретгей в северо-западной Монголии и бериллиевая металлогеническая провинция Прибайкалья.

3.3.1. Ботогольский и Хушагольский массивы нефелиновых сиенитов

В пределах Алтае-Саянской складчатой области, представляющей юго-западное раннекаледонское складчатое обрамление Сибирской платформы, широко распространены магматические комплексы со щелочными породами: щелочными габброидами, нефелиновыми сиенитами, щелочными сиенитами и гранитами и их вулканическими аналогами. Традиционно считалось, что формирование этих пород было связано с девонским рифтогенезом, в ходе которого в регионе возникли многочисленные грабены и прогибы, выполненные вулканогенно-осадочными толщами с широким участием щелочных вулканитов и сопровождаемые массивами щелочных пород. Одними из наиболее известных проявлений щелочного магматизма в регионе являются Ботогольский и Хушагольский комплексы щелочных пород в Восточном Саяне, ранее относившихся к девону. Результаты геологических, геохимических, геохронологических и изотопных (Rb-Sr, Sm-Nd) исследований пород этих комплексов представлены ниже.

Ботогольский и Хушагольский массивы располагаются в пределах Окино-Шишхидского блока Тувино-Монгольского микроконтинента в пределах Восточного Саяна. Для территории характерно широкое развитие терригенно-карбонатных метаморфических толщ докембрия. Эти массивы располагаются непосредственно в поле распространения мраморизованных карбонатных пород с отдельными прослоями кремнистых сланцев и кварцитов. Многие разновидности вмещающих пород содержат значительное количество графита, месторождение которого здесь связывают с Ботогольским массивом.

Ботогольский массив щелочных и нефелиновых сиенитов приобрел свою известность в середине XIX века благодаря разработкам здесь купцом И.П.Алибером залежей высококачественного графита. Через несколько десятилетий появились первые корректные описания вмещающих графитовую минерализацию сиенитов, однако, систематическое изучение месторождения началось с 1924-25 года. Массив, занимающий площадь порядка 10 кв. км,

сложен, главным образом, двумя разновидностями пород (рис. 3.8). Центральную часть слагают преимущественно нефелиновые сиениты, а периферийную – пироксеновые сиениты. Это типичные средне-крупнозернистые магматические породы, имеющие массивную или трахитоидную текстуру. В строении массива наблюдаются многочисленные блоки и ксенолиты вмещающих графитсодержащих мраморов, а также редкие ксенолиты габброидов. Среди пород массива отметим также более редкие мелкозернистые породы, сходные по составу с пироксеновыми сиенитами. Они представлены двумя возрастными группами пород: автолитами, отвечающими ранним порциям кристаллизации расплава и поздними маломощными жилами, связанными с кристаллизации остаточных порций расплава.

Хушагольский массив, благодаря щелочному характеру слагающих его сиенитов и соседству с Ботогольским массивом, обычно рассматривается совместно с последним. Породы массива можно наблюдать на соседнем с Ботогольским гольце, где они представлены двумя типами ассоциаций пород, разделенных разломной зоной. На северо-восточном участке наблюдаются выходы пироксеновых щелочных сиенитов и мелких тел нефелиновых сиенитов, которые сопоставляются с породами, распространенными в Ботогольском массиве (Лобзова, 1975). Юго-западный участок гольца сложен рибекитовыми и рибекит-пироксеновыми сиенитами и граносиенитами (нордмаркитами).

Среди магматических пород Ботогольского массива по минеральному и соответственно химическому составу выделяются две группы: группа нефелиновых сиенитов и группа субщелочных пироксеновых сиенитов. Качественный минеральный состав этих групп пород однообразен. Среди темноцветных минералов характерен существенно геденбергитовый клинопироксен, количество которого варьирует от 10 до 35 об.%. Нередко по пироксену развивается амфибол или биотит. Лейкократовые минералы в нефелиновых сиенитах и более меланократовых полевошпатовых ийолитах, представлены K-Na полевым шпатом (65-85 об.%) и нефелином (20-50 об.%), а в сиенитах K-Na полевым шпатом (60-75 об.%) и олигоклазом (первые проценты). Щелочной полевой шпат, как правило, содержит микро- и криптопертитовые вроски альбита. В значительных количествах, до первых процентов, в породах присутствует сфен. В качестве аксессуарных выступают апатит и Ti-магнетит. Для пород характерно постоянное присутствие в их минеральном составе графита и кальцита, причем последний часто образует пойкилитовые вроски в основных породообразующих минералах. Породы массива подвержены вторичным изменениям с образованием альбита, хлорита, соссюрита, пренита, эпидота, шпреуштейна, канкринита и содалита.

Качественный минеральный состав пород юго-восточной части Хушагольского массива, также относительно однообразен. Темноцветные минералы этих пород представлены моноклинным пироксеном с существенной долей эгириновой составляющей и амфиболами ряда – гастингсит-рибекит. Количество мафических минералов достигает 30 об.%.

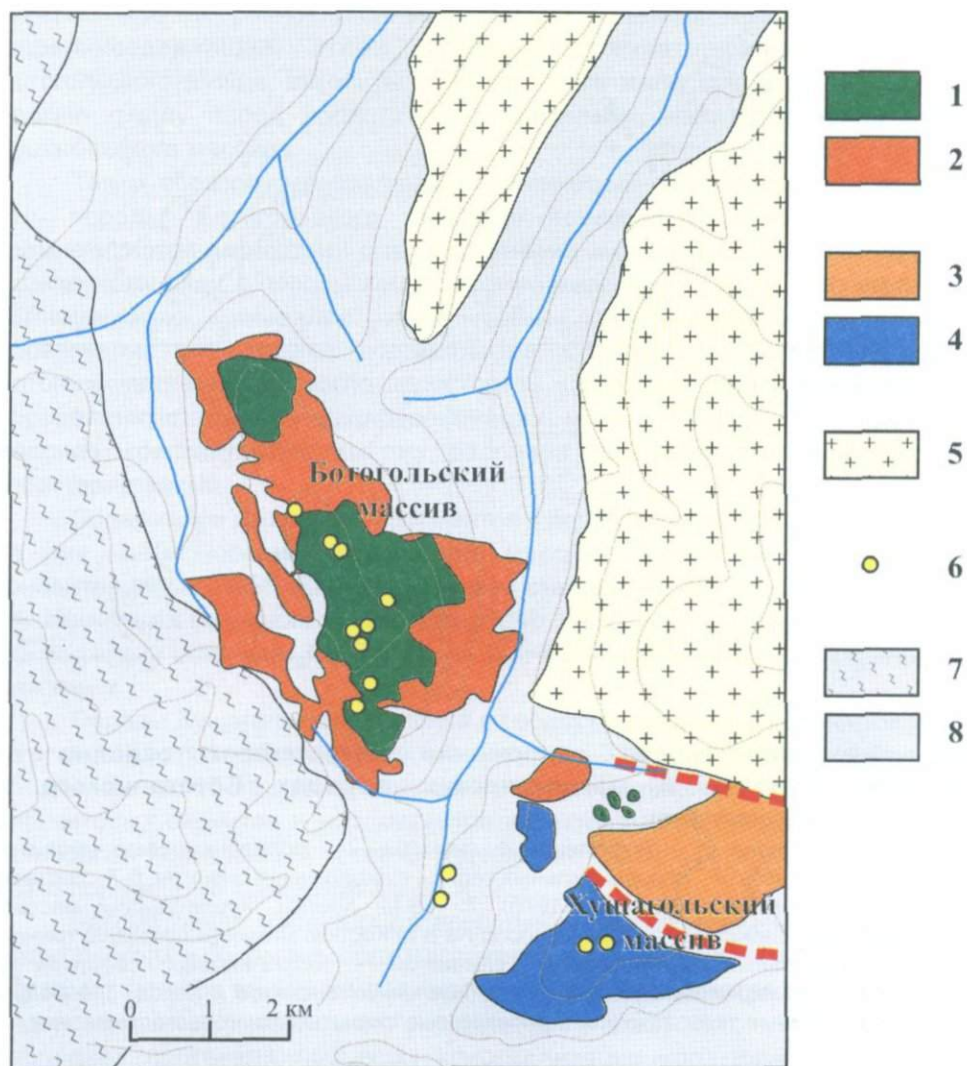


Рис. 3.8. Геологическое строение Ботогольского и Хушагольского массивов

Ботогольский массив: 1 - нефелиновые сиениты, 2 - субщелочные сиениты; Хушагольский массив: 3 - субщелочные сиениты, 4 - рибекитовые сиениты; 5 - граниты; 6 - места отбора проб; 7 - кристаллические сланцы; 8 - мрамора с прослоями кристаллических сланцев. Точечной линией показаны горизонталы, проведенные через 200 м

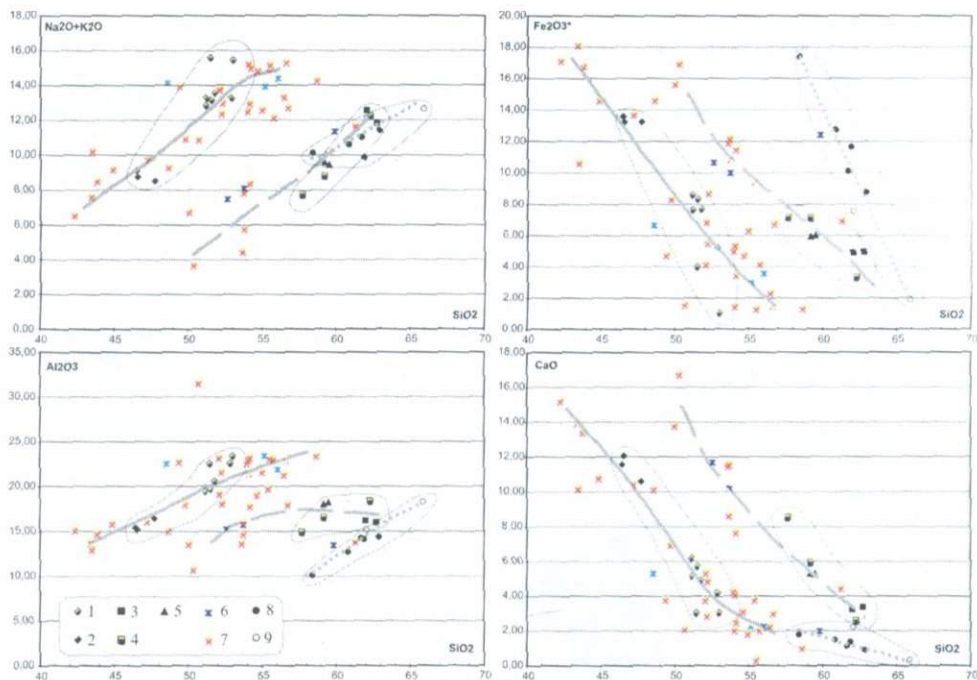


Рис. 3.9. Зависимость содержания петрогенных окислов от кремнекислотности в магматических породах Ботогольского и Хушагольского массивов

Ботогольский массив: 1 - нефелиновые сиениты, 2 - полевошпатовые ийолиты, 3 - породы автолитов, 4 - породы жильных тел, 5 - субщелочные сиениты, 6-7 - составы пород по данным: 6 - (Лобзова, 1975), 7 - В.М. Костюк. Хушагольский массив: 8 - рибекитовые сиениты, 9 - составы пород по В.М.Костюк. Линиями показаны тренды составов отдельных групп пород: сплошной - нефелиновых сиенитов и полевошпатовых ийолитов; пунктирной - субщелочных сиенитов и пород, слагающих автолиты и жильные тела; точечной - рибекитовые сиениты Хушагольского массива

Кроме того, в минеральном составе пород постоянно отмечаются первые проценты энigmatита. Лейкократовые минералы представлены кварцем (до 10-15%) и K-Na полевым шпатом (до 80 об.%), содержащим большое количество (>50%) разнообразных по морфологии пертитов. Альбит также образует вновь образованные призматические кристаллы и ленточные пертиты замещения. В качестве акцессорных минералов выступают флюорит, графит и кальцит.

Вариации химического состава пород отражены на парных диаграммах корреляции (рис. 3.9). Фигуративные точки состава на диаграммах образуют три группы. Одна из них соответствует нефелиновым сиенитам Ботогольского массива, в том числе и меланократовым полевошпатовым ийолитам. Другая область соответствует породам, которые, в целом, можно назвать сиенитами,

включая все их разновидности – щелочнополевошпатовые, кварц- или нефелинсодержащие. Этими породами сложена периферийная часть Ботогольского гольца, автолиты и маломощные жилы среди пород массива. Третью группу пород представляют щелочные сиениты и нордмаркиты Хушагольского массива.

Таким образом, минеральный и химический состав пород показывает, что породы Ботогольского массива представлены недосыщенными кремнекислотой разновидностями с темноцветными минералами, не относящимися к щелочному ряду, а породы Хушагольского массива при щелочном характере темноцветных минералов пересыщены кремнекислотой вплоть до образования рибекитовых нордмаркитов. Образование комплекса пород Ботогольского массива могло происходить из единой, хотя и претерпевшей определенную степень дифференциации магмы. Породы Хушагольского массива кристаллизовались из расплава с иными петрохимическими характеристиками.

Содержание рассеянных элементов в породах обоих массивов отражено на **рис. 3.10**. Породы Ботогольского массива характеризуются высокими концентрациями LREE, Ba, Sr в меньшей степени Pb, Nb, Ta, Th, U иногда Zr, Hf. Несколько выделяются на этом фоне нефелиновые сиениты, которые относительно обеднены Nb, Ta, Th, U, Zr, Hf и имеют хорошо выраженный Eu максимум.

Породы Хушагольского массива по содержанию редких элементов резко отличаются от пород Ботогольского гольца (**рис. 3.10**). При несколько меньшем общем фоне обогащения легкими редкоземельными элементами для рибекитовых сиенитов и нордмаркитов характерен отчетливый Eu минимум. Установлен повышенный уровень содержания Cs, Rb, Li, Th, U, Nb, Ta, Pb и резко пониженные концентрации Ba и Sr.

Рассматривая характер распределения редких элементов в породах Ботогольского и Хушагольского массивов с точки зрения их происхождения, обращает на себя внимание наличие аномалии Eu в спектре распределения редкоземельных элементов. Аномалия Eu показывает, что в исходных расплавах протекали процессы кристаллизационного фракционирования кальцийсодержащих минералов, которыми, исходя из реального состава пород, могли являться плагиоклаз, геденбергит, сфен, апатит и, возможно, кальцит. Отсутствие Eu аномалии в субщелочных пироксеновых сиенитах показывает, что среди пород Ботогольского массива эти породы являются наименее дифференцированными производными магм и их состав близок к составу исходных расплавов. Нефелиновые сиениты, характеризующиеся Eu максимумом, образованы из расплавов, обогащенных кумулюсной фазой, а более меланократовые их разновидности, для которых характерен небольшой Eu минимум, кристаллизовались из расплава, претерпевшего фракционирование. Основываясь на реальном минеральном составе нефелиновых сиенитов, сложно предположить, что в них накапливались плагиоклаз или пироксен. Это же относится и к сфену, так как содержание Ti в породе не коррелирует с

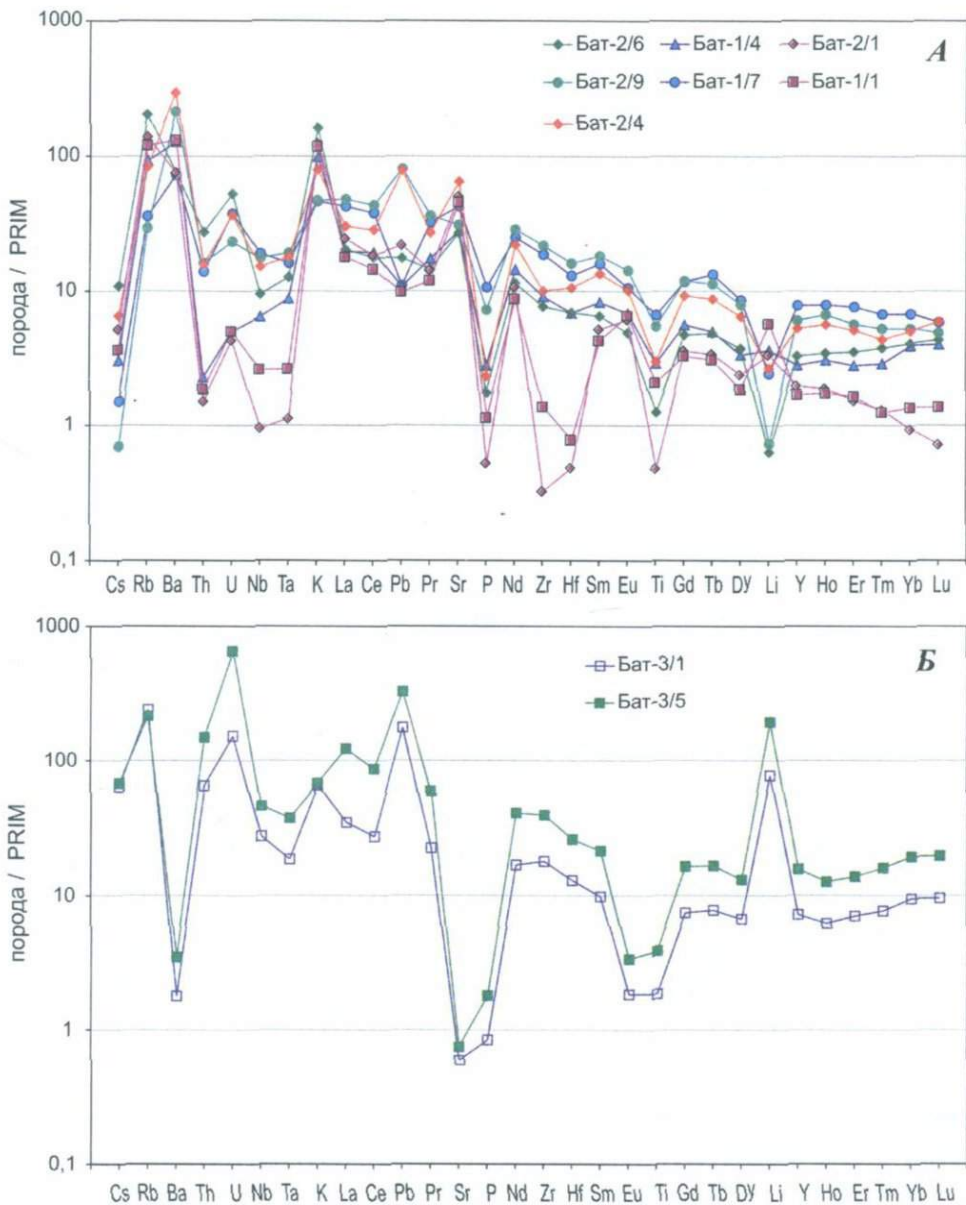


Рис. 3.10. Спайдерграммы нормализованных к примитивной мантии (Sun, MacDonough, 1989) содержаний редких элементов в породах Ботогольского (А) и Хушагольского (Б) массивов

Нефелиновые сиениты (Бат-1/1, Бат-2/1); полевошпатовые ийолиты (Бат-1/4, Бат-1/7); субщелочные сиениты (Бат-2/4, Бат-2/6, Бат-2/9); рибекитовые сиениты (Бат-3/1, Бат-3/5).

величиной Eu максимума. Вероятней всего, в роли минерала-хозяина иона Eu^{2+} в данном случае выступал апатит или кальцит.

Породы Хушагольского массива, характеризующиеся глубоким Eu минимумом, являются продуктами кристаллизации расплавов, претерпевшего интенсивное кристаллизационное фракционирование. Минералом, который переходил в кумулус, вероятней всего являлся плагиоклаз, а наблюдаемые на поверхности щелочные сиениты кристаллизовались из остаточного расплава. Помимо Eu минимума на значительную степень дифференциации исходных расплавов указывают также высокие концентрации в породах Li, Rb, Cs и F.

Возраст пород Ботогольского массива оценивался разными исследователями. Для биотита из двух образцов нефелиновых сиенитов одного и того же обнажения В.М. Клярским К-Аг методом получены значения 521 и 492 млн. лет. По данным этого исследователя качество датированного материала не вызывает сомнений. Параллельное определение возраста «альбитизированного» калиевого полевого шпата показало значение 323 млн. лет. (Клярский, Костюк, 1965). Датирование по биотиту из пегматоидного нефелинового сиенита показало возраст 428 ± 12 млн. лет, а по нефелину 378 ± 12 млн. лет (Шанин и др., 1967). Более молодой возраст нефелина связывался с его вторичным ослюдением. Рассмотрение данных датирования пород Ботогольского массива, показывающих такую неопределенность значений возраста пород, показало, что в данном случае необходимо использовать методы, в которых существует внутренний контроль достоверности получаемых значений возраста.

Для датирования пород обоих массивов был использован Rb-Sr изохронный метод по минеральным фракциям, а для щелочных сиенитов Хушагольского массива содержащих амфибол, еще и Ar-Ar метод. Для анализа были отобраны пробы, в которых, по возможности, отсутствовали петрографические признаки вторичных изменений пород. Отбор минералов проводился из фракций размером 0.1-0.25 и 0.25-0.5 мм с применением смеси бромформа и ацетона. В результате было получено по две плотностные фракции лейкократовых породообразующих минералов – полевого шпата и нефелина. Дальнейшая очистка минералов осуществлялась под биноклем. Минеральные фракции истирались в пудру, из которой отбирались необходимые навески.

Для полевошпатового ийолита Ботогольского массива вариации отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в породообразующих минералах не превышают 0.45. Изотопный состав Sr плотностных фракций нефелина при близких значениях отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ характеризуется некоторыми различиями (рис. 3.11), хотя в пределах ошибки определения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ эти значения совпадают. Изотопный состав Sr пироксена и сфена оказался практически одинаковым. В целом, полученные изотопные характеристики Rb-Sr системы минералов и собственно валовой пробы определяют изохрону с параметрами $T=491.6 \pm 15.5$ млн. лет, $\text{СКВО}=1.14$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{490}=0.70656 \pm 5$. Величина среднего квадрата взвешенных отклонений (СКВО) позволяет с уверенностью принять Rb-Sr изохронный возраст как время формирования полевошпатового ийолита

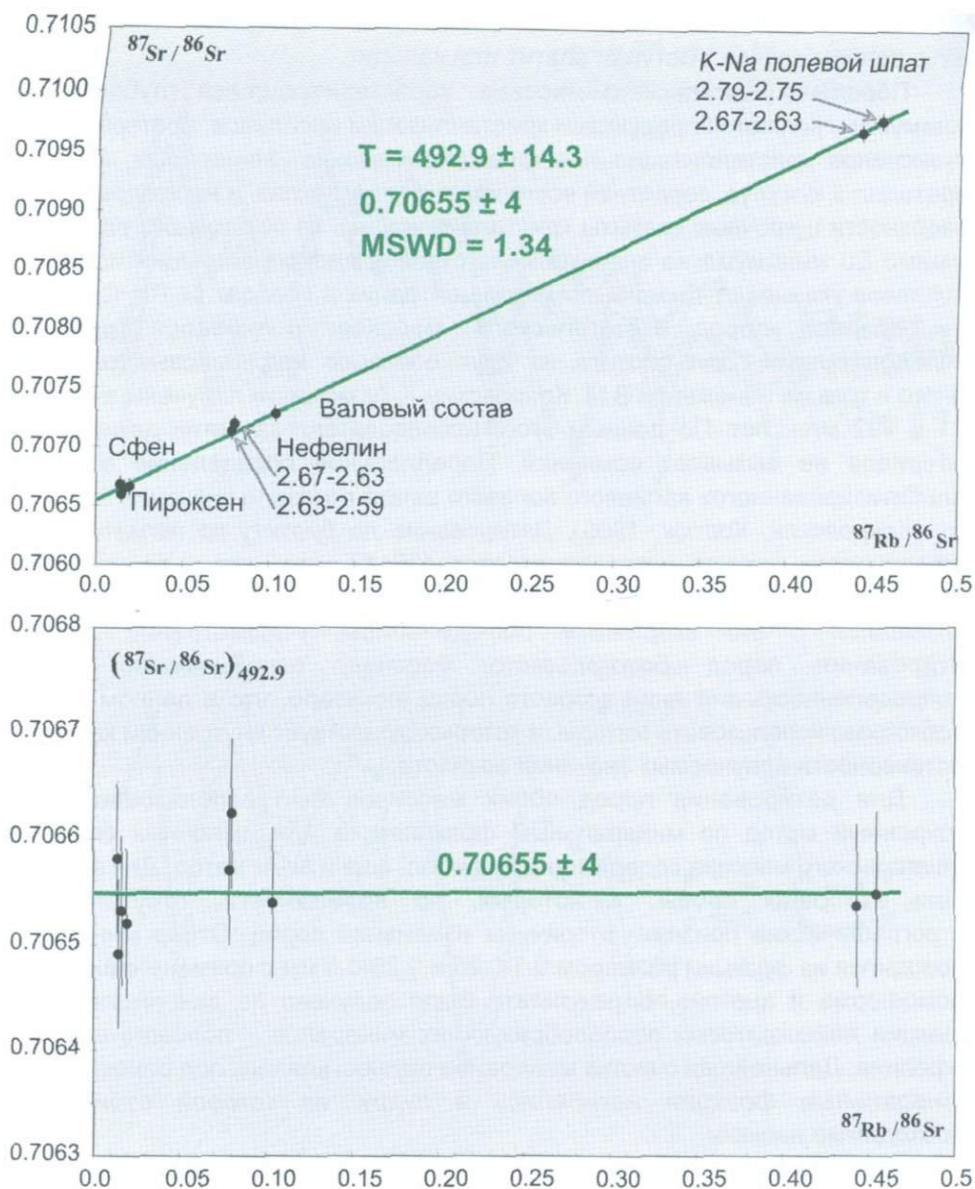


Рис. 3.11. Rb-Sr изохронная зависимость по минералам и валовому составу полевошпатовых ийолитов Ботогольского массива. Параметры изохроны рассчитаны по методу (York, 1966)

Параметры линий аппроксимации отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ породообразующих минералов и валовой пробы Бат-3/1 (рибекитовый сиенит) при различном их сочетании

		T	±	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	±	MSWD
1	ФЛ, АМФ, ВП, КПШ	497.5	243.8	0.70966	0.00708	5078.7
2	АМФ, ВП, КПШ	358.3	8.3	0.74053	0.00147	7.6
3	КПШ	357.2	147.3	0.73044	1.53856	4.1
4	ФЛ, КПШ	359.2	6.5	0.70911	0.00022	2.1
5	ВП, КПШ	355.9	6.7	0.74514	0.00661	2.1
6	АМФ, КПШ	356.3	6.4	0.74060	0.00103	2.0

Примечание: ВП – валовая проба; ФЛ – флюорит; АМФ – рибекит; КПШ – плотностные фракции К-На полевого шпата

Ботогольского массива. Примечательно, что полученный возраст близок к данным, полученным К-Аг методом по биотитам из нефелиновых сиенитов Ботогольского массива 521 и 492 млн. лет (Кляровский, Костюк, 1965).

Изотопные параметры Rb-Sr системы породообразующих минералов рибекитовых сиенитов Хушагольского массива резко отличаются от характеристик пород Ботогольского массива (таблица 3.5). Так, содержание Rb в минералах преобладает над содержанием Sr, а величины отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ варьирует от 0.023 до 940. Полученный изотопный состав минералов и валовой пробы показывает, что Rb-Sr система в породе не закрыта, что соответственно отражается на параметрах аппроксимирующей линии (таблица 3.5, строка 1). На графике, приведенном на рисунке, хорошо видно, что положение аппроксимирующей линии должно задаваться Rb-Sr параметрами плотностных фракций КПШ, хотя они сами по себе вносят свою неопределенность в расчетные параметры. Более неравновесными оказываются флюорит, рибекит и валовая проба, имеющие по сравнению с полевыми шпатами небольшие значения отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Это видно при расчете изохронных зависимостей для различных сочетаний породообразующих минералов (таблица 3.5, строки 2-6). Основную несогласованность в результаты расчетов вносит флюорит, имеющий относительно низкие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.706$. При исключении из расчетов флюорита корреляционная зависимость составов, показывает начальные отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t \sim 0.740$, и, тем не менее, далека от изохронной зависимости – СКВО~8 (таблица 3.5, строка 2).

Таким образом, полученные данные показывают, что Rb-Sr система на уровне минералов была нарушена, что, вероятней всего, связано с перераспределением альбитовой молекулы К-На полевого шпата. Действительно, в шлифах видны следы распада К-На полевого шпата,

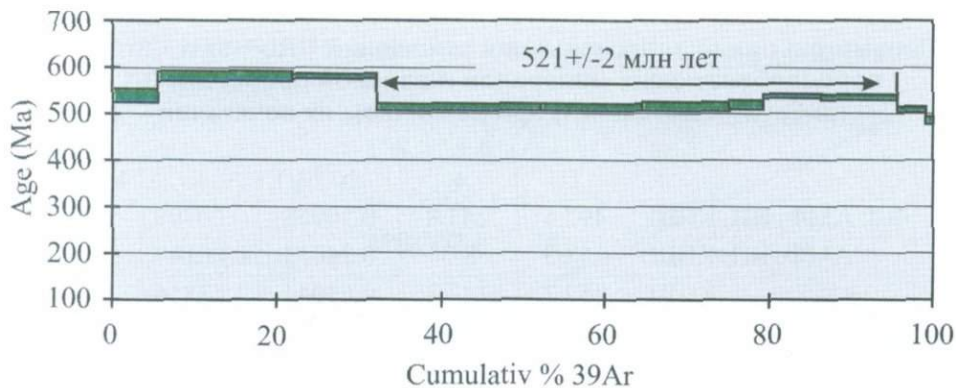


Рис. 3.12. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные спектры рибекита из сиенитов Хушагольского массива

оторочки и вроски альбита, замещающего микроклин, а также вновь образованные кристаллы альбита, рассеянные по массе породы. Время этого события 357 ± 8 млн. лет, по-видимому, соответствует эрохронной зависимости, построенной по плотностным фракциям K-Na полевого шпата и любому из низко рубидиевых минералов или валовой пробе (таблица 3.5, строки 4-6). Отсутствие в минералах изохронной зависимости оставляет открытым вопрос о первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в расплаве. Информацию о нем нам может предоставить флюорит, при условии его первично магматического происхождения. Наблюдаемые в шлифах взаимоотношения минералов не противоречат магматическому генезису этого минерала, и мы склонны предполагать, что отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7092$ для флюорита отражает первичное отношение изотопов Sr в целом для породы.

Для датирования рибекитовых сиенитов Хушагольского массива параллельно с Rb-Sr исследованиями был применен Ar-Ar метод по породообразующим минералам. Среди них был использован амфибол, поскольку этот минерал по сравнению с полевыми шпатами наиболее устойчив к вторичным изменениям и удерживает в своей структуре аргон вплоть до 600°C . Результаты исследования отражены на рис. 3.12.

Из приведенных данных можно видеть, что почти все ступени спектра (99% ^{39}Ar) имеют датировки более 500 млн. лет, причем 50% выделенного аргона имеют датировку около 521 ± 2 млн. лет. В целом ступеньки спектра несколько дискордантны. С одной стороны это может указывать на проявление вторичного процесса, который наложился около 521 млн. лет, а с другой стороны о том, что образец по вещественному составу несколько неоднороден. Однако, эти предположения не доказываются имеющимися аналитическими данными. В любом случае, значение возраста 521 ± 2 млн. лет можно принять за время закрытия изотопной системы в амфиболе, и, следовательно, как минимальное время формирования рибекитовых сиенитов

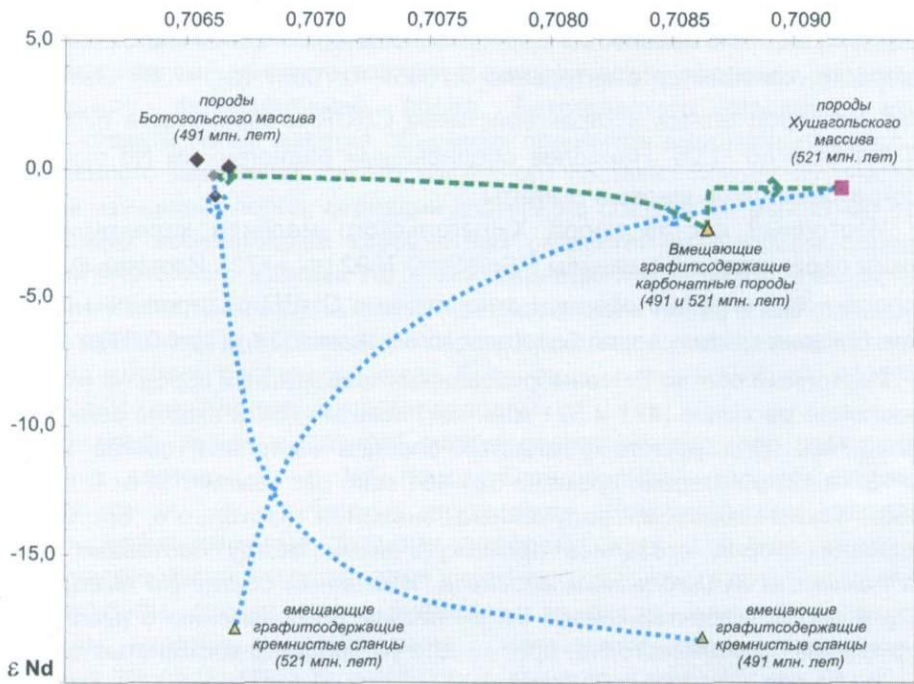
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 

Рис. 3.13. Изменение изотопного состав Nd и Sr магматических пород Ботогольского и Хушагольского массивов при ассимиляции ими вмещающих осадочно-метаморфических пород

Показаны теоретические линии смешения усредненных составов пород в обоих массивах с графитовыми мраморами (пунктирная линия) и углеродисто-кремнистыми сланцами (точечная линия). На линиях смешения фигурами с соответствующим пунктирным контуром показаны положения составов контаминированных пород, ассимилировавших 10 об.% вмещающих пород

Хушагольского массива. Достоверность полученной оценки возраста подтверждается и Sm-Nd изотопными исследованиями двух валовых проб рибекитовых сиенитов Хушагольского массива. Несмотря на небольшие вариации отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, линия регрессии соответствует времени $T=477\pm 39$ млн. лет, что сопоставимо с оценками, выполненными Ar-Ar методом.

Для оценки источников расплавов, приведших к образованию пород Ботогольского и Хушагольского массивов, нами были изучены изотопные составы Sr и Nd основных разновидностей пород этих комплексов. Кроме того, для оценки роли контаминации расплавов веществом вмещающих пород, были изучены две их главные разновидности – мраморизованные графитосодержащие карбонатные породы и прослои кремнистых сланцев в них. Результаты этих исследований отражены на [рис. 3.13](#)

Породы Ботогольского массива обогащены относительно состава UR радиогенным стронцием. Рассчитанные первичные отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{T=491}$ в породах, вследствие небольших величин отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ мало зависящие от возраста, колеблются в интервале 0.70654 - 0.70667 ($\epsilon_{\text{Sr}} \sim +38$). Изотопный состав Nd пород близок к характеристикам CHUR и варьирует в величинах $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ от 0.37 до -1.06. Наиболее обедненными радиогенным Nd оказались лейкократовые нефелиновые сиениты.

Изотопный состав пород Хушагольского массива характеризуется высоким первичным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7092$ ($\epsilon_{\text{Sr}} \sim +73$). Изотопный состав Nd пород незначительно обеднен относительно CHUR радиогенным Nd и, в целом, близок к составу пород Ботогольского массива – $\epsilon_{\text{Nd}}(T)=(-0.37)$ и (-0.47) .

Изотопный состав Sr мраморизованных карбонатных пород на моменты становления массивов (491 и 521 млн. лет) показал почти схожие величины – около 0.7086. Для углисто-кремнистых сланцев изотопный состав Sr (при $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=4.43$) в интервал времени 521-491 млн. лет изменялся от 0.7067 до 0.7086. Таким образом, полученные значения изотопного состава Sr вмещающих пород оказались промежуточными между составами пород Ботогольского и Хушагольского массивов. Изотопный состав Nd вмещающих пород, в целом, характеризуется более низким по сравнению с расплавами содержанием радиогенного Nd, причем для углеродисто-кремнистых сланцев такие различия наиболее контрастны. На момент становления массивов щелочных пород около 500 млн. лет назад параметр ϵ_{Nd} для мраморов был равен 2.2, а для углисто-кремнистых сланцев $\epsilon_{\text{Nd}}(T)=(-18.1)$.

Вариации изотопного состава пород Ботогольского и Хушагольского массивов могут быть связаны с эволюцией их магматических источников или с контаминацией магматических расплавов. Существуют явные признаки ассимиляции расплавами вмещающих пород. Щелочные породы обоих массивов содержат в своем минеральном составе графит. Вмещающие породы также характеризуются высоким содержанием графита, поэтому сложно удержаться от предположения об участии этих пород в образовании графитовой минерализации щелочных магматических комплексов. Все исследователи графитовой минерализации Ботогольского массива, за редким исключением, единодушны во взгляде, что источником углерода графита служили ассимилированные углеродсодержащие вмещающие породы. Об этом же свидетельствует и изотопный состав углерода графита из магматических и вмещающих пород, полученный Р.В.Лобзовой (Лобзова, 1975). Большинство составов графита из рудных тел Ботогольского массива соответствуют составам графита из вмещающих карбонатных пород (от 15 до 21‰ $\delta^{13}\text{C}$), и лишь единичные анализы тяготеют к полям составов графита из углисто-кремнистых сланцев и кварцитов (до -34‰ $\delta^{13}\text{C}$) и составам карбонатов известняков (от -1.4 до -7.2‰ $\delta^{13}\text{C}$).

В свете выяснения вопроса об изотопных параметрах источника расплавов пород щелочных комплексов Ботогольского и Хушагольского

массивов, актуальной становится проблема влияния ассимилированных вмещающих пород на их изотопный состав. Были измерены изотопные составы Sr и Nd вмещающих мраморов и кристаллических сланцев (рис. 3.13). Расчет модели смешения показал, что магматические расплавы, из которых происходило формирование пород Ботогольского массива, могли ассимилировать более десятка объемных процентов вмещающих пород без существенного изменения своего изотопного состава. Исходя из реальных составов изученных пород, вариации изотопного состава Sr, вероятней всего обусловлены ассимиляцией карбонатных разностей вмещающих пород, а вариации изотопного состава Nd – контаминацией расплавов кремнистыми сланцами. Расчетные модели смешения вмещающих пород с расплавами, из которых происходило образование пород Хушагольского массива, показали, что контаминация расплавов могла быть лишь незначительной <<10%, и только карбонатными вмещающими породами.

Из всего выше сказанного можно сделать вывод, что измеренные изотопные составы Sr и Nd пород Ботогольского массива близки к характеристикам их глубинных источников. Контаминация расплавов графитсодержащими вмещающими породами хотя и имела место, но магматические расплавы вследствие относительно высоких концентраций Sr и Nd выступали своего рода буфером, придавая контаминированным расплавам, которые мы наблюдаем в реальности, свои характеристики. Изотопные же параметры Sr и Nd пород Хушагольского массива могут и не отвечать параметрам их источников.

3.3.2. Редкометалльное месторождение Арыскан

Это месторождение, расположенное в центральной части Восточного Саяна, является уникальным по своему геологическому строению. Оно сложено трахитоидными («гнейсовидными») редкометалльными щелочными (эгирин-арфведсонитовыми) гранитоидами, представленными субширотно ориентированным дайкообразным телом, расширяющимся с глубиной. Наиболее богатые редкометалльные разности пород, как это обычно бывает, тяготеют к апикальной части массива, которая представлена породами, обогащенными альбитом. Исследователи 50-60-х годов XX столетия относили их к послемагматическим метасоматическим альбититам. Наши работы показали, что эти альбитсодержащие редкометалльные гранитоиды мало отличаются от других проявлений магматических редкометалльных щелочных гранитоидов (Коваленко, 1977).

Уникальность этому месторождению придает наличие мощной (до первых метров) циртолитовой жилы или зоны, приуроченной к контакту редкометалльных щелочных гранитов и вмещающих их раннепалеозойских диоритов. Она сложена почти мономинеральным, среднезернистым агрегатом часто метамиктного циркона коричневого цвета с большим разнообразием других редкометалльных минералов и резко обогащенными приоритом

шлирами вдоль контакта жилы. Насколько известно авторам, таких практически мономинеральных цирконовых пород (или руд) не упоминалось в литературе. Для щелочных гранитов к северу от месторождения Арыскан определен Rb-Sr изохронный возраст 454.6 ± 1.4 млн. лет. На эту же изохрону попадают две точки редкометалльных гранитоидов Арыскана, но большая часть точек изотопных составов гранитоидов этого месторождения заметно отклоняется от изохроны. Ю.Костицын с соавторами (Костицын и др., 1998; Kostisyn et al., 1998) интерпретируют эти данные в виде двухстадийной модели: время исходного формирования редкометалльных щелочных гранитоидов месторождения Арыскан составляет около 455 млн. лет, но около 340 млн. лет назад произошло вторичное нарушение Rb-Sr изотопной системы, приведшее к отклонению изотопных составов редкометалльных гранитов от изохроны.

Напомним, что изохронная датировка 455 млн. лет близка к ранней уран-свинцовой датировке по эвксениту из этого месторождения (430 ± 60 млн. лет), полученной Зыковым (Kogarko et al., 1995). В настоящее время породы и руды этого месторождения интенсивно исследуются, в связи с чем представленные выше данные носят предварительный характер.

3.3.3. Халдзан-Бурегтейское месторождение щелочных редкометалльных гранитоидов: строение, геохронология, состав, источники и геодинамическое положение в каледонидах Западной Монголии

Халдзан-Бурегтейский многофазный массив щелочных гранитоидов расположен на восточном берегу р. Кобдо в хребте Монгольский Алтай, в 40 км к северо-западу от ее устья и в 45 км к северо-востоку от аймачного центра Кобдо (рис. 3.14, 3.15). Массив входит в группу других массивов щелочных гранитоидов (рис. 3.15): Цохни-Ула, Цзогту-Ула, Гурван-Унет и Улан-Унет, в целом ориентированных в северо-западном (алтайском) направлении. В этом же направлении вытянут и сам Халдзан-Бурегтейский массив. Он имеет форму овала с размерами 30 км в длину и до 8 км в ширину. Вся эта цепочка массивов контролируется Алтан-Хухейским региональным разломом, разделяющим ранне- и позднекаледонские структурные зоны западной Монголии. В дальнейшем всю эту группу массивов щелочных пород мы будем называть Халдзан-Бурегтейской группой или одноименным комплексом.

Геологическое строение района здесь определяют породы островодужной базальт-андезит-дацитовый (с осадками) толщи, внедренные в них нормальные (нещелочные) гранитоиды, а также дайковый пояс базитов-андезитов-дацитов, секущий как островодужную ассоциацию, так и нещелочные граниты. Щелочные массивы прорывают все эти образования и сложены магматическими породами следующих групп (от ранних к поздним, рис. 3.15): (1) нордмаркиты и сингенетичные с ними долериты; (2) щелочные

1 - рыхлые отложения; 2 - щелочные базальты и сиениты (условно) 6-ой фазы, дайка щелочных сиенитов (условно) 6-ой фазы; 3 - редкометалльные щелочные граниты 5-ой и 7-ой фаз; 4 - пантеллериты 4-ой фазы; 5 - породы 3-ей фазы: экериты, пегматиты щелочных гранитов, щелочные граниты; 6 - щелочные граниты 2-ой фазы; 7 - нордмаркиты 1-ой фазы; 8 - щелочные трахидациты, пантеллериты,

комендиты, щелочные гранит-порфиры провесов кровли (вулканических жерловин); 9 - долериты и габбро; 10 - дайки базальтов, диоритов, монзонитов и гранитов; 11 - нормальные биотит-амфиболовые граниты; 12 - раннепалеозойские офиолиты; 13 - разломы; 14 - редкометалльное месторождение Халдзан-Бурегтей (I), редкометалльное проявление Цахирин (II)

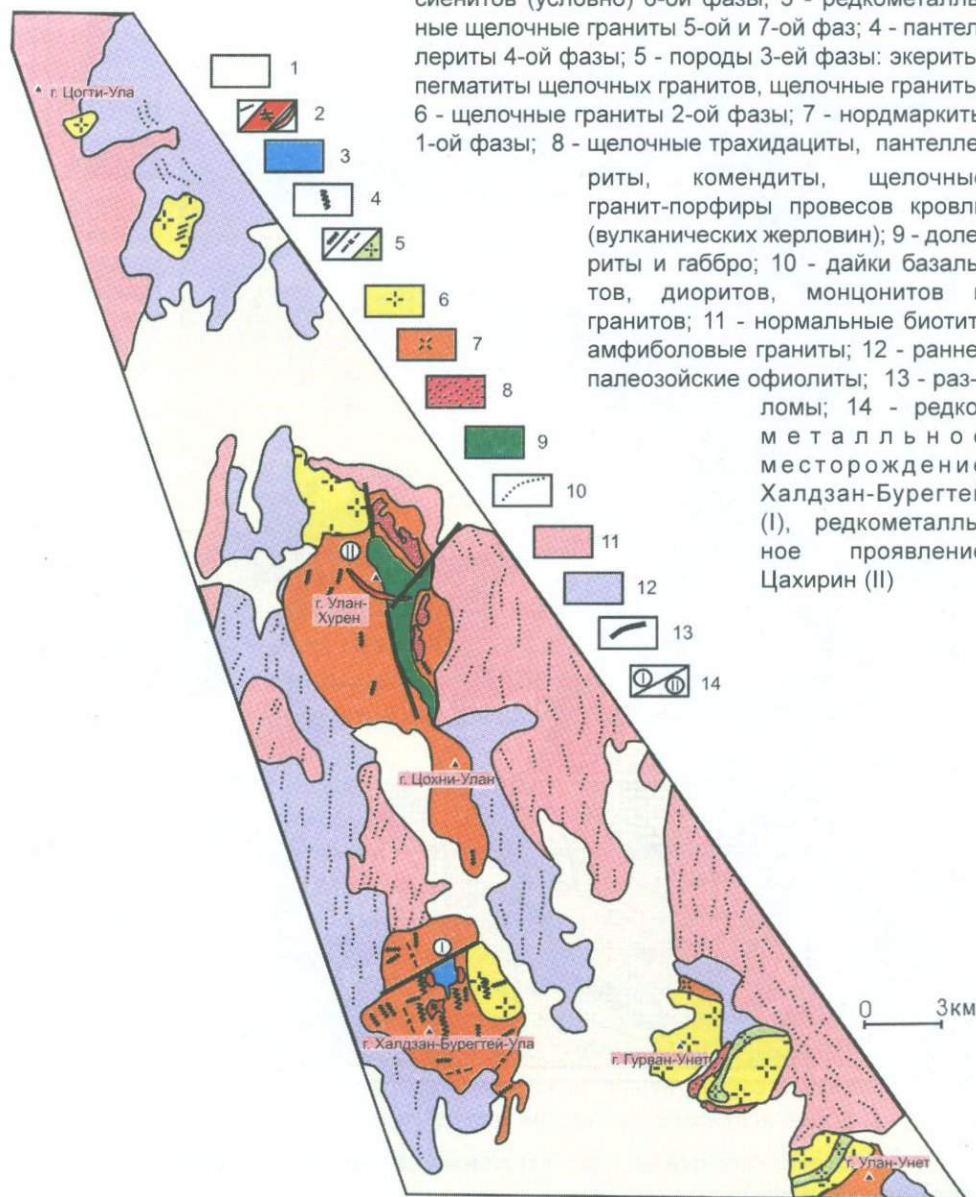


Рис. 3.15. Геологическая карта Халдзан-Бурегтейской группы массивов щелочных пород и их обрамления

граниты и сингенетичные с ними долериты; (3) дайковые экериты, мелкозернистые щелочные граниты и щелочно-гранитные пегматоиды; (4) дайковые пантеллериты; (5) редкометалльные щелочные гранитоиды; (6) щелочные базиты и кварцевые сиениты; (7) миароловые щелочные редкометалльные граниты. Последовательность образования перечисленных магматических пород установлена по их геологическим взаимоотношениям, и в дальнейшем изложении каждая из этих групп пород будет называться соответствующими (от первой до седьмой) фазами внедрения. Этим фазам мы не придаем смысл комагматичности, как это делается при выделении классических интрузивных фаз и фаций. Редкометалльное оруденение концентрируется в двух участках (рис. 3.15): главное – в собственно Халдзан-Бурегтейском массиве, открытое В.И.Коваленко, Г.М.Царевой, А.В.Гореглядом в 1983 году, и второстепенное – в телах щелочно-гранитоидных пегматоидов и кварц-циркон-ортит-эпидотовых метасоматитов, развитых по таким пегматоидам, и концентрирующихся в провесах кровли, расположенных к северу от этого массива, в пределах других тел щелочных гранитоидов (проявление Цахирин). Как уже было показано в наших публикациях, собственно Халдзан-Бурегтейский массив имеет концентрически-зональное строение, фиксируемое расположением даек различных интрузивных фаз. Все массивы рассматриваемой группы, в свою очередь, имеют дайкообразные формы, и их расположение контролируется упоминавшимся выше мощным дайковым поясом, приуроченным к региональному Цаган-Шибетинскому разлому.

Среди пород массива наибольший практический интерес представляют редкометалльные щелочные граниты 5-ой и 7-ой фаз. Первые из них содержат в среднем 36% щелочного полевого шпата (ЩПШ), 26.5% кварца, 0.5% арфведсонита, 9% эгирина, до 25% разнообразных редкометалльных минералов и флюорита. Редкометалльные щелочные граниты 7-ой фазы имеют такой же минеральный состав, но отличаются более тонкозернистой структурой и наличием пегматоидных миарол.

В минеральном составе пород массива П.Карташовым диагностировано более ста двадцати минеральных видов (таблица 3.6): самородные элементы, сульфиды, арсениды, фториды, оксиды, карбонаты, сульфаты, фосфаты, арсенаты и разнообразные силикаты. Подавляющее их количество сосредоточено в телах богатых редкими элементами щелочно-гранитных пегматитов и в редкометалльных щелочных гранитах. Наибольший практический интерес на месторождении представляют минералы циркония, ниобия, иттрия, редкоземельных элементов, урана, тория, лития, в меньшей степени бериллия. Минералы циркония представлены разнообразными цирконосиликатами и цирконом, развитым чаще всего в псевдоморфозах по цирконосиликатам. Среди цирконосиликатов выявлены гиттинсит (вторая находка в мире, состав см. в (Kovalenko et al., 1995), кальциокатаплеит, бацитрит, эльпидит, кальциевый эльпидит, эвдиалит. Среди минералов ниобия обнаружены фергусонит, эшинит, ферсмит, ферроколумбит, но главными являются разнообразные по составу пирохлоры (таблица 3.6; Kovalenko et al., 1995), среди минералов редкоземельных элементов и иттрия, кроме

Минералы, установленные в породах массива Халдзан-Буретгей
(Монгольский Алтай)

	Минералы	Химический состав	Учас- ток	Породы интрузивных фаз				Пер- маг- ны	Мета- со- маг- ны
				I	II	V	VII		
Самородные									
1	медь	Cu	Ц, X*						
2	золото	Au	Ц						+
3	олово	Sn	X*						
4	цинк	Zn	X*			+			
5	мышьяк	As	X*						+
6	сера	S	X*						+
Сульфиды									
7	пирит	FeS ₂	Ц						+
8	пирротин	FeS	Ц						+
9	халькопирит	CuFeS ₂	Ц, X						+
10	теннантит	Cu ₁₀ Zr ₂ As ₄ S ₁₃	Ц						+
11	галенит	PbS	Ц, X				+	+	+
12	сфалерит	ZnS	X*				+	+	
13	молибденит	MoS ₂	Ц, X*			+	+		
Арсениды									
14	лёллингит	FeAs ₂	X			+	+	+	
15	арсенопирит	FeAsS	Ц						+
Фториды									
16	флюорит	CaF ₂	Ц, X	+	+	+	+	+	+
Оксиды									
17	кварц	SiO ₂	Ц, X	+	+	+	+	+	+
18	гематит	Fe ₂ O ₃	Ц, X						
19	рутил	TiO ₂	Ц, X						
20	анатаз	TiO ₂	Ц						
21	церинит-(Ce)	CeO ₂	X*						+
22	магнетит	FeFe ₂ O ₄	Ц, X	+		+		+	+
23	ильменит	FeTiO ₃	Ц, X	+				+	+
24	ферроармолколит	FeTi ₂ O ₃	X*						+
25	ильменорутит	FeNbTi ₂ O ₈	X			+			+
26	сеннит-UZn	Pb[₂ Zn ₂ (Ti,Fe) ₁₈ O ₃₈	X*				+		
27	ландаунит-FeZn	NaFeZn ₂ (Ti,Fe) ₁₈ O ₃₈	X*			+			

	Минералы	Химический состав	Учас- ток	Породы интрузивных фаз			Пет- мати- ты	Мета- со- мати- ты
28	романит-FeZn	$[\text{FeZn}_2(\text{Ti,Fe})_{18}\text{O}_{38}]$	X*			+		
29	фергусонит-(Y)	$(\text{Y,Nd})\text{NbO}_4$	Ц*				+	+
30	бета-фергусонит-(Y)	YNbO_4	Ц*				+	
31	браннерит	UTi_2O_6	Ц*					+
32	эшинит-(Ce)	CeNbTiO_6	X*			+		
33	эшинит-(Y)	YNbTiO_6	X*			+		
34	ферсмит	CaNb_2O_6	Ц*					+
35	ферроколумбит	FeNb_2O_6	Ц, X*			+	+	+
36	пирохлор	$\text{NaCaNb}_2\text{O}_6\text{F}$	X			+	+	+
37	натропирохлор	$(\text{Na,Ca})_2\text{Nb}_2\text{O}_6\text{F}$	X*				+	+
38	цериопирохлор-(Ce)	$(\text{Ca,Ce})_{2-x}\text{Nb}_2(\text{O,OH})_7$	X*			+	+	+
39	иттропирохлор-(Y)	$(\text{Ca,Y})_{2-x}\text{Nb}_2(\text{O,OH})_7$	X*			+		
40	плюмбопирохлор	$\text{Pb}_{2-x}\text{Nb}_2(\text{O,OH})_7$	X*				+	+
41	стронциопирохлор	$(\text{Ca,Sr})_{2-x}\text{Nb}_2(\text{O,OH})_7$	X*					+
42	уранпирохлор	$(\text{Ca,U,Ce})_{2-x}\text{Nb}_2(\text{O,OH})_7$	Ц*					+
Карбонаты								
43	кальцит	$\text{Ca}[\text{CO}_3]$	Ц, X					+
44	брейнерит	$(\text{Mg,Fe})[\text{CO}_3]$	Ц					+
45	церуссит	$\text{Pb}[\text{CO}_3]$	X*				+	
46	малахит	$\text{Cu}_2[\text{CO}_3](\text{OH})_2$	Ц					+
47	бастнезит-(Ce)	$\text{Ce}[\text{CO}_3]\text{F}$	X			+	+	+
48	синхизит-(Ce)	$\text{CaCe}[\text{CO}_3]_2\text{F}$	X			+	+	
49	иттросинхизит-(Y)	$\text{CaY}[\text{CO}_3]_2\text{F}$	X*				+	+
50	гидроксилсинхизит-(Ce)	$\text{CaCe}[\text{CO}_3]_2(\text{OH})$	Ц*					+
51	стронциопаризит-(Ce)	$\text{CaCe}[\text{CO}_3]_2\text{F}$	X*					+
Сульфаты								
52	барит	$\text{Ba}[\text{SO}_4]$	Ц, X*			+		+
53	англезит	$\text{Pb}[\text{SO}_4]$	X*				+	
Фосфаты								
54	фторпатит	$\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{F}$	Ц, X	+	+			
55	гидроксилпатит	$\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{OH})$	Ц*					+
56	монацит-(Ce)	$\text{Ce}[\text{PO}_4]$	Ц, X*			+	+	+
57	ксенотим-(Y)	$\text{Y}[\text{PO}_4]$	Ц, X*					+

	Минералы	Химический состав	Учас- ток	Породы интрузивных фаз				Пет- мати- ты	Мета- со- мати- зм
Арсенаты									
58	черновит-(Y)	$Y[AsO_4]$	X*					+	
59	агардит-(Y)	$YCu_6[AsO_4]_3(OH)_6 \cdot 3H_2O$	X*					+	
60	корнваллит	$Cu_3[AsO_4]_2(OH)_4 \cdot H_2O$	X*					+	
61	карминит	$PbFe_2[AsO_4]_2(OH)_2$	X			+	+		
СИЛИКАТЫ									
Островные									
62	фаялит	$Fe_2[SiO_4]$	Ц*					+	
63	циркон	$Zr[SiO_4]$	Ц, X	+	+	+	+	+	+
64	торит	$Th[SiO_4]$	Ц, X*					+	+
65	виллемит	$Zn_2[SiO_4]$	X					+	
66	титанил	$CaTi[SiO_3]O$	Ц, X	+				+	+
67	гитгинсит	$CaZr[Si_2O_7]$	X			+	+	+	
68	кальциокатапдеит	$CaZr[Si_3O_9] \cdot 2H_2O$	X*				+		
69	бацирит	$BaZr[Si_3O_9]$	X*					+	
70	эпидот	$Ca_2FeAl_2[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$	Ц					+	+
71	алланит-(Ce)	$CaCeFeAl_2[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$	Ц					+	+
72	алланит-(Nd)	$CaNdFeAl_2[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$	Ц					+	
73	ферриалланит-(Ce)	$CaCeFe^2Fe^3Al[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$	Ц*					+	+
74	цахиринит-(Ce)	$CaCeFe^2Fe^3[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$	Ц*					+	
75	чевкинит-(Ce)	$Ce_4Fe_2Ti_3[Si_2O_7]_2O_8$	Ц*					+	+
76	церит-(Ce)	$Ce_3(Al,Fe)[SiO_4]_6[SiO_3OH](OH)_3$	Ц*						+
77	тернебомит-(Ce)	$Ce_2Al[SiO_4]_2(OH)$	Ц					+	
78	брилолит-(Ce)	$Ca_2Ce_3[SiO_4]_4(OH,F)$	X						+
79	гадолинит-(Y)	$Y_2FeBe_2[SiO_4]_2O_2$	Ц*					+	
80	кальциогадолинит-(Y)	$CaYFeBe_2[SiO_4]_2O_2$	Ц*					+	
81	хинганит-(Y)	$Y_2[Be_2[SiO_4]_2(OH)_2]$	Ц*					+	+
82	хинганит-(Ce)	$Ce_2[Be_2[SiO_4]_2(OH)_2]$	Ц*					+	+
83	хинганит-(Nd)	$Nd_2[Be_2[SiO_4]_2(OH)_2]$	Ц*					+	+
84	ильваит	$CaFe_2Fe[Si_2O_7](O,OH)$	Ц*					+	
85	кайнозит-(Y)	$Ca_2Y_2[Si_4O_{12}][CO_3] \cdot H_2O$	Ц*					+	
86	геренит-(Y)	$Na_2Y_3[Si_8O_{18}] \cdot 2H_2O$	X*			+			
87	эвдиалит		Ц					+	

	Минералы	Химический состав	Учас - ток	Породы интрузивных фаз					Петро- мафи- ты	Мета- сома- маты
Цепочечные										
88	эгирин	$\text{NaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$	Ц, X		+	+	+	+	+	
89	геденбергит	$\text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$	Ц					+		
90	диопсид	$\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$	Ц					+		
91	энигматит	$\text{Na}_2\text{Fe}_5\text{Ti}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]\text{O}_2$	Ц, X	+				+		
92	бавенит	$\text{Ca}_4\text{Be}_2\text{Al}_2\text{Si}_9\text{O}_{26}(\text{OH})_2$	Ц*					+		
93	миларит	$\text{KCa}_2\text{AlBe}_2[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$	Ц					+		
Ленточные										
94	арфведсонит	$\text{Na}_3\text{Fe}_2\text{Fe}_3[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	Ц, X	+	+	+	+	+		
95	рибекит	$\text{Na}_2\text{Fe}_{23}\text{Fe}_{32}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	Ц*					+		
96	катафорит	$\text{Na}_2\text{CaFe}^2_4\text{Fe}^3[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$	Ц, X	+						
97	актинолит	$\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	Ц*						+	
98	эльпидит	$\text{Na}_2\text{Zr}[\text{Si}_6\text{O}_{15}]*3\text{H}_2\text{O}$	X			+	+	+		
99	Са-эльпидит	$\text{CaZr}[\text{Si}_6\text{O}_{15}]*3\text{H}_2\text{O}$	X					+		
100	нарсарсукиг	$\text{Na}_4\text{Ti}_2[\text{Si}_8\text{O}_{20}](\text{O,OH})_2$	X*				+	+		
Листовые										
101	полилитнионит	$\text{KLi}_2\text{Al}[\text{Si}_2\text{O}_3]_2(\text{F,OH})_2$	X			+	+	+	+	
102	биотит	$\text{K}(\text{Mg,Fe})_3[\text{Si}_2\text{O}_5]_2(\text{OH})_2$	Ц, X						+	
103	серицит	$\text{KAl}_3[\text{Si}_2\text{O}_5]_2(\text{OH})_2$	Ц						+	
104	нонтрионит	$\text{Na}_x\text{Fe}_2[(\text{Si,Al})_2\text{O}_5]_2(\text{OH})_2*n\text{H}_2\text{O}$	X*			+				
105	клинохлор	$(\text{Mg,Fe})_5\text{Al}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_8$	Ц						+	
106	стильпноделан	$\text{K}(\text{Fe,Mg})_8(\text{Si,Al})_{12}(\text{O,OH})_{27}*2\text{H}_2\text{O}$	Ц*					+	+	
Каркасные										
107	ортоклаз	$\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	Ц, X	+	+		+	+		
108	микроклин	$\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	Ц, X	+	+	+	+	+	+	
109	альбит	$\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	Ц, X		+	+	+	+	+	
110	скаполит	$(\text{Ca,Na})_4[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}][\text{CO}_3]$	Ц						+	
111	гентгельвин	$\text{Zn}_4[\text{Be}_3\text{Si}_3\text{O}_{17}\text{S}]$	Ц, X*				+	+		
112	пренит	$\text{Ca}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$	Ц*						+	

Примечание: Ц - минерал встречен в районе участка Цахирин; X - минерал в пределах собственно массива Халдзан-Бурегтей.

*Минералы, впервые обнаруженные П.М.Карташовым.

упомянутых минералов ниобия, фторкарбонаты бастнезит, синхизит (цериевый и иттриевый), стронциопаризит, монацит, ксенотим, арсенаты иттрия, бритоцит, гадолинит, хинганит и более редкие минералы (таблица 3.6). Литиевый минерал – полилитионит, урановые – браннерит, пироксид, ториевый – торит, бериллиевые минералы – упоминавшиеся гадолинит, хингаит, а также бавенит и миларит. Отметим также, что здесь выявлены не часто встречающиеся минералы цинка: виллемит, гентгельвин, сенаит, ландауит, романит.

Для решения вопросов, связанных с характеристикой источников магматизма и определения его геодинамического положения, нами были выполнены детальные геохронологические исследования как пород массива, так и вмещающих его образований. Был получен большой объем новейших геохронологических данных, характеризующих радиологический возраст магматических пород массивов (уран-свинцовые по цирконам, аргон-аргоновые по амфиболам и рубидий-стронциевые по породам и минералам), а также вмещающих их пород (Коваленко и др., 2004). Для собственно щелочных гранитоидов Халдзан-Бурегтейского массива имеется значительное количество датировок разными методами. Наиболее надежными являются датировки уран-свинцовым методом по цирконам. По циркону из щелочных гранитов 2-ой фазы внедрения установлен возраст 392.2 ± 2.3 млн. лет, из сиенитов 6-ой фазы – 390.8 ± 1.2 млн. лет, а из кварц-эпидот-циркон-ортитовой рудной зоны проявления Цахирина – 395.0 ± 1.3 млн. лет. Похоже, что все гранитоиды собственно Халдзан-Бурегтейского массива, в том числе сиениты, которые прорывают породы первых четырех фаз, включая пантеллеритовые дайки, имеют близкий уран-свинцовый цирконовый возраст, составляющий 390-392 млн. лет. Возможно, несколько более древними, судя по цирконовой датировке руд участка Цахирин, являются породы и руды этого участка.

Оценки возраста щелочных пород массива, полученные рубидий-стронциевым методом, в целом, несколько более низкие по сравнению с уран-свинцовыми цирконовыми датировками и, кроме того, варьируют в более широких рамках. Общая эрохрона рубидий-стронциевых изотопных данных для всех пород массива, дает оценку возраста 369.9 ± 17.1 млн. лет при очень высоком СКВО = 163. Эрохроны для пород ранних трех фаз и для пород остальных поздних фаз (кроме щелочных базитов 6-ой фазы) дают возрасты 376.9 ± 11.2 млн. лет (СКВО = 17.3) и 366.4 ± 36.5 млн. лет (СКВО = 244) соответственно. Изохрона по двум точкам для щелочного гранита 2-ой фазы и флюорита дает возраст 385 ± 4 млн. лет. Интервал возрастов при постоянном первичном отношении I_0^{Sr} , принятом равным этому отношению во флюорите, для всех проб гранитов этой фазы составляет 366-388 млн. лет. Аналогичный интервал возрастов при постоянном I_0^{Sr} (апатит, таблица 3.7) для экеритов 3-ей фазы составляет 371-379 млн. лет. Эрохрона для флюорита и пород 7-ой фазы составляет 373 ± 25 млн. лет при вариациях возрастов, рассчитанных на I_0^{Sr} флюорита этой фазы, 373-406 млн. лет. Рубидий-стронциевый возраст полилитионита из редкометалльных щелочных гранитов 5-ой фазы составляет

Данные Rb-Sr изотопных исследований пород и минералов массива Халдзан-Буретей

Номер образца	Порода (минерал)	Фаза становления массива	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 σ	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{392}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{370}$
ХБУ-4541/3	долерит	1	5.55	627.8	0.026	0.70301	2	0.70286	0.70287
ХБУ-4296	щелочной гранит	2	160	5.17	94.15	1.22418	25	0.69864	0.72821
ХБУ-4296	флюорит	2	0.78	780	0.00287	0.70466	18	0.70464	0.70464
ХБУ-4327	щелочной гранит	2	36.33	86.47	6.9096	0.74075	13	0.70218	0.70435
ХБУ-4328	апатит	3	1.78	386.5	0.0133	0.70444	11	0.70437	0.70437
ХБУ-4646/8	экерит	3	139.05	10.091	39.869	0.91499	8	0.69244	0.70497
ХБУ-4648/3	экерит	3	146.57	4.436	95.604	1.21978	12	0.68613	0.71615
ХБУ-4331	пантеллерит	4	138.67	56.95	7.0455	0.74080	6	0.70147	0.70369
ХБУ-4534/3	пантеллерит	4	161.58	9.637	48.513	0.96199	12	0.69119	0.70643
ХБУ-4629/2	пантеллерит	4	295.82	254.6	3.3614	0.71966	8	0.70090	0.70195
ХБУ-4630/1	редкометалльный гранит	5	322.9	69.83	13.463	0.77205	1	0.69690	0.70113
ХБУ-4340	сиенит	6	27.73	107.68	11.296	0.76225	13	0.69920	0.70274
ХБУ-4535/2	редкометалльный гранит	7	596.2	1549	1.1136	0.71077	6	0.70455	0.70490
ХБУ-4535/3	редкометалльный гранит	7	608	467	3.767	0.72003	15	0.69901	0.70019
ХБУ-4535/4	флюорит	7	1.26	8650	0.00042	0.70433	7	0.70433	0.70433
ХБУ-4630/9	редкометалльный гранит	7	610.4	73.32	24.086	0.83226	6	0.69781	0.70538
ХБУ-4766/7	редкометалльный гранит	7	434	127	9.922	0.75847	14	0.70309	0.70621

Данные Rb-Sr, Sm-Nd и O изотопных исследований пород и минералов массива Халдзан-Буретгей

№ образца	Rb, г/г	Sr, г/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{392}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{370}$	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$\epsilon_{\text{Nd}392}$	$d^{18}\text{O}$
1-ХБУ-4333	101.6	18	16.8384	0.79505	13	0.70106	0.70635	18.24	85.1	0.1295	0.512824	4	7.0	7
2-ХБУ-4644/3	94.4	54.2	5.04997	0.727768	10	0.69958	0.70117							7.8
3-ХБУ-4338								4.77	20.1	0.1437	0.512914	8	8.0	
4-ХБУ-4541/3	5.55	628	0.026	0.70301	2	0.70286	0.70287	4.41	18.4	0.1433	0.512882	9	7.4	5.9
5-ХБУ-4296	0.78	780	0.00287	0.70466	18	0.70464	0.70464							
6-ХБУ-4296	160	5.17	94.15	1.22418	25	0.69864	0.72821							8.6
7-ХБУ-4327	36.3	86	6.910	0.74075	13	0.70218	0.70435	14.3	73.4	0.1176	0.512702	6	5.2	6.6
8-ХБУ-4653/1								11.8	55.5	0.1285	0.512872	6	8.0	5.3
9-Ц-4933/2								4.82	26.8	0.1087	0.512696	9	5.5	
10-Ц-4933/1								12.6	56.7	0.1338	0.512856	4	7.4	5.9
11-ХБУ-4328	1.78	387	0.0133	0.70444	11	0.70437	0.70437							6.4
12-ХБУ-4646/3								32.7	127	0.1561	0.512876	10	6.7	7
13-ХБУ-4646/8	139	10.09	39.87	0.91499	8	0.69244	0.70497	91.3	82.7	0.1284	0.512842	26	7.4	
14-ХБУ-4648/3	147	4.44	95.60	1.21978	12	0.68813	0.71615	25.8	128	0.1214	0.512790	23	6.7	
15-ХБУ-4534/1								13.0	58.9	0.1334	0.512865	4	7.6	6.9
16-ХБУ-4534/2								5.77	24.6	0.1409	0.512842	8	6.8	7.2
17-ХБУ-4646/2								41.5	200	0.1255	0.512799	4	6.7	6.4
18-ХБУ-4331	139	57	7.046	0.74080	6	0.70147	0.70369	33	170	0.1176	0.512697	24	5.1	6.7
19-ХБУ-4534/3	162	9.64	48.51	0.96199	12	0.69119	0.70643	72.2	404	0.1081	0.512664	24	5.0	
20-ХБУ-4629/2	296	255	3.361	0.71966	8	0.70090	0.70195	12.5	60.6	0.1250	0.512721	21	5.2	

№ образца	Rb, г/г	Sr, г/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{392}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{370}$	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$\epsilon_{\text{Nd}392}$	$d^{18}\text{O}$
21-ХБУ-4320								72.0	282	0.1543	0.512839	5	6.0	7.2
22-ХБУ-4630/1	323	70	13.46	0.77205	1	0.69690	0.70113	91.1	406	0.1356	0.512814	5	6.5	6.6
23-ХБУ-4340	27.7	108	11.30	0.76225	13	0.69920	0.70274	11.1	50.3	0.1327	0.512810	4	6.6	
24-ХБУ-4628/3								22.6	119	0.1149	0.512733	7	6.0	4.3
25-ХБУ-4631/9								13.1	56.9	0.1382	0.512851	5	7.1	4.5
26-ХБУ-4631/10								7.23	32.8	0.1331	0.512919	5	8.7	3.4
27-ХБУ-4676/6														7.6
28-ХБУ-4535/2	596	1549	1.114	0.71077	6	0.70455	0.70490	56.3	238	0.1435	0.512765	16	5.1	7
29-ХБУ-4535/3	608	467	3.77	0.72003	15	0.69901	0.70019							
30-ХБУ-4630/9	610	73	24.09	0.83226	6	0.69781	0.70538	166	676	0.1486	0.512792	15	5.4	7.4
31-ХБУ-4766/7	434	127	9.92	0.75847	14	0.70309	0.70621	157	616	0.1542	0.512803	12	5.4	6.3
32-ХБУ-4535/4	1.26	8650	0.00042	0.70433	7	0.70433	0.70433							
33-ЦХ-4934/3								10.7	44.9	0.1464	0.512885	6	7.3	
34-ЦХ-4935/11														4.3
35-ЦХ-5005/9														4.1
36-ЦХ-5005/13														5.5
37-ЦХ-4935/14														3.5

1 фаза: нордмаркиты - 1-2, долериты - 3-4;

2 фаза: флюорит - 5, щелочные граниты - 6-9, долериты - 10;

3 фаза: апатит - 11, экериты - 12-16, пегматиты - 17;

4 фаза: пантеллериты - 18-20;

5 фаза: редкометалльные граниты - 21-22;

6 фаза: сиениты - 23-24, базальты - 25-27;

7 фаза: редкометалльные граниты - 28-31, флюорит - 32, кварц-ортит-эпидотовые метасоматиты - 33-37

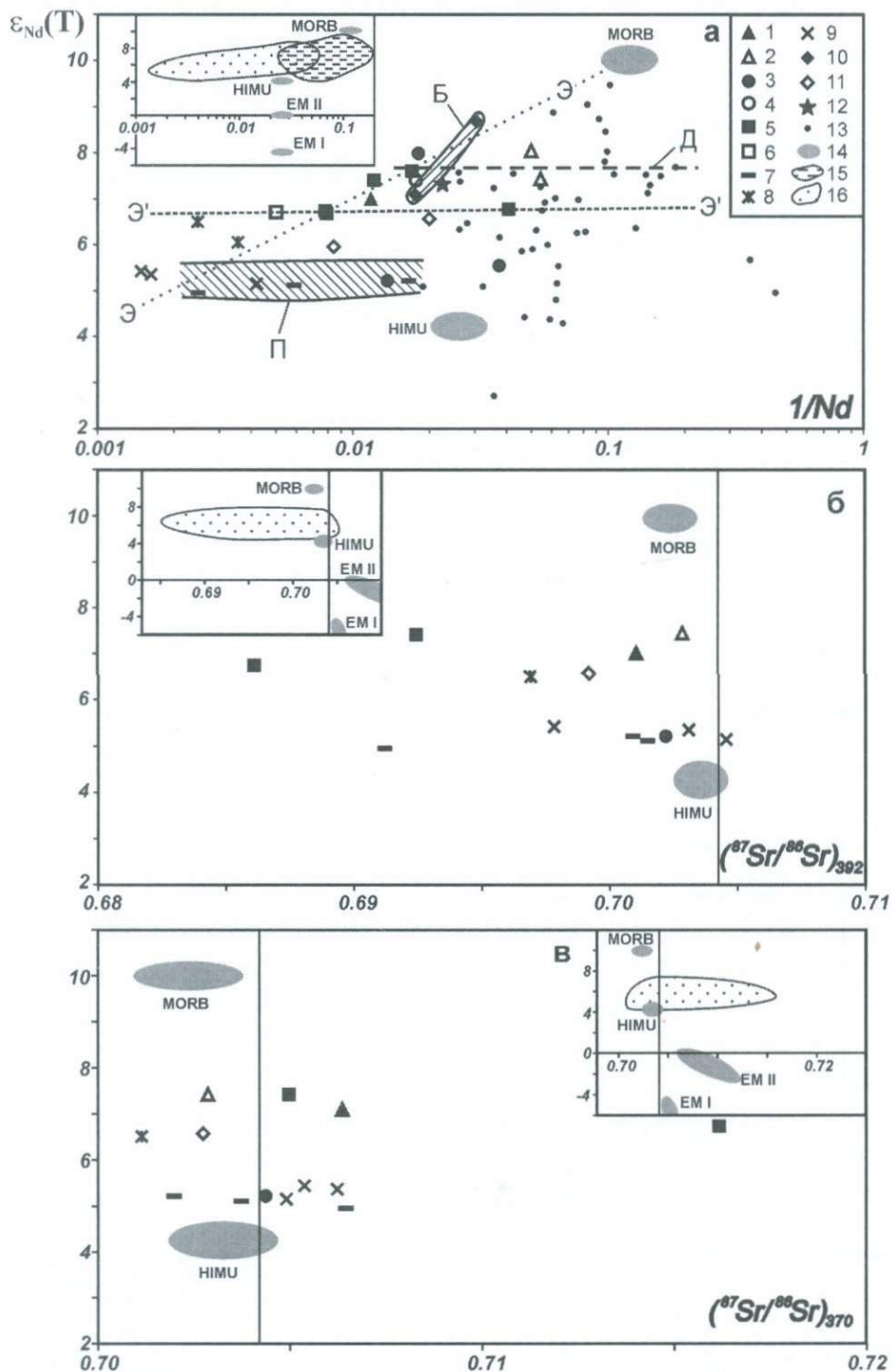


Рис. 3.16. Диаграммы $\epsilon_{Nd}(T)-1/Nd$ (а) и $\epsilon_{Nd}(T)-I_0^{Sr}$ для щелочных пород Халдзан-Бурегтейской группы массивов для возрастов 392 млн. лет (б) и 370 млн. лет (в)

1 - нордмаркиты 1-ой фазы; 2 - долериты, синхронные с нордмаркитами; 3 - щелочные граниты 2-ой фазы; 4 - долериты, синхронные с щелочными гранитами; 5 - экериты 3-ей фазы; 6 - щелочно-гранитные пегматоиды; 7 - пантеллериты 4-ой фазы; 8 - редкометалльные щелочные граниты 5-ой фазы; 9 - миароловые редкометалльные щелочные граниты 7-ой фазы; 10 - щелочные базиты 6-ой фазы; 11 - синхронные с щелочными базитами сиениты; 12 - кварц-ортит-эпидотовые породы участка Цахирин; 13 - составы вмещающих вулканитов и осадков офиолитов и нещелочных гранитов; 14 - мантийные источники (N-MORB, HIMU, EM-I, EM-II). Поля составов и линии П, Д, Э, Э', Б отвечают группам пантеллеритов, долеритов, экеритов, щелочных базитов и связанных с ними пород. На врезке показаны составы мантийных источников, поле составов щелочных пород Халдзан-Бурегтейской группы массивов (15) и поле составов вмещающих офиолитов и нещелочных гранитов (16)

386 млн. лет. Более низкие рубидий-стронциевые оценки возраста по сравнению с цирконовыми датировками могут быть связаны с более низкой температурой закрытия рубидий-стронциевой системы, и тогда эта разница возрастов характеризует различие во времени температуры закрытия уран-свинцовой системы в цирконах и рубидий-стронциевой - в породах. Но, конечно, нельзя исключать, что на рубидий-стронциевую систему щелочных гранитоидов воздействовало какое-то наложенное событие, нарушившее изотопное равновесие 366-373 млн. лет назад или даже раньше и способствовавшее упомянутым вариациям рубидий-стронциевого возраста пород и минералов. Последнее предположение подтверждается более реалистичными значениями первичного отношения I_0^{Sr} в породах для возраста 370 млн. лет, в то время как величина первичного отношения для возраста 392-395 млн. лет для многих из изученных пород (таблица 3.7) становится нереально низкой (намного ниже 0.700).

Полученные нами изотопные данные по щелочным гранитоидам рассматриваемых массивов представлены в таблице 3.8. Изотопные исследования выполнялись в ИГГД РАН (стронций, неодим), ИГЕМ РАН (стронций, неодим) и ДВГИ ДВО РАН (кислород). Подчеркнем, что сходимость изотопных данных неодима и стронция, полученных в ИГЕМ и ИГГД, вполне удовлетворительная, а расхождения находятся в пределах аналитических погрешностей.

Изотопный состав неодима, выраженный через величину $\epsilon_{Nd}(T)$ для 392 млн. лет, в целом, в породах массива варьирует в пределах от +4.4 до +8.7, что характерно для умеренно и глубоко деплетированной мантии. На рис. 3.16 показано соотношение $\epsilon_{Nd}(T)-1/Nd$ (рис. 3.16а) и $\epsilon_{Nd}(T)-I_0^{Sr}$ для возрастов 392 млн. лет - возраст кристаллизации магматических пород (рис. 3.16б), и 370 млн. лет - возраст полного закрытия рубидий-стронциевой системы с перераспределением рубидия и стронция (рис. 3.16в) в изученных щелочных

и вмещающих их породах. Изотопный состав стронция, пересчитанный на U-Pb возраст по циркону 392 млн. лет (рис. 3.166), дает оценки I_0^{Sr} для многих из изученных пород значительно ниже любых разумных пределов этого параметра для природных земных веществ (ниже 0.700) (таблица 3.8; рис. 3.166). Это еще одно подтверждение нарушения изотопного равновесия рубидий-стронциевой системы в рассматриваемых магматических породах, произошедшего после их кристаллизации под воздействием, как мы полагаем, более поздних (раннемезозойских, по предварительным данным Rb-Sr геохронологии) даек щелочных базальтов. В принципе, эти нарушения изотопной системы исключают возможность оценки источников магм рассматриваемых щелочных пород на основе изохронных построений. Но, по-видимому, близкими к реальной величине I_0^{Sr} в магмах щелочных пород на момент их кристаллизации были значения, определенные для апатита из экерита 3-ей фазы, для флюорита щелочных гранитов 2-ой фазы и флюорита из редкометалльных гранитов 7-ой фазы (таблица 3.7), поскольку эти минералы являются концентраторами стронция и мало вероятно, что вторичное перераспределение радиогенного стронция в фельзитовых породах, бедных стронцием, могло существенно изменить содержание и изотопный состав стронция в этих богатых стронцием минералах. Напомним также, что перечисленные минералы не являются вторичными и кристаллизовались из соответствующих магм. Все эти минералы имеют очень близкий изотопный состав стронция (0.70433-0.70466), что мало согласуется с широкими вариациями изотопного состава стронция, вызванными нарушением рубидий-стронциевой системы в породах. Похоже, что, по крайней мере, для щелочных гранитов 2-ой фазы, экеритов 3-ей фазы и редкометалльных гранитов 7-ой фазы величины I_0^{Sr} близки и находятся в интервале 0.70433-0.70466. Упомянутое нарушение изотопного равновесия в рубидий-стронциевой системе магматических пород привело к широким вариациям изотопного состава стронция в породах. Однако, большая часть Rb-Sr изотопных данных укладывается в эрохроны (Коваленко и др., 2004), из которых следует, что нарушение изотопного равновесия произошло не позднее 367-370 млн. лет назад. Изотопный состав стронция, рассчитанный на возраст 370 млн. лет и выраженный через I_0^{Sr} , колеблется (по эрохронам) в пределах от 0.70446 ± 0.00054 (для пород первых трех фаз) до 0.70350 ± 0.00250 (для пород последних фаз) (рис. 3.16в).

На рис. 3.16а видны широкие вариации изотопного состава неодима при изменении величины $1/Nd$. В целом можно говорить о вариациях величины $\epsilon_{Nd}(T)$ между двумя крайними группами изотопных составов щелочных пород. Одна из них с наиболее низкими величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ соответствует пантеллеритам и близким к ним по изотопному составу неодима редкометалльным гранитам. В эту же группу (назовем ее П по первой букве слова «пантеллериты») попадают две точки щелочного гранита 2-ой фазы. Вторую крайнюю группу составов с максимальными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ (здесь

и далее будем ее называть Д по участвующим в этой группе долеритам) составляют породы разных фаз: одна проба щелочных базитов 6-ой фазы, одна проба щелочного гранита 2-ой фазы, одна проба экеритов 3-ей фазы, пробы сингенетичных с породами первых двух фаз долеритов. Высокими величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ характеризуются также щелочные базиты 6-ой фазы (группа Б). Изотопные составы неодима остальных щелочных пород занимают промежуточное положение между этими группами составов. Изотопные составы пород каждой из фаз, кроме пантеллеритов, значительно варьируют. Так, можно говорить, что щелочные граниты 2-ой фазы попадают в группы П и Д, нордмаркиты 1-ой фазы и экериты 3-ей фазы – в промежуточную группу, редкометалльные граниты 5-ой и 7-ой фаз – в группу П и промежуточную группу. Могут быть намечены также линейные тренды роста величин $1/Nd$ и $\epsilon_{Nd}(T)$ для экеритов (тренд Э: четыре состава экеритов, один состав редкометалльного гранита 5-ой фазы, один состав щелочного гранита 2-ой фазы), щелочных базитов 6-ой фазы (группа Б). Отметим, что, например, для экеритов 3-ей фазы можно наметить и более важную с позиции источников пород субгоризонтальную линию Э' при постоянстве величины $\epsilon_{Nd}(T)$ (три состава экеритов, один состав щелочно-гранитного пегматита и один состав сиенита). Таким образом, нами намечены три субгоризонтальных (при постоянстве величины $\epsilon_{Nd}(T)$) тренда щелочных пород Халдзан-Бурегтейских массивов: П – минимальные значения $\epsilon_{Nd}(T)$, Э' – средние значения $\epsilon_{Nd}(T)$, Д – максимальные значения $\epsilon_{Nd}(T)$. Еще одной особенностью изотопных составов щелочных пород массивов является их перекрытие изотопными составами вмещающих пород в области высоких величин $1/Nd$, т.е. в области низких содержаний РЗЭ (рис. 3.16а).

Изотопный состав кислорода, выраженный через параметр $\delta^{18}O$, в изученных породах колеблется в интервале от +3.4 до +8.6 (преобладают значения от +6.0 до +7.5) (таблица 3.8; рис. 3.17). Систематические отличия состава пород массивов от состава вмещающих пород, очевидно, свидетельствуют об их независимых источниках, а также о том, что процессы, приведшие к нарушению Rb-Sr изотопной системы, не оказали заметного влияния на кислородную изотопную систему щелочных пород. Вариации величин $\epsilon_{Nd}(T)$, отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{370}$ и $\delta^{18}O$ различны для пород разных фаз массивов: для нордмаркитов 1-ой фазы $\epsilon_{Nd}(T)$ составляет +7.0; для сингенетичных с нордмаркитами долеритов $\epsilon_{Nd}(T)$ колеблется в пределах от +7.4 до +8.0, $\delta^{18}O$ – +5.9; для щелочных гранитов 2-ой фазы $\epsilon_{Nd}(T)$ варьирует от +5.2 до +8.0, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{370}$ – от 0.70435 до 0.72821, $\delta^{18}O$ – от +5.3 до +8.6; для пород 3-ей фазы (экериты, мелкозернистые щелочные граниты, щелочно-гранитные пегматиты в нордмаркитах и щелочных гранитах) $\epsilon_{Nd}(T)$ колеблется от +6.7 до +7.6, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{370}$ – от 0.70497 до 0.71615, $\delta^{18}O$ – от +6.4 до +7.2; пантеллериты 4-ой фазы имеют $\epsilon_{Nd}(T)$ от +5.0 до +5.2, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{370}$ – от

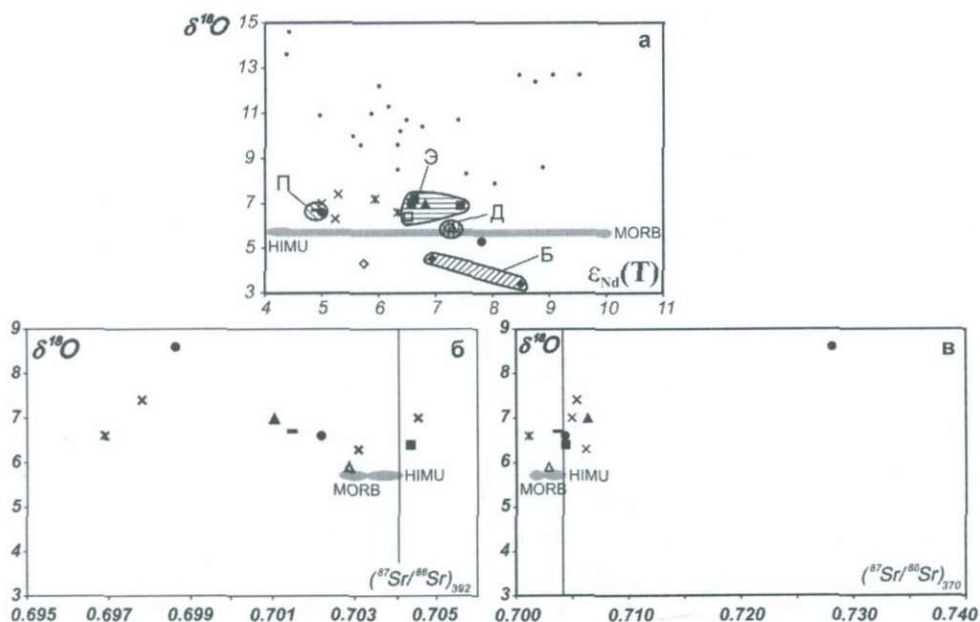


Рис. 3.17. Диаграммы $\epsilon_{Nd}(T)$ - $\delta^{18}O$ (а), $\delta^{18}O$ - $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{392}$ (б), $\delta^{18}O$ - $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{370}$ (в) для щелочных пород Халдзан-Бурегтейской группы массивов. Условные обозначения см. на рис. 3.16

0.70195 до 0.70643, $\delta^{18}O$ – +6.7; для редкометалльных щелочных гранитов 5-ой фазы $\epsilon_{Nd}(T)$ колеблется от +6.0 до +6.5, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{370}$ – 0.70113, $\delta^{18}O$ – от +6.6 до +7.2; для редкометалльных щелочных гранитов 7-ой фазы $\epsilon_{Nd}(T)$ составляет от +5.1 до +5.4, первичное отношение стронция – от 0.70019 до 0.70621, $\delta^{18}O$ – от +6.3 до +7.4; для щелочных базальтов 6-ой фазы $\epsilon_{Nd}(T)$ варьирует от +7.1 до +8.7, $\delta^{18}O$ – от +3.4 до +7.6, а для условно отнесенных к этой фазе сиенитов $\epsilon_{Nd}(T)$ колеблется от +6.0 до +6.6, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{370}$ оценено величиной 0.70274, а $\delta^{18}O$ – величиной +4.3. Наконец, для кварц-эпидот-циркон-ортитовых руд участка Цахирин определена величина $\epsilon_{Nd}(T)$, равная +7.3, и $\delta^{18}O$ в пределах от +3.5 до +5.5. Отметим, что такие низкие первичные отношения изотопов стронция в щелочных гранитоидах, которые определены в Халдзан-Бурегтейском массиве, не являются исключительными. Из недавних публикаций аналогичная картина выявлена для щелочных гранитов массива Ивигтут в Гренландии, вмещающих единственное в мире (сейчас уже выработанное) месторождение криолита (Goodenough et al., 2000).

Величина $\delta^{18}\text{O}$ в изученных щелочных породах находится в слабой обратной корреляции с величиной $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ (рис. 3.17а), а в координатах $\delta^{18}\text{O}$ - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{370}$ (рис. 3.17в) образует единую компактную группу, от которой, отклоняется в сторону высоких значений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{370}$ и $\delta^{18}\text{O}$ одна проба щелочного гранита. Большинство фельзитовых щелочных пород на диаграмме (рис. 3.17а) располагается на уровне значений $\delta^{18}\text{O}=(+7)$. Отклоняются от этой величины в сторону более низких значений ^{18}O долериты (+5.9), щелочные базиты ((+3.4)-(+7.6)), сиенит (+4.3) и щелочной гранит группы Д (+5.3).

Данные по распределению элементов-примесей в магматических породах Халдзан-Бурегтейской группы массивов и вмещающих их породах представлены в таблице 3.9. Анализы выполнены методом ICP-MS в институте Аналитического приборостроения РАН (г. Санкт-Петербург), параметры которого приведены в (Коваленко и др., 2003₂; Коваленко и др., 2003₃). Общая характеристика распределения элементов-примесей в щелочных породах рассматриваемых массивов показана на спайдерграммах рис. 3.18, на которых содержания элементов-примесей в породах каждой фазы нормированы по примитивной мантии. Спайдерграммы магматических пород разных фаз массивов в основном имеют похожую форму, отличаясь высотой максимумов и глубиной минимумов. Для всех пород характерны максимумы рубидия, свинца, часто циркония и гафния, реже урана, тория, ниобия и тантала и минимумы цезия, бария, титана. Слабые минимумы ниобия и тантала отмечаются для щелочных гранитов 2-ой фазы и экеритов 3-ей фазы. Более глубокий минимум тантала установлен в щелочном граните 2-ой фазы участка Цахирин. Минимумы и максимумы значительно сглаживаются в долеритах 1-ой и 2-ой фаз и щелочных базальтоидах 6-ой фазы, скорее всего менее дифференцированных, чем другие породы.

На рис. 3.19 показаны спектры распределения редкоземельных элементов в рассматриваемых магматических породах, нормированные к составу хондрита. Спектры отличаются по содержаниям РЗЭ, соотношениям легких и тяжелых РЗЭ, наличию или отсутствию и глубине европиевого минимума. Наиболее глубокий минимум европия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.16-0.18$) отмечается в редкометалльных гранитах 5-ой и 7-ой фаз, характеризующихся наиболее высокими валовыми содержаниями РЗЭ. В бедных РЗЭ долеритах, сингенетичных с нордмаркитами и щелочными гранитами первых двух фаз, европиевого минимума нет ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.03-1.13$). В других породах величина европиевого минимума (Eu/Eu^*) колеблется в широких пределах: в нордмаркитах – 0.56-0.62, в щелочных гранитах 2-ой фазы – 0.51-0.90, в экеритах 3-ей фазы – 0.36-0.39 (при обратной корреляции европиевого минимума и содержания ниобия), в пантеллеритах – 0.23-0.85 (также при обратной корреляции величины Eu/Eu^* и содержания ниобия), в сиенитах – 0.28-0.37, в щелочных базальтоидах 6-ой фазы – 0.55-1.05 (при обратной корреляции величины Eu/Eu^* и содержания ниобия). Соотношение легких и тяжелых РЗЭ, представленное, например, отношением La/Yb , в породах рассматриваемых массивов также заметно колеблется (рис. 3.20): самое

Редкоземельный состав (в г/т) магматических пород массива Халдзан-Буретгей

№ обр.	ХБУ-4333	ХБУ-4539/1	ХБУ-4644/3	ХБУ-4338	ХБУ-4541/3	ХБУ-4327	ХБУ-4653/1	Ц-4933/2	Ц-4933/1	ХБУ-4646/3	ХБУ-4534/1	ХБУ-4534/2	ХБУ-4646/2	ХБУ-4331	ХБУ-4629/2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Li	41.4	32.3	15.5	7.35	7.09	14.47	3.25	2.89	2.62	224	73.2	25.7	160	66.0	162
Be	10.13	7.70	7.48		1.13	7.06	9.43	1.88	2.98	22.8	13.3	9.59	15.3	17.6	20.7
Sc	2.83	2.19	2.33	19	16.0	1.34	1.63	4.62	25.2	2.03	1.73	0.390	4.20	2.03	9.47
Ti	2909	3185	3103	12823	11783	1575	2026	1685	11520	1015	1837	1438	1888	2816	6283
V	10	10	10	216	196	10	10	59.6	4.38	10	10	10	19.2	10	11.6
Cr	18.9	16.0	23.8	28.0	16.0	18.7	19.8	4.91	0.1	17.0	15.0	15.1	23.5	20.7	18.0
Co	0.484	0.810	0.803	57.0	53.1	0.652	0.895	4.04	12.7	0.237	0.646	0.471	0.411	1.10	4.46
Ni	1.78	1.69	4.14	70.0	81.8	2.51	8.43	5.42	1.37	1.23	3.34	3.30	2.90	2.15	0.955
Cu	3.15	3.79	5.42	48.0	42.7	4.75	10.9	3.65	8.00	1.03	5.76	3.38	6.22	2.96	6.47
Zn	181	140	151	90.6	64.3	108	117	6.33	34.0	506	361	133	346	235	144
Ga	35.9	35.0	35.6	20.0	18.7	34.5	35.1	12.6	19.1	42.3	50.9	41.6	30.4	41.8	28.4
Rb	111	97.2	130	6.53	3.42	84.4	84.0	37.6	33.5	175	55.8	188	233	127	270
Sr	18.1	56.5	61.0	689	530	35.8	47.8	406	460	20.1	22.1	7.52	15.2	49.6	234
Y	101	74.7	75.7	23.0	18.8	68.4	63.1	18.5	44.4	510	98.6	25.4	308	110	55
Zr	1033	672	715	180	92.7	684	516	139	109	7392	2445	1063	11380	462	721
Nb	71.1	57.2	56.1	10.3	10.2	43.0	43.6	9.48	26.3	105	54.6	17.4	116	157	80.8
Cs	1.08	1.21	1.14	0.180	0.205	1.08	0.622	0.269	0.266	1.33	0.227	0.635	0.781	0.772	4.37

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Ba	123	409	397	342	126	261	292	562	696	21.4	97.0	82.6	56.0	395	1295
La	73.2	77.4	59.3	13.4	10.3	44.9	43.0	27.2	34.6	93.9	67.9	12.2	188	105	45.1
Ce	162	166	129	32.5	27.4	106	97.1	57.3	83.6	228	122	35.1	430	248	86.3
Pr	20.6	21.1	16.4	4.32	3.55	13.1	12.5	5.8	10.8	28.8	14.2	4.96	47.8	31.1	12.1
Nd	83.4	84.1	66.5	19.1	17.1	54.4	52.6	21.0	47.9	124	58.8	23.5	177	120	50.6
Sm	18.3	17.8	14.2	4.72	3.91	12.4	11.6	3.42	10.3	34.0	13.7	5.63	39.1	24.5	10.9
Eu	3.15	3.43	2.85	1.77	1.47	2.05	2.53	1.01	3.67	4.16	1.67	0.668	5.09	1.79	3.00
Gd	17.6	16.5	13.8	4.77	4.31	11.8	10.7	3.40	10.1	42.4	14.8	4.99	39.5	21.6	10.2
Tb	3.23	2.82	2.42	0.860	0.666	2.12	1.92	0.553	1.67	10.2	2.81	0.906	7.79	3.63	1.75
Dy	18.5	15.6	13.8	4.26	3.61	13.1	11.0	3.19	8.71	72.9	17.7	4.88	47.0	20.0	9.67
Ho	4.03	3.19	2.91	0.850	0.783	2.72	2.39	0.633	1.76	19.6	4.30	1.12	11.3	4.24	2.07
Er	11.2	8.7	8.3	2.50	2.01	7.94	7.02	1.91	4.62	64.6	13.6	3.55	33.9	11.6	5.75
Tm	1.77	1.35	1.35	0.350	0.285	1.18	1.13	0.304	0.630	10.9	2.21	0.694	5.42	1.86	0.851
Yb	10.8	8.42	7.77	1.99	1.71	7.56	6.87	2.01	3.84	69.2	15.5	6.46	33.9	11.8	5.51
Lu	1.62	1.25	1.10	0.280	0.250	1.12	1.09	0.301	0.540	10.2	2.62	1.41	5.07	1.78	0.848
Hf	23.6	15.2	16.2	4.60	2.61	16.4	12.2	3.43	2.50	182	55.0	37.8	267	13.5	14.9
Ta	4.06	3.53	3.50	0.950	0.636	2.97	2.58	0.702	1.61	9.98	4.01	0.667	9.69	5.61	3.76
Pb	14.2	17.0	16.0	3.20	2.53	31.0	9.38	4.88	3.87	35.3	26.3	2.54	195	19.9	2.93
Th	12.0	9.31	9.09	0.980	0.629	8.84	8.97	7.85	2.35	17.7	5.11	0.801	46.8	15.3	5.64
U	3.50	2.33	2.79	0.350	0.289	2.90	2.43	1.87	0.835	13.5	6.27	0.486	20.7	2.22	1.04

№ обр.	ХБУ- 4642/6	ХБУ- 4320	ХБУ- 4630/1	ХБУ- 4536/1	ХБУ- 4630/3	ХБУ- 4340	ХБУ- 4628/3	ХБУ- 4631/9	ХБУ- 4631/10	ХБУ- 4676/6	ХБУ- 4631/14	ХБУ- 4678/3	ХБУ- 4535/2	ХБУ- 4631/18	Ц- 4934/3
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Li	319	58.7	245	6.70	22.7	12.8	90.4	131	92.8	27.2	97.3	68.6	28.6	13.1	76.9
Be	22.5	21.5	18.1	57.1	257	5.43	7.36	10.4	2.28	3.00	9.48	2.53	39.5	61.9	16.2
Sc	1.30	5.21	1.06	3.03	7.36	3.11	3.83	12.5	14.0	12.3	14.2	17.4	12.7	4.47	1.49
Ti	1713	2774	1520	832	703	3336	2554	13462	18604	17517	13427	18814	1473	1950	1171
V	10	10.8	10	11.4	12.7	10	10	157	207	185	153	231	10	10	0.02
Cr	26.5	16.2	15.7	19.3	14.5	5	5	73.6	48.5	78.1	72.6	83.6	16.9	19.1	3.85
Co	0.409	0.315	0.582	0.561	0.689	0.73	1.39	30.6	34.7	41.8	31.7	34.7	1.60	0.56	0.461
Ni	2.15	2.11	2.87	4.17	4.28	0.50	0.50	59.2	27.9	67.4	59.9	48.4	5.45	3.62	2.27
Cu	5.50	29.3	3.06	6.60	26.3	1.86	4.12	32.7	27.8	34.1	30.6	32.1	9.17	9.11	2.07
Zn	407	731	658	353	1206	137	160	140	86.5	96.8	101	85.8	1458	715	257
Ga	48.2	43.9	40.8	35.0	50.2	32.1	36.6	21.1	22.1	20.9	21.7	22.6	26.2	42.0	38.0
Rb	187	438	314	448	238	156	269	188	52.3	5.89	187	68.1	546	383	123
Sr	15.9	388	71.9	230	110	26.3	27.0	728	880	983	867	1214	1440	581	8.89
Y	141	855	614	579	2512	44.9	63.3	74.1	23.4	24.3	82.2	21.0	888	1485	192
Zr	2127	15355	2312	8348	21787	380	467	738	275	355	802	280	42797	12522	1641
Nb	331	1530	382	1605	2117	104	118	166	34.8	70.3	163	44.4	983	1319	101
Cs	0.913	1.40	0.338	0.516	0.323	1.12	2.20	4.01	4.26	0.076	4.14	0.730	0.814	0.859	0.683
Ba	76.2	63.5	56.4	61.8	319	188	457	533	398	373	537	1315	261	79.6	63.8
La	172	229	325	364	580	63.2	105	56.3	23.5	44.8	61.2	26.8	199	278	36.1

	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Ce	466	673	806	962	1642	141	239	117	58.1	95.0	127	58.6	550	793	88.7
Pr	48.8	72.9	95.5	99.8	197	15.4	23.5	13.8	7.17	11.0	14.2	7.00	62.1	90.0	10.3
Nd	175	265	419	381	766	63.6	96.8	54.6	30.9	46.1	56.4	31.0	230	365	40.8
Sm	32.4	69.3	97.2	92.9	230	12.5	19.9	13.2	6.98	9.12	13.4	6.91	57.6	123	9.48
Eu	2.18	4.43	5.42	5.24	17.4	1.43	1.71	2.38	2.35	2.95	2.50	2.41	3.95	8.40	1.39
Gd	25.1	77.8	101	97.1	268	11.1	16.7	13.2	6.58	7.75	13.5	6.22	66.3	161	11.2
Tb	4.54	19.2	17.2	18.0	62.4	1.73	2.35	2.51	1.03	1.11	2.60	0.924	17.2	39.8	3.01
Dy	27.6	138	95.9	108	402	8.95	11.5	14.2	4.97	5.68	15.2	4.59	133	258	22.8
Ho	6.36	35.8	19.7	25.1	101	1.80	2.40	3.01	1.07	0.991	3.40	0.889	38.5	61.2	5.61
Er	19.4	118	50.7	76.5	305	4.52	6.70	8.42	2.47	2.23	9.39	2.09	141	174	18.3
Tm	3.13	19.7	6.76	13.4	46.2	0.647	1.01	1.27	0.342	0.320	1.39	0.253	25.9	26.3	2.94
Yb	20.3	124	39.2	88.7	263	4.56	6.33	7.56	1.82	1.65	8.26	1.56	178	149	18.0
Lu	3.02	17.6	5.34	11.9	33.6	0.726	0.947	1.01	0.245	0.206	1.04	0.206	26.5	19.2	2.40
Hf	51.4	434	65.0	231	562	10.7	14.5	19.6	6.42	8.52	21.7	6.46	1267	365	32.0
Ta	19.5	95.8	25.5	98.5	121	5.12	5.20	10.8	2.14	4.40	10.6	2.67	80.4	93.0	8.03
Pb	55.2	234	31.4	45.3	221	13.5	29.0	37.0	4.69	3.38	10.1	5.35	175.8	130	22.0
Th	33.4	131	52.7	77.4	310	6.97	12.4	16.0	2.05	4.96	18.1	2.53	49.5	90.9	20.9
U	8.67	35.7	14.5	33.6	94.5	1.80	2.85	4.34	1.01	1.52	5.18	0.915	45.0	31.7	6.78

1 фаза: нордмаркиты - 1-3, долериты - 4-5; 2 фаза: щелочные граниты - 6-8, долериты - 9; 3 фаза: экериты - 10-12, пегматиты - 13; 4 фаза: пантеллериты - 14-16; 5 фаза: редкометалльные граниты - 17-20; 6 фаза: сиениты - 21-22, базальты - 23-27; 7 фаза: редкометалльные граниты - 28-29, кварц-ортит-эпидотовый метасоматит - 30

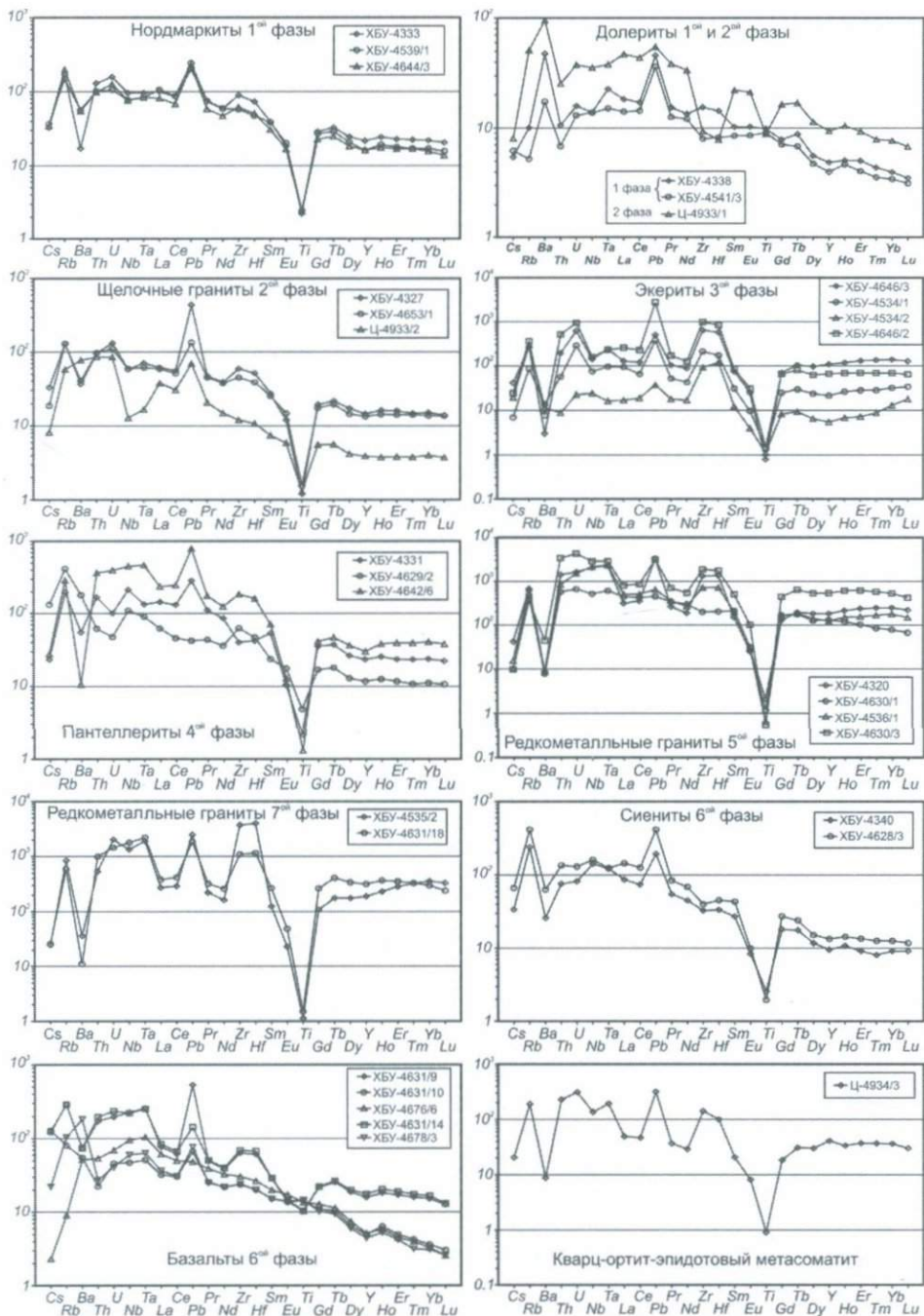


Рис. 3.18. Спайдерграммы содержаний элементов-примесей для щелочных пород разных фаз Халдзан-Буретгейской группы массивов Нормирование по примитивной мантии (Sun, MacDonough, 1989)

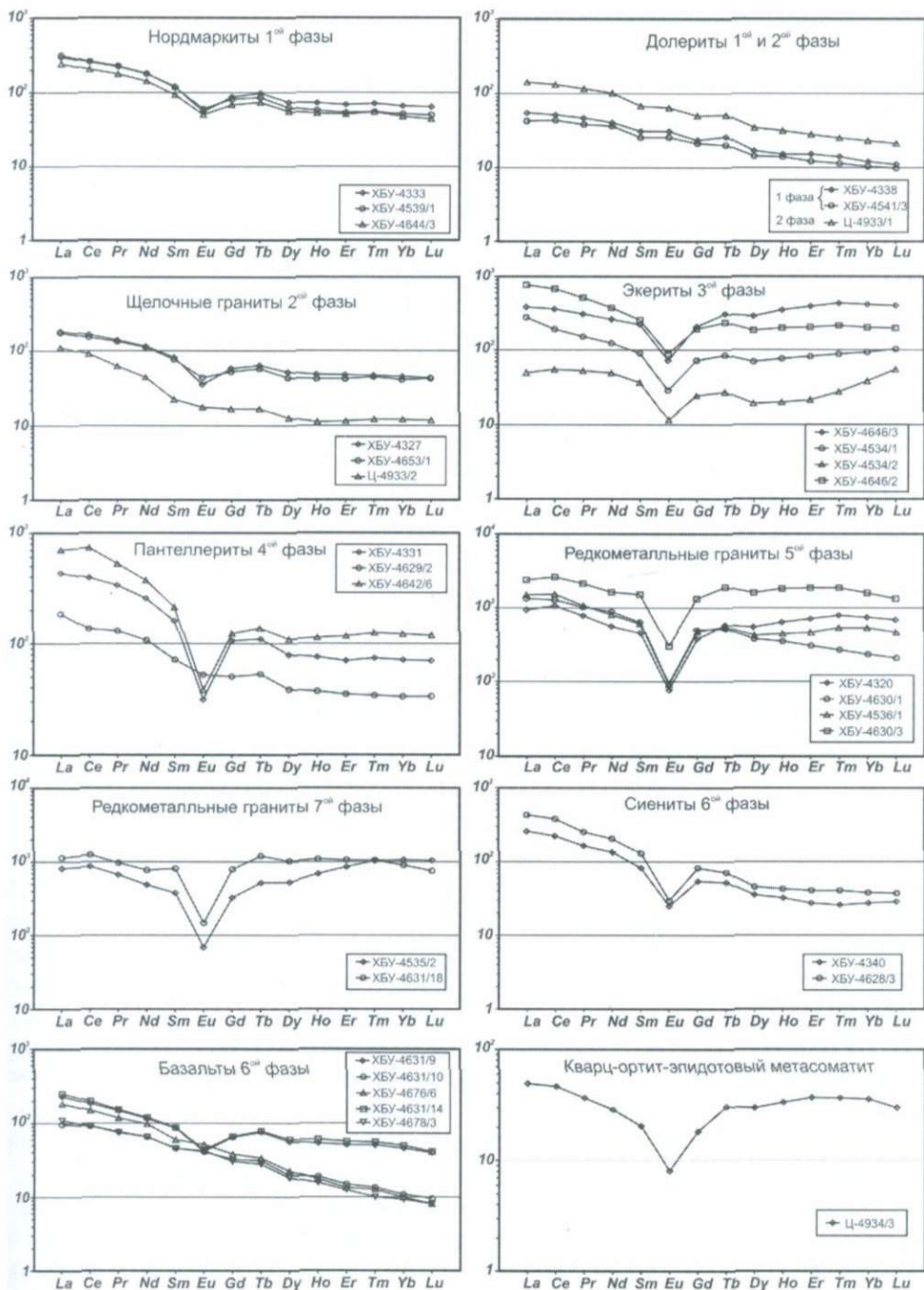


Рис. 3.19. Спектры содержания редкоземельных элементов для щелочных пород Халдзан-Бурегтейской группы массивов Нормирование по примитивной мантии (Sun, MacDonough, 1989)

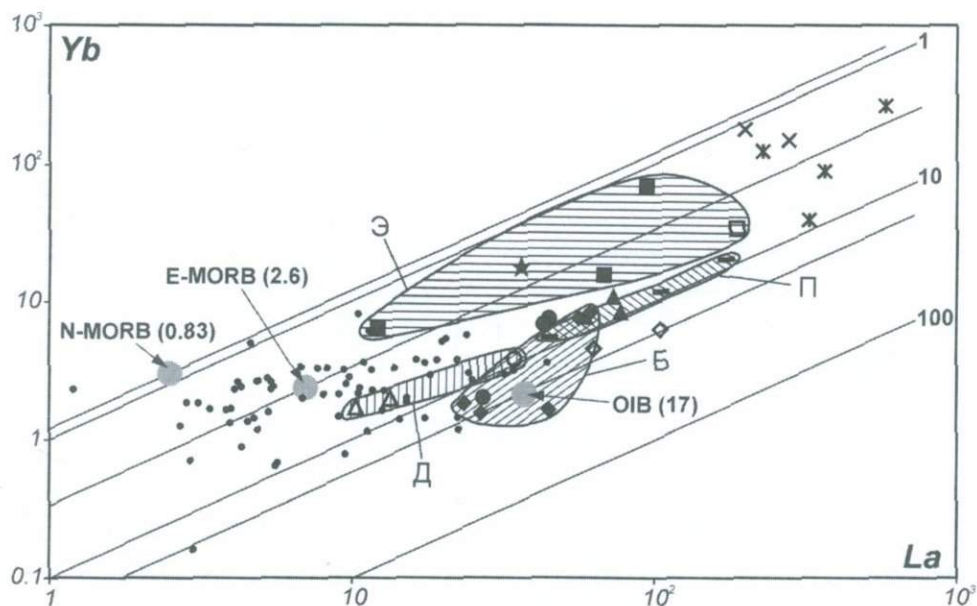


Рис. 3.20. Корреляция содержаний лантана и иттербия в щелочных породах Халдзан-Бурегтейской группы массивов

Условные обозначения см. на рис. 3.16. Числа в скобках означают величину La/Yb в мантийных источниках. Тонкими линиями с числами показаны линии равных отношений La/Yb и их значения

высокое значение отмечено в щелочных базитах 6-ой фазы (до 27) и в щелочных гранитах 2-ой фазы (до 13.5), самое низкое – в экеритах (1.4-4.4), а в остальных породах оно имеет промежуточное значение. В редкометалльных щелочных гранитах 5-ой и 7-ой фаз это соотношение практически укладывается в интервал значений между экеритами с одной стороны и нордмаркитами, щелочными гранитами и пантеллеритами с другой (рис. 3.20).

Отметим общую прямую корреляцию между содержаниями несовместимых элементов в породах массивов, аналогичную корреляции $Yb-La$ (рис. 3.20). Она намечалась уже на спайдерграмме рис. 3.18, на которой максимумы и минимумы нормированных содержаний таких элементов при различии величин экстремумов сохраняются в породах разных фаз. На рис. 3.21 выбраны такие пары несовместимых элементов, соотношения которых достаточно контрастны в разных источниках: внутриплитных базальтов OIB по (Sun, MacDonough, 1989), базальтов срединно-океанических хребтов нормальных (N-MORB) и обогащенных (E-MORB) по (Sun, MacDonough, 1989), а также коровых источниках, которые представлены составами вмещающих пород (вулканитов и осадков офиолитов и рвущих их нормальных гранитов). Соответственно, это пары $Zr-Nb$, $Y-Nb$, $Yb-Nb$, $Pb-Nb$, $Zr-U$, $Zr-Th$.

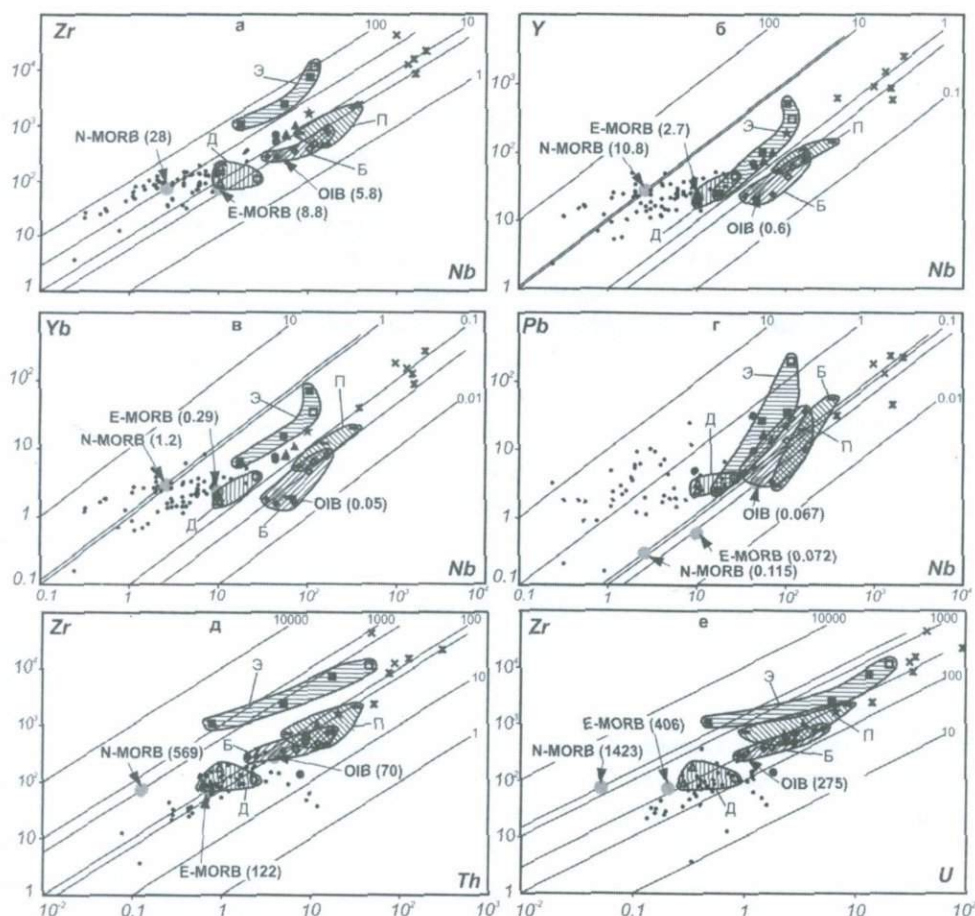


Рис. 3.21. Корреляция содержаний несовместимых элементов-примесей в щелочных породах Халдзан-Бурегтейской группы массивов

Условные обозначения см. на рис. 3.16. Числа в скобках означают отношения Y/X ($Y=Zr, Y, Yb, Pb, X=Nb, Th, U$) в мантийных источниках. Тонкими линиями с числами показаны линии равных отношений Y/X и их значения

Соотношения пар «совместимый элемент-несовместимый элемент» показаны на рис. 3.22 на примере Ti-Nb, Ba-Nb и Sr-Nb. Соотношения концентраций таких пар элементов меняются в процессе дифференциации и не могут напрямую сопоставляться с соотношениями этих же элементов в источниках магм. Однако, первую оценку источника и по таким соотношениям сделать можно, используя наименее дифференцированные магмы с максимальными содержаниями совместимого элемента. Для пары титан-ниобий видно, что зависимость их концентраций для пород разных фаз не укладывается в единый тренд. Для щелочных базитов 6-ой фазы она имеет

вид $Ti = 44179 \times Nb^{-0.2304}$ ($R^2 = 0.9497$) и для наименее дифференцированных разностей проходит через состав OIB. Для пантеллеритов эта зависимость описывается соотношением $Ti = 326967 \times Nb^{-0.9153}$ ($R^2 = 0.9713$) и при экстраполяции также прослеживается через OIB. Для экеритов, несмотря на разброс данных, зависимость имеет вид $Ti = 24487 \times Nb^{-0.1478}$ ($R^2 = 0.2027$). Составы остальных пород попадают между этими трендами. Примерно такая же картина вырисовывается для пары Ba-Nb, хотя здесь щелочные базиты образуют не единый тренд, а поле составов (рис. 3.22). Кратко охарактеризуем изотопный состав и распределение элементов-примесей во вмещающих массивы породах. Они представлены вулканитами и осадочными породами раннекаледонских офиолитов Озерной зоны Западной Монголии, а также рвущими породы офиолитов нормальными гранитоидами, возраст которых оценен в (Коваленко и др., 2004). Вариации изотопного состава неодима $\epsilon_{Nd}(T)$ во вмещающих породах Халдзан-Бурегтейской группы массивов щелочных пород для возраста 392 млн. лет составляют интервал от +4 до почти +10 и перекрывают вариации $\epsilon_{Nd}(T)$ для щелочных пород рассматриваемых массивов.

По содержаниям элементов-примесей вмещающие породы располагаются между средними составами базальтов N-MORB и OIB (рис. 3.20, 3.21), но редко выходят за рамки средних составов континентальной коры. Соответственно, только наименее дифференцированные и наименее богатые несовместимыми элементами-примесями щелочные породы массивов перекрываются составами вмещающих пород: долериты, наименее дифференцированные экериты, иногда щелочные базиты (рис. 3.20), щелочные граниты (рис. 3.21). Отметим также, что по соотношениям несовместимых и многих других элементов-примесей средний состав вмещающих пород ближе всего к среднему составу нижней континентальной коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

Связь изученных щелочных пород с теми или иными стандартными источниками магм (N-MORB, E-MORB, OIB, верхняя, средняя и нижняя континентальная кора) можно оценить с помощью изотопных данных и соотношений элементов-примесей. Напомним также, что наиболее обоснована гипотеза генетической связи щелочно-гранитных магматических пород с базитами гавайитового типа (Barberi et al., 1975; Коваленко, 1977; Civetta et al., 1998; Коваленко и др., 2001), имеющая разные варианты, начиная от кристаллизационной дифференциации (Civetta et al., 1998) и кончая анатексисом базитовой коры (Mahood et al., 1990), хотя влияние континентальной коры на генезис щелочных гранитоидов также возможно (Ярмолюк и др., 2001₃).

Как уже упоминалось, Rb-Sr система в рассматриваемых щелочных породах нарушена, и мы не можем использовать все имеющиеся данные по этой системе для анализа источников магм. Можно только сказать, что скорее всего в ненарушенной изотопной системе щелочных гранитов 2-ой фазы, экеритов 3-ей фазы и редкометалльных щелочных гранитов 7-ой фазы

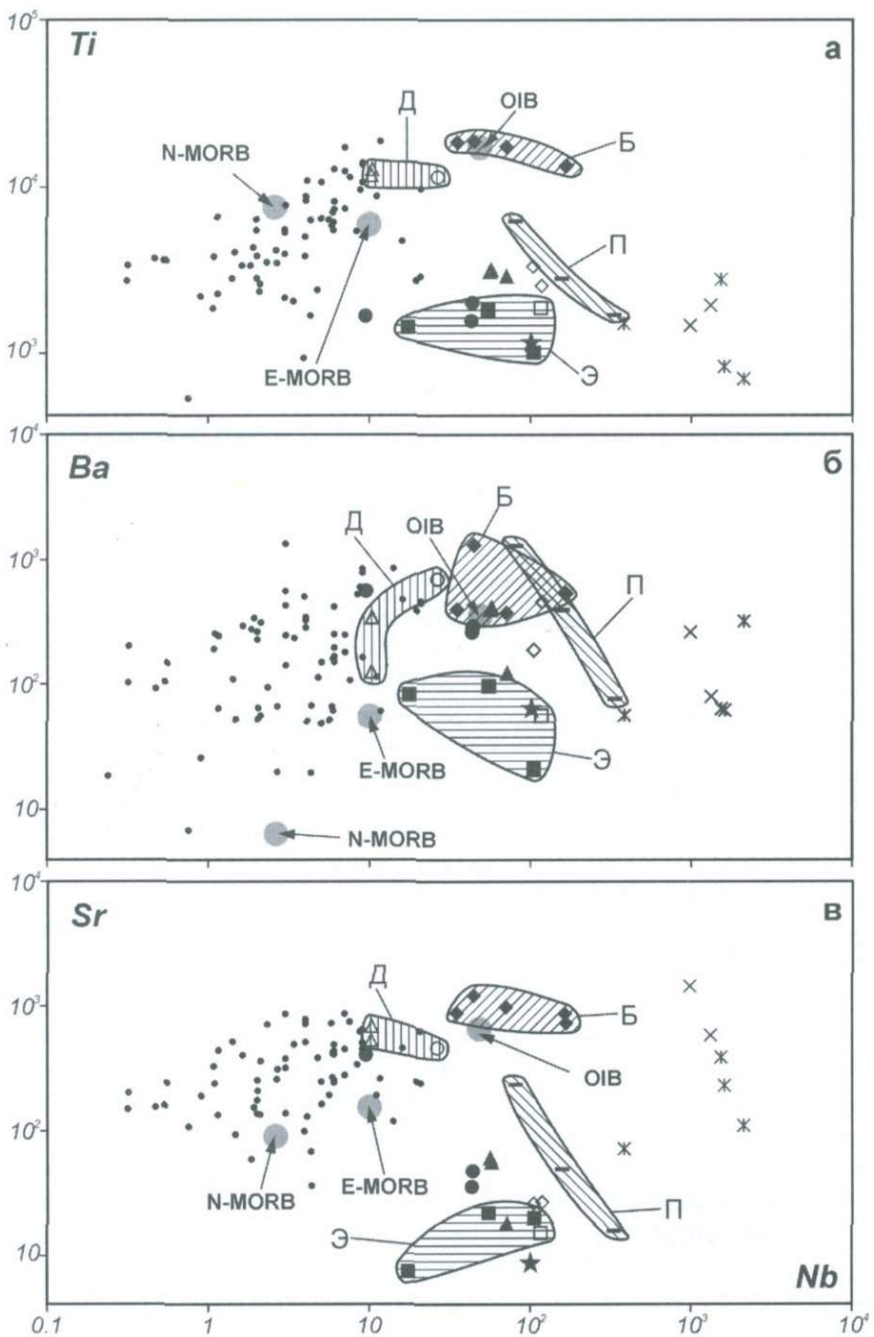


Рис. 3.22. Корреляция содержаний титана, бария, стронция и ниобия в щелочных породах Халдзан-Буретгейской группы массивов
 Условные обозначения см. на [рис. 3.16](#)

значение I_0^{Sr} , определенное по богатым стронцием апатиту и флюоритам, было близко к 0.704. Эта величина (при высоких положительных значениях $\epsilon_{Nd}(T)$) чуть ниже значений для мантийных пород источника HIMU и близка к составу C (common по (Hofmann, 1997) или наиболее распространенная мантия). При пересчете величины I_0^{Sr} на возраст 370 млн. лет большинство изотопных составов изученных пород попадает в компактное поле в области ~ 0.704 (рис. 3.16в). Возможно, это свидетельствует о преобладающем перераспределении (без существенного выноса) рубидия и стронция в пределах пород массивов, а также о закрытии Rb-Sr изотопной системы в них к рубежу ~ 370 млн. лет.

По более надежным изотопным данным неодама выделены несколько групп составов (рис. 3.16а), наиболее контрастными из которых являются группа П и группа Д. Группа щелочных пород П имеет близкие и наиболее низкие величины $\epsilon_{Nd}(T)$, свидетельствующие об общем умеренно деплетированном мантийном источнике для этих пород. Для групп Д и Э' также можно предполагать мантийные источники с максимальной и промежуточной величинами $\epsilon_{Nd}(T)$, соответственно, для пород группы Д источник наиболее деплетированный, а для пород группы Э' источник промежуточный между П и Д. Судя по данным рис. 3.16а, имеются породы всех промежуточных составов между намеченными крайними составами источников. Изотопные отношения стронция в апатите и флюоритах из щелочных пород, а также величина $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{370}$ самих пород подтверждают, что источник магм группы П близок к источнику HIMU (рис. 3.16в). Наконец, данные по изотопному составу кислорода (рис. 3.17а) также подтверждают близость источника магм группы П к HIMU. Здесь необходимо уточнить сам смысл источника HIMU. Обычно этот источник характеризуется высоким U/Pb отношением и соответственно высоким (более 19-20) $^{206}Pb/^{204}Pb$ отношением (Zindler, Hart, 1986; Vidal, 1992). Для рассматриваемых пород эти данные отсутствуют. Но по соотношению $\epsilon_{Nd}(T)$ и I_0^{Sr} (а также по изотопии кислорода, см. ниже) породы группы П ближе всего к источнику HIMU (рис. 3.16а). Для того чтобы сохранить определенную строгость в терминологии, будем называть этот источник условно DOIB, что означает умеренно деплетированный OIB-подобный мантийный источник.

По соотношению несовместимых и совместимых с мантией по (Hofmann, 1997) элементов-примесей (рис. 3.20, 3.22) составы пород группы П попадают в область обогащенных мантийных источников (OIB), которой соответствует также источник DOIB. По парным соотношениям несовместимых с мантией элементов-примесей (рис. 3.23) группа пород П также ближе всего располагается к источнику OIB. Однако, на спайдерграммах рис. 3.18 видно, что даже наименее дифференцированные базиты из изученных нами пород отличаются от типичного источника OIB максимумами свинца, которые вообще не характерны для океанических базальтов. Это еще одно подтверждение необходимости специального названия этого источника, уже предложенного нами как DOIB. Таким образом, на основе всех представленных изотопных и

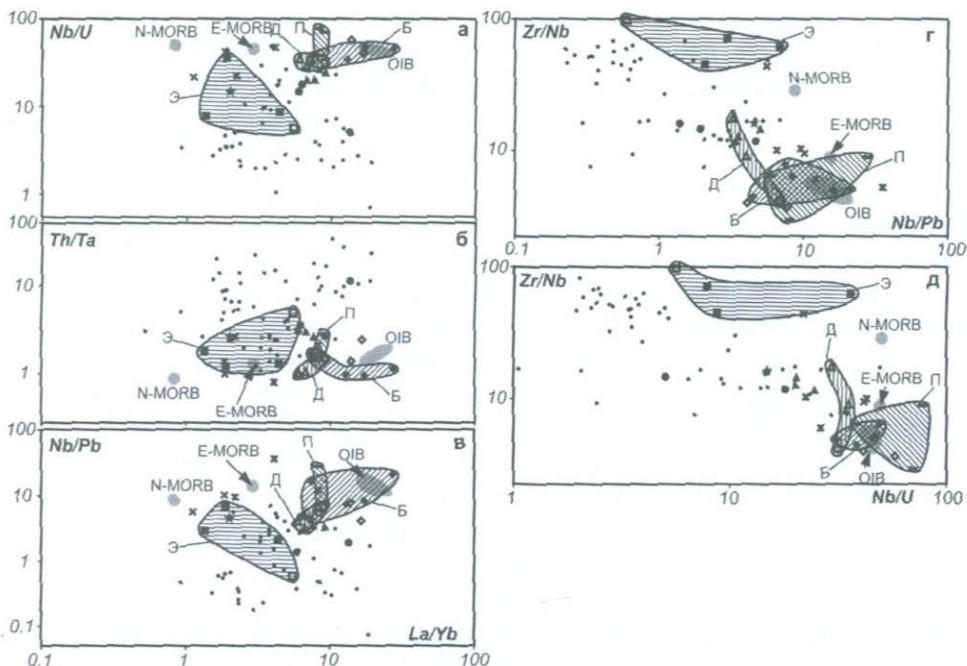


Рис. 3.23. Диаграммы Nb/U-La/Yb, Th/Ta-La/Yb, Nb/Pb-La/Yb, Zr/Nb-Nb/Pb, Zr/Nb-Nb/U для щелочных пород Халдзан-Буретгейской группы массивов. Условные обозначения см. на рис. 3.16

геохимических данных с достаточной уверенностью делаем вывод о том, что группа пород П в своей наименее дифференцированной части могла образоваться из мантийного источника OIB (близкого к DOIB). Судя по изотопным данным неодима (рис. 3.16а), породы группы Д, скорее всего, являются дифференцированными разностями магматических пород, образовавшихся из более деплетированной несовместимыми элементами мантии, т.е. с более существенной примесью, например, мантии N-MORB. Составы остальных щелочных пород занимают промежуточное положение и, возможно, образовались при смешении упомянутых двух мантийных источников. Можно также отметить, что, за исключением пород группы П, породы каждой из других фаз заметно варьируют по изотопному составу неодима, не образуя компактных (изотопно гомогенных) полей составов. Как уже упоминалось, по изотопному составу неодима щелочные граниты 2-ой фазы попадают в группы П и Д, что свидетельствует об участии в их образовании как источника DOIB, так и источника N-MORB. То же можно сказать о нордмаркитах 1-ой фазы и экеритах 3-ей фазы, но при общем преобладании более деплетированного источника. Щелочные базиты 6-ой фазы и долериты, являющиеся типичными мантийными магматическими

породами, попадают в поля Д и Э', а один из их составов на **рис. 3.16а** является наиболее деплетированным, т.е. имеет наибольшее в изученных породах значение $\epsilon_{Nd}(T)$. На основе **рис. 3.16а** можно было бы предполагать, что наиболее бедные неодимом (и другими несовместимыми редкими элементами) породы групп П, Д и Э' близки по составу к исходным материнским магмам. Это предположение, возможно, справедливо для долеритов, магмы которых могут быть близки к первичным для большинства пород группы Д, и для наиболее бедных неодимом экеритов, магмы которых могли быть исходными для большинства других экеритов и щелочно-гранитных пегматитов (группа Э' на **рис. 3.16а**). Если такое предположение в отношении экеритов справедливо, то остальные экериты и некоторые другие породы тренда Э могли образоваться при добавлении к дифференцированным (обогащенным неодимом) экеритам более деплетированного компонента типа N-MORB. Получается довольно сложная картина, возможно, объясняющая вариации величины $\epsilon_{Nd}(T)$ в изученных породах. Эта схема еще больше усложняется вероятным участием ассимиляции вмещающих пород в образовании наименее богатых неодимом щелочных пород, смещающей их составы вправо на **рис. 3.16а**. Точка состава наиболее бедных несовместимыми элементами щелочных гранитов на **рис. 3.16а** отклоняется в сторону составов вмещающих нормальных гранитов, скорее всего именно за счет ассимиляции вмещающих нещелочных гранитов.

В целом изотопный состав кислорода щелочных пород (**рис. 3.17**) не противоречит высказанным предположениям. Так, типично «мантийные» величины $\delta^{18}O$, равные $+5.7 \pm 0.2$ (Покровский, 2000), характерны для долеритов ($+5.9$) (**рис. 3.17а**). Мантийное происхождение щелочных базитов 6-ой фазы тоже не вызывает сомнений. Величина $\delta^{18}O$ в них варьирует от $+3.4$ до $+7.6$, в среднем составляя чуть ниже $+5$. Эта величина также близка к «мантийному» интервалу, хотя нельзя исключать влияние вторичных процессов на щелочные базиты или ассимиляцию редкометалльных гранитов как причину вариаций величины $\delta^{18}O$ в них. То же можно сказать и о сиенитах. С учетом изотопии кислорода можно проконтролировать сделанные выше предположения о влиянии вмещающих пород на щелочные породы. Если строго рассматривать в качестве «мантийной метки» значение $\delta^{18}O = 5.7 \pm 0.2$, то весьма вероятно некоторое влияние вмещающих пород на изотопный состав кислорода большинства щелочных пород, приводящее к общему небольшому увеличению $\delta^{18}O$ в щелочных породах. Данные по изотопному составу кислорода не противоречат также предположению о генетической близости пород группы П и о смешении источников DOIB и N-MORB при образовании щелочных пород.

Для оценки роли вмещающих пород (континентальной коры) в источниках магм щелочных пород Халдзан-Бурегтейской группы массивов представлена диаграмма (**рис. 3.24а**), в свое время предложенная А.Хофманом для оценки роли континентальной коры в рециклинге при

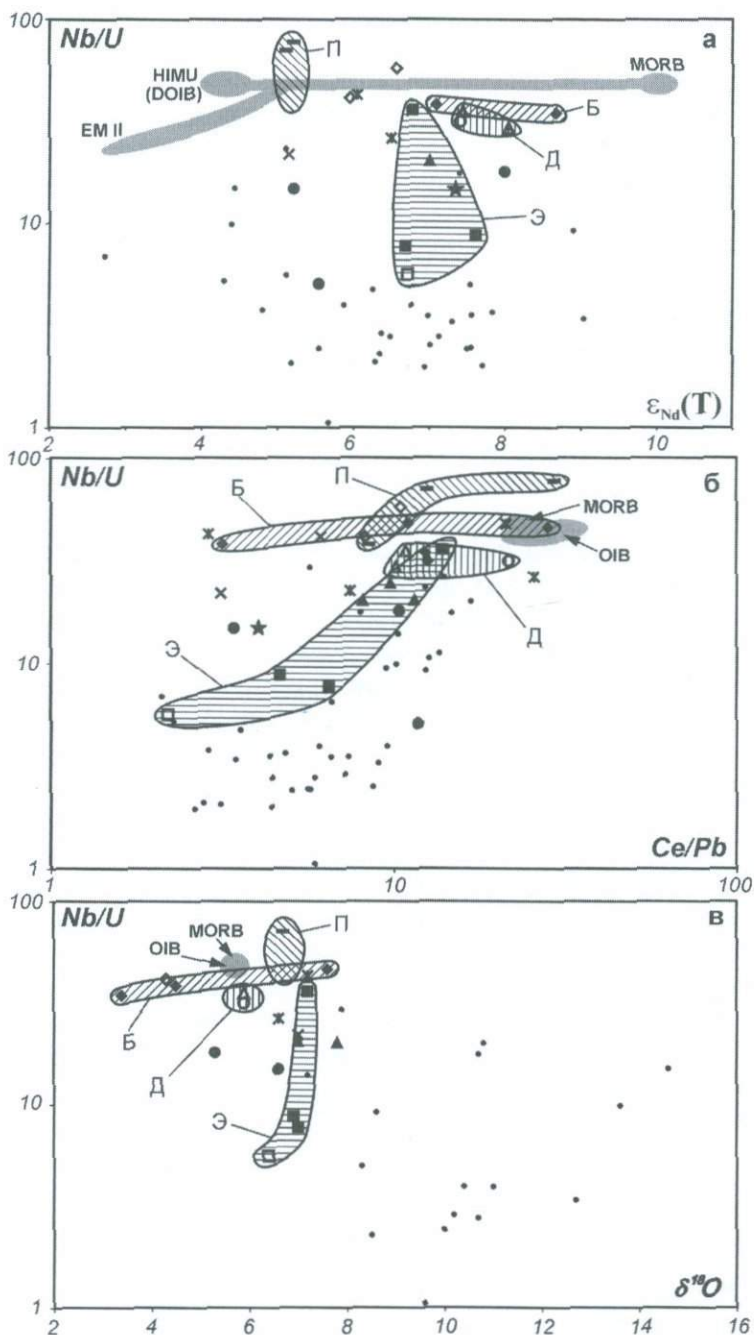


Рис. 3.24. Диаграммы Nb/U- $\epsilon_{Nd}(T)$ (а), Nb/U-Ce/Pb (б) и Nb/U- $\delta^{18}O$ (в) для щелочных пород Халдзан-Буретгейской группы массивов
Условные обозначения см. на [рис. 3.16](#)

образовании источников магм OIB. Соотношение Nb/U в большинстве мантийных источников близко к 50, но в континентальной коре оно значительно ниже, что и определяет эффективность этого отношения при решении поставленной задачи. На **рис. 3.24а** видно, что в рассматриваемых группах щелочных пород П, Д, Э и Б пантеллериты, долериты, щелочные базиты, сиениты, наиболее примитивный экерит (**рис. 3.16а**) и некоторые редкометалльные граниты располагаются в непосредственной близости от линии смешения мантийных источников DOIB и N-MORB, подтверждая участие смеси этих источников в магмах перечисленных выше щелочных пород. Естественно, что первичными магмами этих пород были не пантеллеритовые, не сиенитовые и тем более не экеритовые магмы, а более основные их «прародители», признаков которых на данном эрозионном срезе изученных массивов нет. Все другие породы щелочных массивов отклоняются от мантийных источников в сторону вмещающих пород, подтверждая данные изотопии кислорода об участии последних в источниках других пород групп П, Д, Э' и Э. Аналогичный вывод вытекает из соотношений Ce/Pb–Nb/U (**рис. 3.24б**). Щелочные породы явно ассимилировали вмещающие породы, поскольку поле составов первых протягивается от мантийных источников (N-MORB и OIB имеют Ce/Pb отношение близкое к 25 (Vidal, 1992)) к вмещающим офиолитам, при этом максимальное участие вмещающих офиолитов (ассимиляция) характерно для наиболее примитивных экеритов. Один из составов щелочных гранитов и пегматит в значительной степени ассимилировали вмещающие нещелочные граниты (**рис. 3.24б**). На этом же рисунке нельзя не отметить ассимиляцию вмещающих пород и другими щелочными породами, но, конечно, в меньшей степени, что подтверждают данные изотопии кислорода.

Таким образом, по изотопным данным и распределению элементов-примесей источником магм пород группы П, скорее всего, был умеренно деплетированный или умеренно обогащенный (по отношению к деплетированной мантии) источник DOIB с некоторым участием вмещающих пород - раннекаледонских офиолитов Озерной зоны и прорывающих их нормальных (нещелочных) гранитов. По изотопным данным породы групп Б, Д и Э' образовались из смешанной мантии с большим (Д) или меньшим вкладом, видимо, деплетированной мантии типа N-MORB и контаминации вмещающими породами.

Однако этот вывод плохо согласуется с данными по распределению несовместимых элементов-примесей (**рис. 3.20, 3.21, 3.23**). На этих рисунках видно, что к обогащенным мантийным источникам типа OIB наряду с породами группы П тяготеют щелочные базиты (группа Б), которые по изотопным составам неодима происходят из более деплетированного источника, чем породы группы П. Наоборот, породы группы Э, относящиеся к наиболее деплетированным по распределению элементов-примесей источникам типа N-MORB, по изотопным данным занимают промежуточное между П и Д положение. Породы группы Д, несущие в своем изотопном составе большую долю деплетированного мантийного компонента, чем группы П и Э, по

несовместимым элементам-примесям занимают промежуточное положение между составами пород этих групп.

Таким образом, главным выводом из рассмотренного материала является противоречие между данными по Sm-Nd изотопной системе, согласно которым магмы щелочных пород происходят из деплетированного (т.е. обедненного несовместимыми элементами-примесями) источника, и данными по распределению элементов-примесей, в соответствии с которыми, по крайней мере, щелочные базальты формировались из обогащенного источника. Это противоречие не новое в геохимии щелочных пород, и оно широко обсуждается в специальной литературе. Обычно данное противоречие объясняется двумя моделями: 1) парциальным плавлением деплетированной мантии при очень низких (до нереальности) степенях ее плавления, 2) метасоматическим преобразованием деплетированной мантии с привнесом в нее несовместимых элементов-примесей незадолго до ее плавления. В последнем случае радиогенные изотопы привнесенных элементов не успевают накопиться в источнике плавления, поэтому он сохраняет изотопные метки «дометасоматической» деплетированной мантии. Вторая модель нам представляется вполне адекватной и для рассматриваемых щелочных пород. Допускается, что мантия непосредственно перед выплавлением из нее щелочных магм претерпела превращение из деплетированной в обогащенную, и щелочные магмы выплавились из этой обогащенной мантии. В силу кратковременности эпизода этого преобразования щелочные магмы сохранили изотопные метки деплетированной мантии. Продуктов кристаллизации первичных магм, выплавлявшихся из обогащенной мантии, в пределах Халдзан-Бурегтейского массива не наблюдается. Все рассмотренные щелочные породы образовались из дифференцированных в той или иной степени магм. Источники щелочных магм в виде метасоматически переработанной деплетированной (в итоге обогащенной) мантии для пород разных фаз даже в пределах единой Халдзан-Бурегтейской группы массивов сильно отличались. Так, на диаграммах Nb/U - La/Yb, Nb/Pb - La/Yb, Th/Ta - La/Yb (рис. 3.23), отражающих уже обогащенную, метасоматически переработанную мантию, ближе всего к источнику OIB располагаются щелочные базальты 6-ой фазы и сиениты. Образование пантеллеритов 4-ой фазы, по-видимому, было связано с добавлением к этому главному источнику небольшой примеси источника MORB (на диаграммах с отношением Zr/Nb поля этих пород совпадают) или контаминацией вмещающими офиолитами. Экериты 3-ей фазы формировались главным образом из источника MORB с небольшой примесью OIB. Здесь обратим внимание на то, что источник MORB может участвовать в виде собственно деплетированной мантии или вмещающих офиолитов, также содержащих этот компонент. Одна проба щелочных гранитов отклоняется в сторону вмещающих гранитов, влияние которых здесь очевидно (рис. 3.23), а часть редкометалльных щелочных гранитов - в сторону N-MORB и соответственно экеритов (рис. 3.23). Группа составов Д на всех этих диаграммах, как и на других (рис. 3.20-3.22), занимает наиболее близкое положение к группе

составов П, что свидетельствует о наиболее интенсивном метасоматическом преобразовании деплетированной мантии в источнике магм этой группы пород.

Итак, мы принимаем за основу модель, включающую кратковременный эпизод метасоматоза деплетированной мантии, предшествующий ее плавлению. В этом случае наиболее деплетированный источник магм экеритов может определяться либо высокой степенью плавления этой метасоматизированной мантии, либо неоднородностью ее метасоматической переработки и плавлением наименее преобразованных участков, либо ассимиляцией расплавами вмещающих офиолитов. Первые два варианта объяснения маловероятны, поскольку более высокая степень плавления мантийного источника экеритов по сравнению с источником пород группы Д противоречит малым объемам (дайковые тела) экеритов. Низкая степень метасоматической переработки их мантийного источника противоречит тому, что они имеют такой же щелочной характер, как и другие породы массивов. Учитывая, что состав экерита, попадающий в группу Д (рис. 3.16, 3.24), наиболее близок к составам вмещающих офиолитов, нам представляется более реалистичным третий вариант, предполагающий участие в образовании экеритов ассимиляции вмещающих офиолитов, а возможно, и анатектическое плавление вмещающих спилитизированных (резко обогащенных натрием) островодужных офиолитов и (или) прорывающих их нормальных гранитов. Возможно, этот процесс в разной степени проявился и для других рассмотренных щелочных пород, на что указывает намечающаяся общая обратная корреляция между величинами Nb/U и $\delta^{18}\text{O}$ в щелочных породах, вмещающих их островодужных офиолитах и прорывающих офиолиты нормальных гранитах (рис. 3.24а). Следует напомнить также необычный, обогащенный флюоритом и соответственно кальцием, фтором и стронцием состав редкометалльных щелочных гранитов, исключаяющий их остаточный генезис после фракционирования любых из рассмотренных выше щелочных магм. Пока можно предположить, что они образовались при смешении остаточных магм групп П и Э, ассимилировавших осадочные карбонаты из офиолитов.

На основе всего вышеизложенного предлагается двухстадийная модель образования источников щелочных пород Халдзан-Бурегтейской группы массивов в Западной Монголии. На первой стадии источники представляли собой в разной степени деплетированную мантию, варьирующую по изотопному составу от DOIB до более деплетированного типа. Мы допускаем, что источник DOIB, как и в случае щелочных пород острова Пантеллерия (Civetta et al., 1998), был связан с поднимающимся в литосферу мантийным плюмом. На второй стадии деплетированная мантия литосферы под действием флюида или расплавов, связанных с DOIB-плюмом (породы группы П), непосредственно перед плавлением источников была метасоматически переработана в обогащенную мантию. Последняя стала главным источником магм большей части щелочных пород массивов (породы группы Д), при этом их расплавы в той или иной степени ассимилировали вмещающие породы

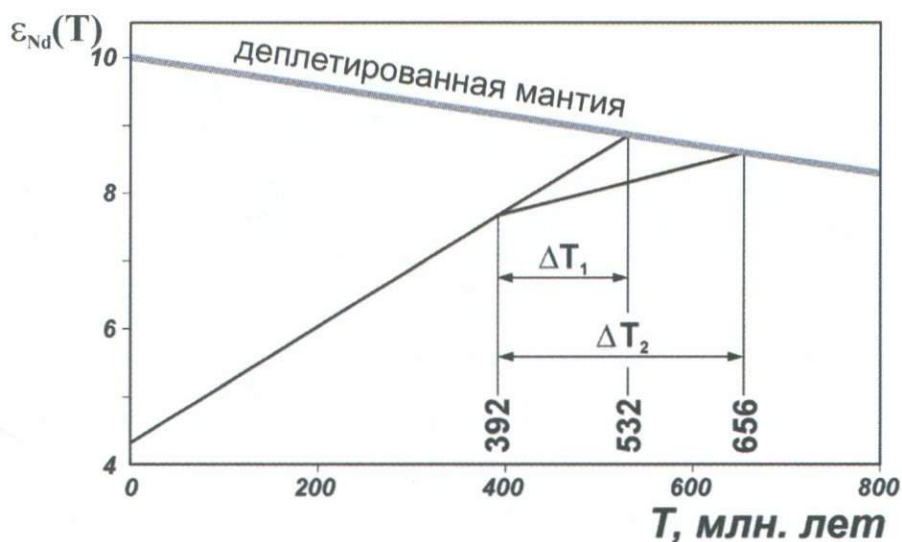


Рис. 3.25. Оценка времени проявления мантийного метасоматоза при образовании щелочных пород Халдзан-Бурегтейской группы массивов. Интервалы ΔT_1 и ΔT_2 отвечают времени между вероятным метасоматозом деплетированной мантии и образованием щелочных гранитов: ΔT_1 - без фракционирования REE при плавлении мантии и ΔT_2 - при 30%-ном увеличении Sm/Nd в мантии при ее плавлении

офиолитов и гранитов. В наибольшей степени этот процесс ассимиляции или даже анатексиса проявился для некоторых экеритов (группы Э и Э'). На основе самарий-неодимовой изотопной системы (рис. 3.25) мы оценили время рассматриваемого метасоматического события в деплетированной мантии по двум моделям: по модели одностадийной эволюции среднего состава щелочных пород группы Д - 532 млн. лет, и по модели 30%-ного увеличения Sm/Nd отношения при плавлении мантийного источника (Turner et al., 1996) - 656 млн. лет. Это время охватывает интервал от начала распада позднерифейского суперконтинента Родиния под воздействием Тихоокеанского суперплюма до раннекаледонской коллизии в Центрально-Азиатском складчатом поясе (Maquama, 1994; Коваленко и др., 1999₃; Ярмолюк и др., 2000₄; Ярмолюк и др., 2003₄ и др.) и представляется вполне реальным для рассматриваемого процесса.

Интервал времени между 440 и 392 млн. лет в истории каледонид Монгольского Алтая отвечает возникновению андезит-дацит-риолитового дайкового пояса в зоне Алтан-Хухейского глубинного разлома и характеризовался условиями очевидного растяжения вдоль этого разлома, разделяющего расположенные с востока ранние каледониды и с запада поздние каледониды. В конце этой эпохи в Озерной зоне, и, в частности, вдоль

ее границы с поздними каледонидами, стали формироваться многочисленные девонские грабены, в выполнении которых принимали активное участие разнообразные щелочные и субщелочные магматические породы (Ярмолюк, Воронцов, 1993). Примерно 392 млн. лет назад в связи с девонским рифтогенезом был сформирован собственно щелочной Халдзан-Бурегтейский массив, имеющий типичную трещинную форму и контролируемый упомянутым выше глубинным разломом. Очевидно, что условия растяжения продолжались и после образования основной части щелочных пород массива, поскольку дайки щелочных базитов продолжали внедряться теперь уже в сами породы массива. Для пород массива характерна также бимодальность состава, когда чередовалось внедрение кислых и основных пород: нордмаркиты и субщелочные габбро (долериты), щелочные граниты и субщелочные габбро (долериты), редкометалльные щелочные граниты и щелочные базиты. Бимодальность типична для вулканических разрезов рифтогенных магматических ассоциаций и редка для их плутонических аналогов, но в данном случае она проявлена.

Как уже говорилось, Халдзан-Бурегтейская группа массивов щелочных пород и одноименное редкометалльное месторождение расположены в пределах ранне-среднепалеозойской Алтае-Саянской внутриплитной магматической области (Ярмолюк и др., 2000₄; Ярмолюк, Коваленко, 2003₃). Эта область (рис. 3.26) охватывает территории Минусинских котловин, Тувы, Восточного и Западного Саяна и Северо-Западной Монголии общей площадью 900х700 км² и давно известна как регион, в котором широко распространены многочисленные массивы щелочных пород, а также впадины и грабены, выполненные вулканическими щелочными и субщелочными породами, и связанное с щелочными породами редкометалльное оруденение (Лучицкий, 1966; Ярмолюк и др., 2000₄; Коваленко и др., 2002). Возраст формирования области традиционно считался ранне-среднедевонским. Геохронологические и изотопные исследования, выполненные в последнее десятилетие, показали, что внутриплитная магматическая активность в пределах этой области началась значительно раньше, примерно с рубежа 500 млн. лет (см. выше), и без заметных возрастных перерывов продолжалась до позднего девона (Рублев и др., 1994; Kogarko et al., 1995; Костицын и др., 1998; Коваленко и др., 1999₃; Крук и др., 2002). Пик внутриплитной активности области пришелся на ранний девон, когда по всей ее площади возникли многочисленные впадины и грабены (например, Минусинские, Тувинский, Кузнецкий и Делюно-Юстыдский прогибы и др.) и произошли массовые излияния преимущественно базальтов, трахибазальтов и тефритов, а также фонолитов, трахитов, трахириолитов и комендитов (Ярмолюк и др., 2000₄; Ярмолюк, Коваленко, 2003₃).

Среди этих прогибов особо отметим два наиболее крупных - Делюно-Юстыдский (в пределах которого расположены и рассмотренные нами массивы щелочных пород) и Тувинский. Их развитие началось с излияний преимущественно основных лав и формирования продольных дайковых поясов, но с конца раннего девона протекало в режиме терригенного

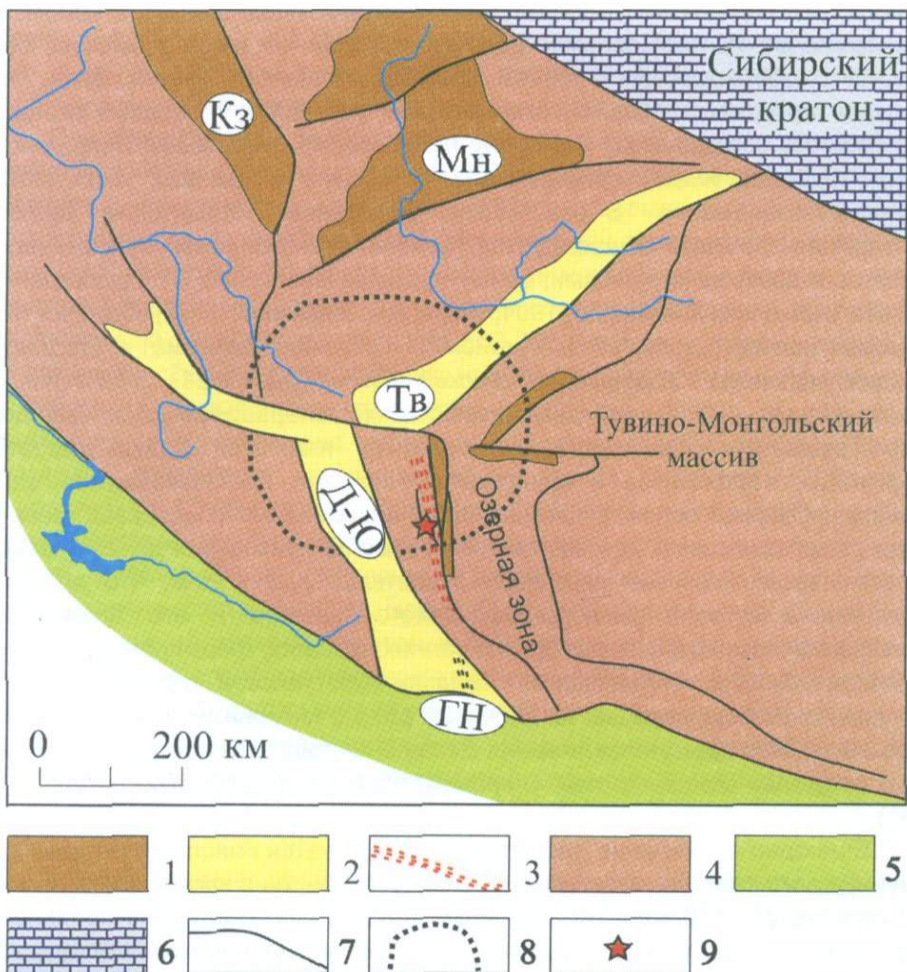


Рис. 3.26. Положение Халдзан-Бурегтейской группы массивов щелочных пород в структуре Алтае-Саянской внутриплитной области ранних каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса

1 - вулканические грабены, 2 - авлакогены, 3 - дайковые пояса, 4 - каледониды, 5 - герциниды, 6 - платформа, 7 - разломы, 8 - область тройного сочленения рифтов, 9 - Халдзан-Бурегтейская группа массивов. Грабены и прогибы: Кз - Кузнецкий, Мн - Минусинские, Тв - Тувинский, Д-Ю - Делюно-Юстыдский; ГН - Гашуннурский дайковый пояс

осадконакопления. Делюно-Юстыдский прогиб прослеживается вдоль структур Монгольского Алтая в северо-западном направлении на 600 км, при ширине до 40 км и выполнен черносланцевыми толщами мощностью до 6 км (Дергунов, 1989). Тувинский прогиб вытянут в северо-восточном направлении более, чем на 500 км, и также развивался как авлакоген. Эти прогибы

сочленяются под углом около 100° , что позволяет предполагать в целом, что формирование Алтае-Саянской области по крайней мере в девоне было связано с образованием тройной системы грабенов. Третья ветвь этой системы предположительно открывалась на запад - северо-запад (в современных координатах) в сторону палеоокеана (рис. 3.26). Большинство других грабенов имеют ориентировку, согласную с той или иной ветвью тройного сочленения. В частности, восточное обрамление Делюно-Юстыдского прогиба трассируется цепочкой небольших вулканических грабенов и дайковыми поясами, ориентированными согласно с простираем прогиба (Ярмолюк, Коваленко, 1991; Ярмолюк, Воронцов, 1993). Один из таких дайковых поясов (вдоль Алтан-Хухейского глубинного разлома) контролирует позицию массивов Халдзан-Бурегтейской группы (рис. 3.24). Этот пояс, как уже отмечалось, образован разновозрастными генерациями даек. Заведомо более древними, чем щелочные граниты, являются дайки диабазов, диоритовых порфиринов и монзонитов, которые прослеживаются вдоль границы с Озерной зоной. Особенно многочисленны они в массивах гранитов кобдинского комплекса, где местами на их долю приходится до 20% общего объема пород. Наличие этих даек свидетельствует о том, что процессы рифтогенеза в зоне Делюно-Юстыдского прогиба и его ближайшего обрамления протекали и на более ранних стадиях формирования Алтае-Саянской области. Образование Халдзан-Бурегтейской группы щелочных массивов и сопровождавших их дайковых роев в интервале 400-390 млн. лет, было синхронно времени заложения Делюно-Юстыдского прогиба и излияний в его пределах основных лав «порфириновой» формации (Dergunov et al., 2001).

Еще одно проявление рифтогенеза фиксируется поясом базитовых даек гашунурского комплекса, возраст которых установлен в южной части прогиба в интервале 380-370 млн. лет (Козаков, 1986). Такое стадийное проявление рифтогенеза в Делюно-Юстыдском секторе магматической области без трансформации прогиба в крупный транслитосферный раскол, по-видимому, определялось спецификой геологического положения области, возникшей и развивавшейся в обстановке активной континентальной окраины (Ярмолюк и др., 2000₄; Dergunov et al., 2001; Ярмолюк, Коваленко, 2003₃). В этих условиях режимы растяжения, связанные с подлитосферным диапиризмом, и режимы сжатия, вызванные взаимодействием континентальной и океанической литосферных плит, по-видимому, чередовались в зависимости от преобладания тех или иных усилий и тем самым противодействовали один другому. В этом отношении показателен южный край палеоконтинента, в пределах которого вышеупомянутые дайки гашунурского комплекса возникли между двумя проявлениями метаморфизма: высокоградиентного (андалузит-силлиманитовая фациальная серия) с возрастом 385 ± 5 млн. лет и низкоградиентного (дистен-силлиманитовая фациальная серия) с возрастом 365 ± 5 млн. лет (Козаков, 1986). В более отдаленных от границы с океаном участках палеоконтинента индикаторами активизации субдукционных условий, по-видимому, можно считать разновозрастные граниты нормального ряда

щелочности, которые в пределах Монгольского Алтая и Озерной зоны имеют возраст 494, 465, 440, 365, 355 млн. лет (см. выше и наши неопубликованные U-Pb данные по цирконам). Режимы растяжения, как уже отмечалось, фиксируются дайковыми поясами и проявлениями щелочных пород.

Подобная сложная геотектоническая обстановка формирования Алтае-Саянской области была вызвана общей геодинамикой развития каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса, рассмотренной выше, и в соответствии с которой каледонский супертеррейн перекрыл своим активным краем одну из горячих точек мантии, которая и определила развитие Алтае-Саянской области. Учитывая, что внутриплитная активность в ее пределах практически не затухала в интервале 500-360 млн. лет, можно полагать, что все это время область располагалась над мантийным плюмом. По-видимому, перемещения литосферы относительно центра плюма в это время происходили с относительно небольшой скоростью (<0.5 см/год). Поэтому суммарная амплитуда перемещений не могла превысить 700 км, и, следовательно, все вероятные изменения относительной позиции мантийного плюма и континентальной литосферы не выходили за границы магматической области. Действительно, ее размеры в эпоху максимальной активности в раннем девоне составляли не менее 900 км в поперечнике. В эту эпоху возникли тройная система рифтов и сопровождавшие ее многочисленные грабены, а также произошла вспышка магматической активности, охватившая самые отдаленные участки магматической области. Одним из результатов этой активности стало образование щелочных пород Халдзан-Бурегтейской группы массивов и одноименного крупного редкометалльного месторождения.

3.3.4. Раннемезозойская бериллиеносная магматическая провинция Западного Забайкалья

Западно-Забайкальская бериллиеносная магматическая провинция является одной из крупнейших в мире (Куприянова и др., 1996). Она включает в себя месторождения различных генетических типов: Ермаковское флюорит-фенакит-берtrandитовое, Оротское берtrandитовое, Ауникское полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовое и Амандакское торит-флюорит-фенакитовое месторождения (Заболотная, 1974; Гинзбург и др., 1975; Гинзбург и др., 1977; Косалс и др., 1978; Новикова и др., 1994; Булнаев, 1996; Новикова и др., 1998). Причины, условия и геологические факторы формирования провинции изучены недостаточно, в первую очередь из-за отсутствия надежных геохронологических данных о возрасте оруденения и контролирующего его магматизма. Поэтому основное внимание в наших исследованиях было уделено, помимо геологических, геохронологическим и изотопно-геохимическим исследованиям на примере Ермаковского и Оротского месторождений.

Ермаковское флюорит-фенакит-берtrandитовое месторождение

Ермаковское месторождение является наиболее крупным бериллиевым месторождением России и уникальным по содержаниям полезных компонентов и минералогическим особенностям. Здесь в значительных количествах встречены помимо фенакита, берtrandита такие редкие бериллиевые минералы, как бавенит, эвдидимит, мелинофан, миларит и лейкофан. Подобное разнообразие бериллиевых минералов не обнаружено ни на одном из известных месторождений мира.

Ермаковское месторождение расположено в пределах Удино-Витимской зоны Баргузино-Витимского микроконтинента (Гусев, Хаин, 1995; Ярмолюк и др., 2000₁), являющегося составным элементом структуры каледонского складчатого обрамления Сибирской платформы. Удино-Витимская зона отвечает краевой части микроконтинента, граничащей со структурами Монголо-Охотского пояса, и выделяется, прежде всего, тем, что на протяжении фанерозоя она неоднократно вовлекалась в процессы тектоно-магматической переработки. Геологическое строение зоны в основном определяют комплексы в разной степени метаморфизованных пород и массивы гранитоидов. Глубоко метаморфизованные породы представлены гнейсами и кристаллическими сланцами, условно относившиеся к малханской серии среднего протерозоя. Эта серия прорвана гнейсовидными гранитами и гнейсогранитами заганского комплекса предположительно того же возраста. Менее метаморфизованные образования представлены карбонатно-терригенными толщами, в составе которых участвуют мрамора, сланцы, песчаники, кварциты. Они относятся к типинской свите, имеют стратифицированное строение и датируются поздним рифеем - кембрием. Метаморфические комплексы прорваны многочисленными телами гранитоидов, относимыми к ряду условно разновозрастных комплексов - джидинскому, баргузинскому, витимканскому, зазинскому и другим, в составе которых преобладают нормальные гранитоиды. Наиболее поздними в ряду гранитоидов этой части Забайкалья являются щелочные граниты и сиениты малокуналейского комплекса. Их возрастным и вещественным аналогом среди кислых пород района являются вулканиты цаган-хунтейской бимодальной базальт-комендитовой свиты. Самые молодые геологические образования района - это вулканогенно-осадочные толщи, выполняющие позднемезозойско - кайнозойские впадины.

Ермаковское месторождение приурочено к небольшому блоку глубоко метаморфизованных осадочных пород, отнесенных условно к позднему протерозою, окруженному гранитоидами, возраст которых считается позднепротерозойско-палеозойским (Гинзбург и др., 1965; Гинзбург и др., 1969). Вещающими для месторождения являются осадочные породы, метаморфизованные в условиях альмандин-амфиболитовой фации. Они слагают толщу, состоящую из трех пачек: нижней - доломитовой, средней - переслаивающихся кристаллических сланцев и мраморизованных известняков, верхней - песчанико-сланцевой. Толща дислоцирована в синклинальную структуру, в ядре которой обнажаются песчаники и кристаллические сланцы, а в крыльях - доломиты. На Ермаковском

месторождении в главном карьере, достигающем глубины 90 м, в основном вскрыты кристаллические сланцы и известняки средней части толщи. Кристаллические доломиты нижней части разреза в главном карьере месторождения отмечаются только в его южной части. Здесь они нередко по пологим надвигам залегают на кристаллических сланцах и известняках средней части метаморфической толщи.

Толща метаморфических пород пересекается многочисленными дайками и более крупными телами магматических пород. Наиболее ранними магматическими породами являются средне-крупнозернистые габброиды и небольшие тела гнейсовидных гранитоидов предположительно заганского комплекса, соотношения между которыми не установлены.

На месторождении также развиты более молодые дайки, варьирующие по составу от базитов, сиенитов до кварцевых сиенитов и гранитов, включая щелочные. Кроме того, здесь закартированы штокообразные тела практически щелочно-полевошпатовых, иногда с эгирином (Рейф, Ишков, 1999) лейкогранитов (тело Шток) и щелочных арфведсонитовых и флюоритовых сиенитов (тело Сиенит).

Соотношения разнообразных по составу даек на месторождении прослежено в северо-восточной стенке Главного карьера (рис. 3.27). На основании их взаимоотношений выделены три возрастных этапа. Ранние дайки (первый этап) представлены телами мелко-среднезернистых гранитоидов. Обычно это калий-натриевые лейкограниты, иногда граносиениты. Они пересекают габброиды и вмещающие их метаморфические породы и совместно с последними вовлечены в складчатые деформации. Все другие генерации даек месторождения секут эти ранние дайки гранитов. Базитовые дайки (второй этап) пересекают ранние мелко-среднезернистые граниты, но в свою очередь секутся дайками сиенитов-гранитов (третий этап). Третий этап - наиболее распространенные дайки, по составу варьирующие от субщелочных гранит-порфиров до щелочных кварцевых сиенитов. С ними сингенетичен массив Сиенит.

Оруденение на месторождении представлено несколькими минеральными и генетическими типами (Гинзбург и др., 1975; Новикова и др., 1994). В основном руды месторождения - фенакит-бертрандитовые. Бертрандит преобладал в верхних горизонтах месторождения, которые к настоящему времени отработаны. На нижних горизонтах Главного карьера преобладают фенакитовые руды. В XVIII рудной зоне развиты брекчиевые руды, в которых обломки серпентинитов, мелкозернистых эгириновых гранитов, базитов, скарнов, слюдитов сцементированы флюорит-мелинофан-лейкофан-эвидимитовым цементом.

Необходимо отметить, что рудные тела месторождения не встречаются в лейкогранитах Штока, что соответствует представлению о его после- или синрудном образовании (Рейф, Ишков, 1999). Все остальные магматические породы месторождения, за исключением дайки фельзитов, секущих лейкограниты Штока, являются, несомненно, дорудными, хотя и близкими по времени формирования к рудам. Дайки сиенитов четко секут флогопитовые

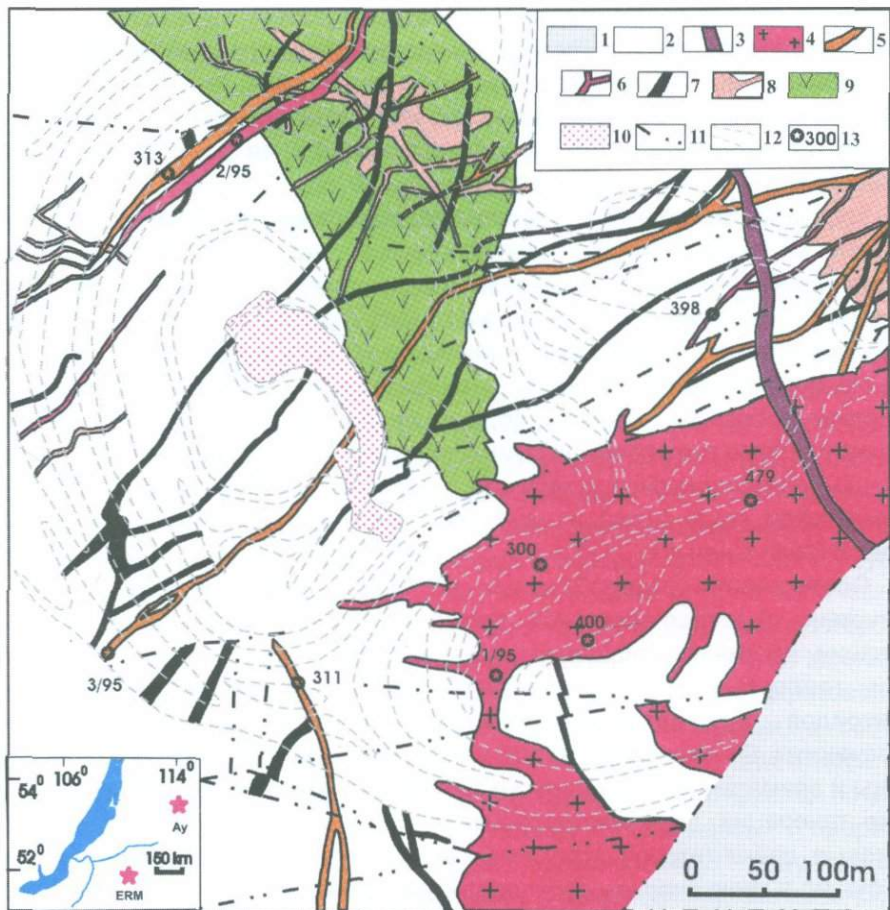


Рис. 3.27. Геологическая схема Ермаковского месторождения

1 - меловые осадочные породы; 2 - позднепротерозойские осадочные породы; 3 - дайка фельзита; 4 - лейкограниты массива Шток; 5 - дайки кварцевых сиенитов; 6 - дайки кварцевых монцонитов; 7 - дайки базитов; 8 - баргузинские граниты; 9 - габбро-диориты; 10 - флюорит-бериллиевые руды; 11 - разломы; 12 - уступы карьера; 13 - точки отбора проб

бериллиевоносные слюдиты. В карьере эти сиениты замещаются везувиановыми скарнами. Такими же скарнами замещены мелкозернистые щелочные граниты, образующие удлиненные тела в серпентинитах. В то же время эти скарны секутся апофизами лейкогранитов Штока. Рудные тела секут все упомянутые породы месторождения, включая везувиановые скарны, но исключая лейкограниты Штока и секущую ее дайку фельзита.

В целом последовательность образования различных пород и руд на месторождении на основе проведенных нами геологических исследований

представляется следующей (от ранних к поздним): метаморфические породы (кристаллические сланцы, известняки, доломиты) → гнейсовидные гранитоиды и габброиды → ранние мелко-среднезернистые граниты → дайки базитового состава → мелкозернистые микроклин-альбитовые щелочные (эгириновые и арфведсонитовые) граниты в серпентинитах → флогопитовые слюдиты с бериллиевой минерализацией → дайки сиенитов-гранитов, массив арфведсонитовых и флюоритовых сиенитов (Сиенит) → известковые скарны с везувианом → флюорит-фенакитовые руды, переходящие в карбонатитоподобные породы на флангах и в зонах выклинивания → лейкограниты Штока → дайка фельзита.

В петрохимическом отношении магматические породы месторождения в основном относятся к субщелочному, реже - к щелочному ряду. По содержанию кремнезема они варьируют от базитов до лейкогранитов при наличии всех промежуточных составов. Среди базитов большинство составов относится к гиперстен-нормативным, единичные - к нефелин-нормативным. Составы магматических пород укладываются в единые тренды: с ростом содержания кремнезема содержания щелочей (в частности, калия), глинозема проходят через максимумы, содержания магния, железа и кальция постепенно снижаются до уровня составов лейкогранитов. Гиперстен-нормативные составы базитов и похожие тренды петрохимической эволюции магматических пород характерны для базальт-пантеллеритовых ассоциаций многих континентальных рифтов.

Дорудные породы, за исключением дорудного дайкового гранофирового гранита, похожи по распределению элементов-примесей. Это сравнительно мало дифференцированные породы, иногда со слабыми минимумами цезия, тория, ниобия, циркония, титана и скандия. В упоминавшемся гранофировом граните четко проявлены европиевый и стронциевый максимумы. В дорудном габбро содержания R3Э выше, чем в дорудных гранитоидах, а минимум титана практически отсутствует.

Синрудные магматические породы, судя по распределению элементов-примесей, более дифференцированы. Наиболее примитивные составы, похожие на дорудные габбро, характерны для даек базитов. В них тоже намечаются слабые минимумы свинца, ниобия, скандия, иногда циркония. Начиная с сиенитов, в породах появляются четкие минимумы стронция, титана, иногда европия, максимум циркония. В синрудных гранитоидах к ним добавляются минимум бария, а минимумы стронция и европия и максимум циркония резко усиливаются.

Для оценки времени формирования оруденения и перечисленных выше пород были использованы U-Pb по цирконам и Rb-Sr изохронный методы.

Изотопный анализ стронция и определение концентраций рубидия и стронция выполнены Д.А.Лыхиним методом изотопного разбавления в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИМГРЭ под руководством Ю.Костицына. Разложение образцов проводилось по стандартной методике

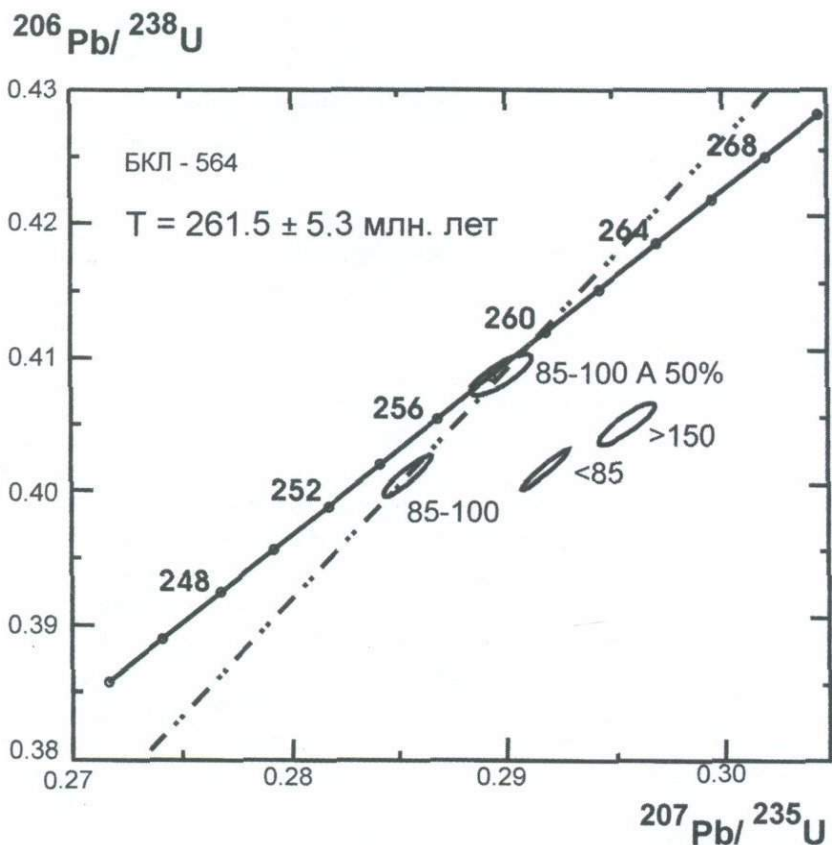


Рис. 3.28. U-Pb-диаграмма с конкордией для цирконов из гнейсовидных гранитов южного обрамления Ермаковского месторождения (проба БКЛ-564)

(Костицын, 1991). Изотопный анализ проводился на масс-спектрометре МИ-1201Т. Статистическая обработка проводилась методом Д.Йорка (York, 1966). Измерения изотопного состава U и Pb и выделение акцессорных цирконов из пробы гранитов проводили в ИГГД РАН по стандартной методике Т.Е.Кроу (Krogh, 1973). Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам PbDAT (Ludwig, 1991₁) и ISOPLOT (Ludwig, 1991₂).

Проба типичных гнейсовидных гранитов «заганского» комплекса, была отобрана из коренного обнажения в 15 километрах к югу от Ермаковского месторождения, чтобы исключить возможность воздействия на нее более молодого магматизма. Пробы остальных разновидностей магматических пород отбирались непосредственно на месторождении. U-Pb изотопное исследование двух фракций циркона из пробы гнейсовидных гранитов обнаружило дискордантность U/Pb отношений (рис. 3.28). При этом цирконы

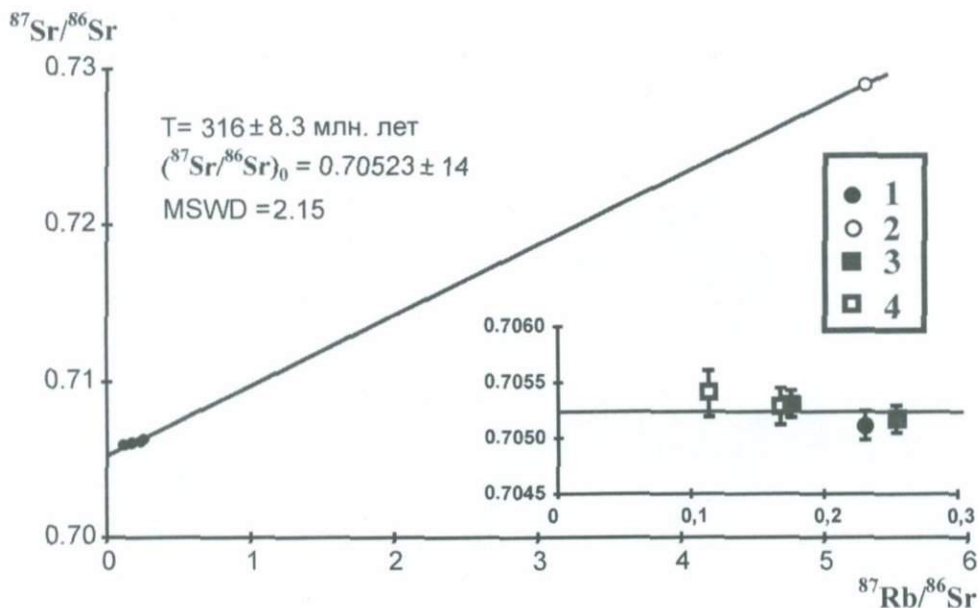


Рис. 3.29. Rb-Sr изохронная диаграмма для габброидов Ермаковского месторождения

1 - валовый состав габброидов, 2 - слюда, 3 - плагиоклазы, 4 - амфиболы

всех фракций в различной степени дискордантны, что, вероятно, отражает контаминацию более древним свинцом. Для уменьшения степени дискордантности была проведена аэробразивная обработка циркона из одной из фракций, в ходе которой было удалено около 50% вещества циркона. Точка состава, отвечающая этому циркону, располагается на конкордии, а значение возраста $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ составляет 261.5 ± 5.3 млн. лет. Морфологические особенности исследованного циркона из пробы гнейсовидных гранитов указывают на его магматическое происхождение. Следовательно, есть все основания принимать значение возраста конкордантного циркона в качестве возраста гнейсовидного гранита. Таким образом, возраст гнейсовидных гранитов - 261 ± 5 млн. лет, что соответствует границе ранней и поздней перми и значительно отличается от предполагавшегося протерозойского возраста (Лыхин и др., 2001).

Приведенные ниже другие датировки магматических пород получены Rb-Sr изохронным методом (таблица 3.10). Габброиды датировались по породе в целом и минералам: двум амфиболам, двум плагиоклазам и биотиту (рис. 3.29). Изохрона, построенная по всем этим данным, соответствует возрасту 316 ± 8.3 млн. лет и начальному изотопному отношению $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70523 \pm 14$, средний квадрат взвешенных отклонений СКВО = 2.15. Таким образом, возраст габброидов месторождения отвечает 316 ± 8.3 млн. лет.

**Изотопный состав Rb и Sr в магматических породах
Ермаковского месторождения**

№ образца	Состав	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
E-312	Габбро-диорит	64	808	0.231	0.70615
E-312-mica	Биотит	126	69	5.28	0.72899
E-307	Дорудные граниты	111	359	0.893	0.70959
E-308		161	233	1.99	0.71387
E-309		115	471	0.705	0.70880
E-493		64	687	0.269	0.70690
E-398	Синрудные граниты и сиениты	255	104	7.09	0.72821
E-2-95		259	87	8.59	0.73279
E-3-95		182	17	30.5	0.80076
E-311		206	33	17.97	0.76299
E-313		427	136	9.08	0.73432
E-483		313	61	14.9	0.75346
E-405	Синрудная дайка базита	111	931	0.345	0.70594
E-4-95-mica	Флогопит из слюдита	1110	302	10.7	0.74209
E-4-95-fl	Флюорит из слюдита	88	1505	0.169	0.70841
E-1-95	Лейкогранит из массива Шток	311	28	32.6	0.8102
E-300		303	150	5.85	0.72513
E-479		342	34	29.5	0.79988
E-400		324	44	21.8	0.77560
E-400-fl	Флюорит из лейкогранита	6	1029	0.018	0.70665
E-400/KFsp	КПШ 2.62-2.60*	478	33	39.5	0.83222
E-400/KFsp	КПШ 2.60-2.57*	499	37	42.3	0.84206
E-400/KFsp	КПШ 2.57-2.54*	519	31	48.5	0.86029
E-400/KFsp	КПШ 2.54-2.50*	528	30	52.5	0.87488

Мелко-среднезернистые гранитоиды ранних даек датировались по четырем образцам из разных тел. Rb-Sr изохронный возраст этой породы 302.7 ± 24.5 млн. лет, начальное изотопное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7058 \pm 2$, СКВО = 0.16. Большая относительная ошибка возраста 302.7 ± 24.5 млн. лет для мелко-среднезернистых гранитов ранних даек обусловлена, скорее всего, сравнительно узким диапазоном вариаций Rb-Sr отношений и малым количеством точек. Тем не менее, полученный возраст 302.7 ± 24.5 млн. лет говорит о том, что рудный процесс и молодой магматизм (224 млн. лет назад) не привели к полному омоложению Rb-Sr системы в ранних мелко-среднезернистых гранитоидах.

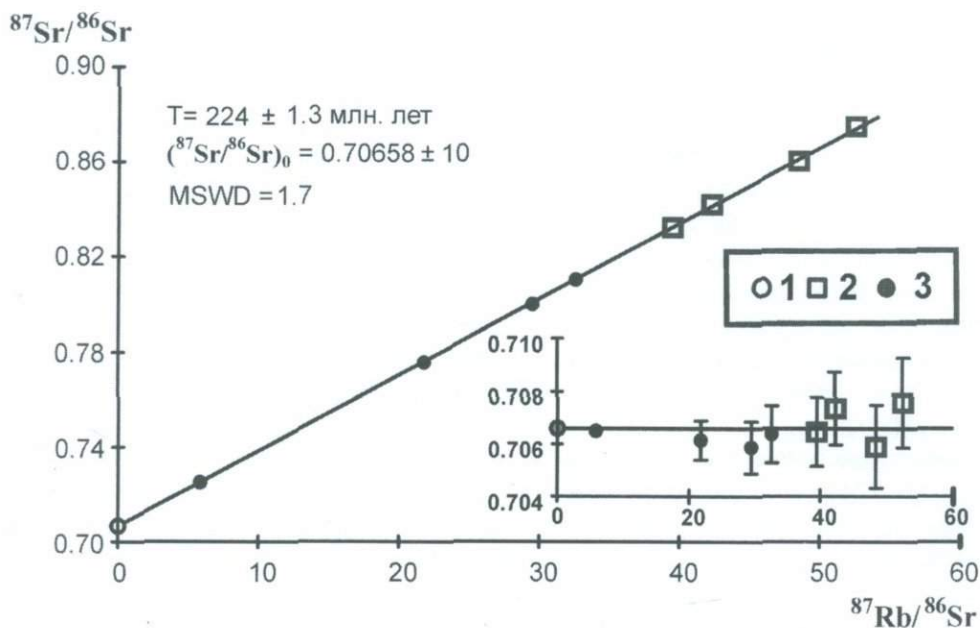


Рис. 3.30. Rb-Sr изохронная диаграмма для минералов и пород из рудоносного массива лейкогранитов Шток Ермаковского месторождения 1 - флюорит, 2 - КПШ, 3 - валовый состав лейкогранитов

Из этого следует, что все выделенные нами по геологическим соотношениям ранние магматические породы месторождения образовались в интервале от 316 ± 8 до 261 ± 5 млн. лет назад.

Датирование даек сиенит-гранитов, массива сиенитов и мелкозернистых щелочных гранитов из серпентинитов XVIII рудной зоны было проведено по шести образцам. Все точки, отвечающие этим породам, попадают на единую изохрону со следующими параметрами: возраст 224 ± 5 млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7056 \pm 8$, СКВО = 2.5. Для синхронной с этими породами базитовой дайки начальное изотопное отношение соответствует $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70484$.

Для построения изохроны по лейкогранитам Штока использовались минеральные фракции. Из лейкогранита были выделены и проанализированы акцессорный флюорит, четыре плотностные фракции калиевого полевого шпата и породы в целом. Полученная изохрона имеет возраст 224 ± 1.6 млн. лет, начальное изотопное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70659 \pm 11$, СКВО = 1.3. Так же были проанализированы еще три образца из тех же лейкогранитов Штока, и точки составов, отвечающие этим образцам, хорошо ложатся на ту же изохрону. Общая изохрона, рассчитанная для минералов и четырех валовых составов пород в целом (рис. 3.30), практически не меняет возраст 224 ± 1.3 млн. лет и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70658 \pm 10$, СКВО = 1.7.

Совпадение возрастов лейкогранитов Штока 224 ± 1.3 млн. лет для минеральной изохроны, по калиевому полевому шпату различной плотности и аксессуарному флюориту, и для изохроны по породе в целом (по четырем точкам пород) говорит о том, что наложенные процессы не оказывали влияния на Rb-Sr систему в лейкогранитах Штока. Из задокументированных при отработке месторождения взаимоотношений лейкогранитов Штока и рудных тел Ермаковского месторождения следует, что лейкограниты этого тела секут рудные тела, в связи с чем мы полагаем, что внедрение лейкогранитов массива Шток происходило позже процессов рудообразования, и рудные процессы на Ермаковском месторождении навряд ли могли повлиять на формирование лейкогранитов Штока. Таким образом, возраст 224 ± 1.3 млн. лет является временем кристаллизации лейкогранитов Штока.

Изохрона, построенная по дайкам сиенитов-гранитов, массиву сиенитов и щелочным эгириновым гранитам из серпентинитов рудной зоны XVIII, имеет возраст 224 ± 5 млн. лет. Этот возраст близок к возрасту лейкогранитов Штока. Отметим, что на изохрону по дайкам попадает и точка мелкозернистого щелочного эгиринового гранита из серпентинитов, свидетельствуя о генетическом родстве их с сиенитами.

Из рудоносных флогопитовых слюдитов выделены и проанализированы флогопит и флюорит; рассчитанный по этим двум точкам возраст - 225.5 ± 1.3 млн. лет и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70787 \pm 6$. Возраст рудоносных флогопитовых слюдитов, которые замещают дайки мелкозернистых щелочных гранитов и рассекаются дайками сиенитов, практически тот же, что и для даек, и для лейкогранитов Штока: 225.5 ± 1.3 млн. лет.

Таким образом, проведенные изотопные исследования свидетельствуют о триасовом возрасте как даек гранитов-сиенитов, щелочных гранитов, массива сиенитов, слюдитов, скарнов, так и лейкогранитов Штока. В этом интервале возраста 224 ± 5 млн. лет «зажат» весь рудный процесс.

Изученные детальные геологические соотношения магматических пород и руд, а также полученные U-Pb по цирконам и Rb-Sr датировки магматических пород и руд Ермаковского месторождения позволяют оценить генетические связи оруденения с магматизмом и специфику геодинамических условий формирования месторождения.

Как это было показано и предыдущими исследователями (Новикова и др., 1994; Litvinovsky et al., 1995), магматизм на месторождении проявился в течение двух этапов: дорудном и синрудном. Дорудный этап, возраст которого ранее оценивался протерозоем - ранним палеозоем (Абрамович и др., 1988), в действительности оказывается позднепалеозойским. Габброиды, имеют наиболее древний возраст - около 316 ± 8 млн. лет. Эта цифра близка к нижнему пределу недавно определенного возраста Ангаро-Витимского (или Баргузинского) батолита и синплутонических с ним базитов икатского и монастырского комплексов. Ранние дайки мелко-среднезернистых гранитов сформировались ближе к верхнему пределу этапа образования рассматриваемого батолита (около 303 ± 24 млн. лет). По-видимому, это не случайно, так как месторождение располагается в южной периферии Ангаро-

Витимского батолита, и апофизы последнего могли прорывать осадочно-метаморфическую толщу останца, вмещающего месторождение.

Гнейсовидные гранитоиды вблизи месторождения имеют более молодой возраст, около 261 ± 5 млн. лет. Хотя и нельзя исключать геохронологической близости и этих гранитов, и гранитоидов Ангаро-Витимского батолита.

Синрудный магматизм Ермаковского месторождения включает в себя мелкозернистые щелочные эгириновые граниты, дайки базитов, сиенитов-гранитов, массив сиенитов, лейкограниты Штока, а также метасоматические флогопитовые слюдиты, известковые везувиановые скарны, а также основное бериллиевое оруденение. В флогопитовых слюдитах отмечается высокие (вплоть до рудных) концентрации бериллия. Однако, не ясно, связаны ли они с обломками разнообразных пород, либо с флюоритовым цементом в флогопитовых слюдитах. Все эти породы и руды, по имеющимся датировкам имеют практически один и тот же возраст – около 224 млн. лет. Отсюда следует, что бериллиевое оруденение Ермаковского месторождения пространственно и во времени связано с ассоциацией магматических пород, широко варьирующих по составу от базитов до щелочных гранитов. С этой ассоциацией связано скарнирование пород и флогопитизация серпентинитов и доломитов, а также такая ассоциация магматических пород типична для рифтогенных структур земной коры, примеры которых представлены и на изучаемой территории.

Оротское берtrandитовое месторождение

Оротское месторождение расположено в 15 км к северо-западу от поселка Кижинга в западном Забайкалье. В структурном отношении оно тяготеет к горстовому обрамлению Цаган-Хуртейского грабена, одного из крупнейших в строении раннемезозойской рифтовой зоны Западного Забайкалья (Ярмолюк и др., 2001₃). Этот грабен выполнен мощными (>3 км) вулканическими толщами бимодальной базальт-комендитовой ассоциации цаган-хуртейской свиты и массивами щелочных гранитоидов малокуналейского комплекса, с одним из которых связано формирование Ермаковского месторождения. В пределах горстового обрамления вулканизм не имел сплошного распространения. Здесь формировались обособленные вулканоплутонические ассоциации, отвечающие отдельным вулканам. С одной из таких построек - Оротской, расположенной на периферии вулканотектонической структуры «Арал» (Гордиенко, 1987), и связано Оротское берtrandитовое месторождение. Оротская вулканическая постройка (рис. 3.31), по данным И.В.Гордиенко, В.В.Скрипкиной и Л.И.Рейфа, имеет диаметр около 2.5-3 км, а по морфологическим особенностям она относится к кальдерным структурам с центральным лавовым нечком и кольцевой интрузией. Эта палеокальдера оконтурена кольцевыми разломами, а ее размер в поперечнике составляет около 1 км. Сложной формы нечк, вытянутый в меридиональном направлении на 800 м вдоль восточного края кальдеры, сформирован на месте выводящего канала и заполнен трахириолитовой лавой с многочисленными обломками боковых пород (эруптивная брекчия).

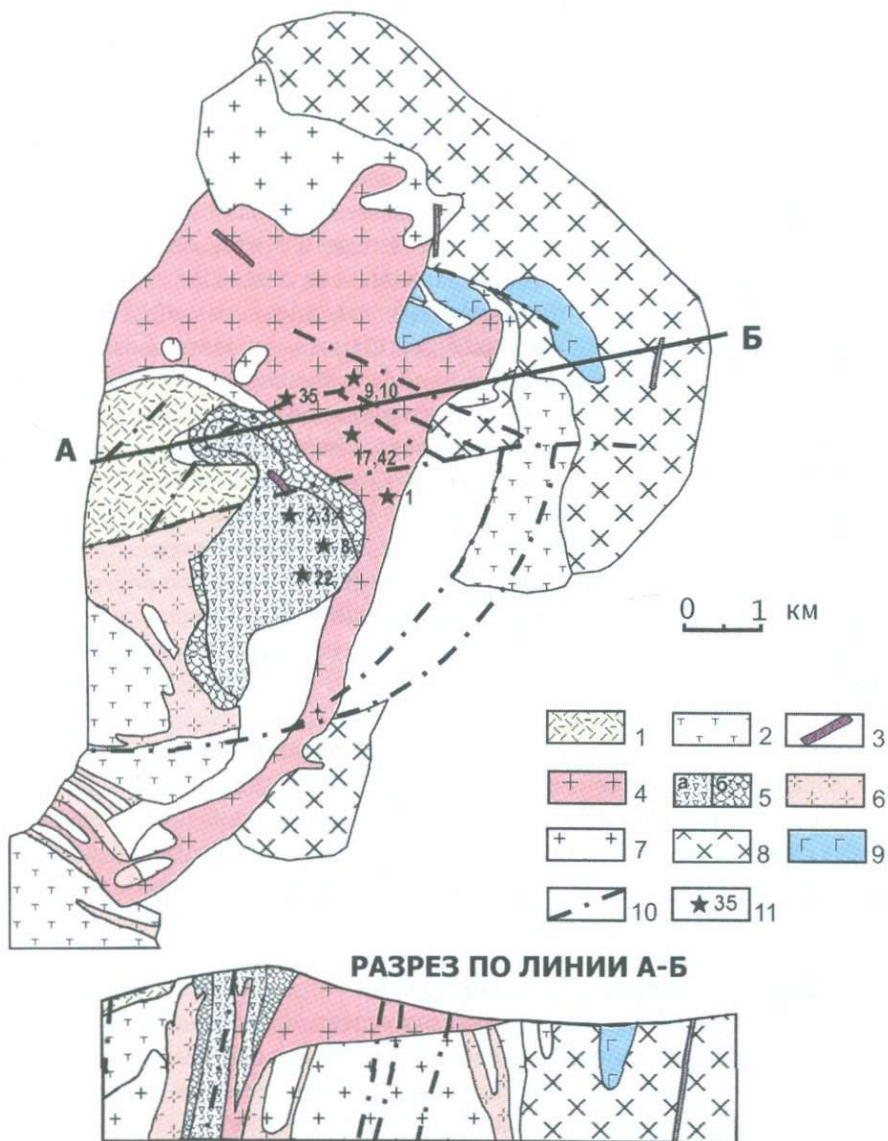


Рис. 3.31. Схема геологического строения Оротского месторождения

1 - трахириолиты алентуйской свиты; 2 - трахибазальты, трахириолиты, трахиты, андезито-базальты хысейской свиты; 3 - дайки сиенитов, диоритов и фельзитов малокуналейского комплекса; 4 - гранитоиды малокуналейского комплекса; 5а - эффузивные брекчии трахидацитов, риолитов, комендитов; 5б - околожерловые образования, слагающие Оротскую вулканическую постройку; 6 - дайки и небольшие тела позднепермских сиенит-порфиров; 7 - мелко-среднезернистые граниты третьей фазы баргузинского комплекса; 8 - биотитовые граниты второй фазы баргузинского комплекса; 9 - габбро-диориты и диориты атарханского комплекса; 10 - разрывные нарушения; 11 - места отбора проб

Некк окружен ореолом околожерловой брекчии, которая представляет собой раздробленные боковые породы, подвергшиеся гидротермально-метасоматическим преобразованиям с наложением рудной берtrandитовой минерализации на порфириовидные гранитоиды малокуналейского комплекса, иногда на брекчии и вулканиты.

Геологический фон при формировании Оротского месторождения определяли осадочные образования, в частности, зунмурунская свита, условно относящаяся к позднему рифею - венду, а также гранитоиды баргузинского и малокуналейского комплексов. Зунмурунская свита сложена преимущественно доломитовыми мраморами и известняками, реже сланцами, переслаивающимися между собой.

Наиболее ранними интрузивными породами в пределах Оротского рудного поля считаются габбро-диориты и диориты атарханского комплекса, условно отнесенные к позднему палеозою (рис. 3.31). Габбро-диориты и диориты представлены небольшими ксенолитами в гранитоидах второй фазы баргузинского комплекса. Наиболее широко в пределах Оротского рудного поля развиты гранитоиды второй и третьей фаз баргузинского комплекса, встречающиеся в основном в северной и северо-восточной частях поля. Третья фаза баргузинского комплекса на месторождении - мелкозернистые лейкократовые граниты, слагающие штоки или дайкообразные тела среди биотитовых гранитов второй фазы. Ранее (Будников и др., 1995; Ярмолюк и др., 1997) определен возраст гранитоидов баргузинского комплекса по цирконам U-Pb-методом, который варьирует от 289.2 ± 1 до 290 ± 3 млн. лет, что соответствует границе карбона и перми.

В строении Оротского палеовулкана принимают участие остатки покровных вулканических толщ, жерловые и субвулканические фации (аналог цаган-хуртейской свиты), представленные пирокластическими, лавокластическими и туфогенно-осадочными образованиями (кластолавами, туфами и туфобрекчиями, туфоалевролитами, туфогравелитами, туфоконгломератами) кислого, щелочного и среднего составов: фельзиты, трахиты, трахириолиты, риодациты, трахириолитовые порфиры, дациты, андезиты, риолиты. Мощность этих отложений 250-300 м. С малокуналейскими гранитоидами взаимоотношения вулканических пород, слагающих Оротскую вулканическую постройку, близко-одновременные, возраст их условно был принят как раннепермский (Гордиенко, 1987).

Само бериллиевое оруденение на Оротском месторождении локализуется в мелко-среднезернистых массивных порфириовидных щелочных лейкогранитах малокуналейского комплекса. Интрузия порфириовидных лейкогранитов – щелочных гранитов имеет форму полукольцевой дайки, переходящей в однослойный лакколлит, развитый с северо-восточной стороны Оротского палеовулкана, и располагается в зоне ограничивающего лакколлит разлома (рис. 3.31). В основном порфириовидные гранитоиды на месторождении состоят из пертитового калиевого полевого шпата, кварца и реликтов биотита, редких альбита и магнетита, а в качестве акцессорных минералов присутствуют сфен и циркон. В гранитоидах встречаются

миароловые образования, сложенные в основном кварцем, иногда магнетитом, сфеном, а также флюоритом. В центре миарол отмечены мелкие пустоты с друзами кварца. Встречаются также прожилки и пустоты выполненные халцедоном. Самыми поздними интрузивными породами на Оротском месторождении являются различные по составу дайки малокуналейского комплекса, отвечающие по составу сиенитам, диоритам и фельзитам.

Как уже отмечалось выше, бериллиевое оруденение на месторождении приурочено к северо-восточной экзоконтактной части Оротской вулканической постройки. Оно проявлено преимущественно в малокуналейских гранитоидах, а иногда в околосерловых гранитовых брекчиях и вулканических породах. Рудные тела представляют собой сочетание различных типов измененных, часто пористых, выщелоченных мелко-среднезернистых пород с порфиридной структурой и массивной текстурой. Рудные тела образуют гнездо-линзообразные неправильной формы залежи. Мощность рудных тел от 1-2 до 10 м, по простиранию они прослеживаются от 20 до 50 м, а в отдельных случаях до 150 м, по падению до 270 м. Для рудных тел характерны пережимы, раздувы и резкие выклинивания. Рудные тела выделяются по интенсивной гидротермальной проработке вмещающих порфиридных лейкогранитов: каолинизации (дикит), флюоритизации, гематитизации, омарганцеванию и выщелачиванию (вынос K_2O и Na_2O). Гранитоиды малокуналейского комплекса, в которых интенсивно проявлены эти процессы, теряют практически полностью первичную структуру. В них появляются мелкие от 0.01 до 1 мм кристаллы берtrandита, калиевый полевой шпат практически полностью замещается гидроксидами железа, каолинитом, диккитом и халцедоновидным кварцем. Типичный минеральный состав руд следующий: реликты калиевого полевого шпата 25-30%, кварц 10-30%, каолинит-дикит 10-30%, берtrandит, циркон, анатаз, рутил, флюорит, карбонаты, ильменит, эпидот, магнетит, ксенотим, амфиболы, гематит, гидроксиды железа и марганца. Рудным минералом на месторождении является берtrandит.

Вмещающие бериллиевое оруденение гранитоиды малокуналейского комплекса и вулканыты, слагающие Оротскую вулканическую постройку, являются типичными субщелочными породами. Содержание K_2O и Na_2O в гранитоидах варьирует от 6.9 до 10.3% при преобладании K_2O над Na_2O . Для гранитоидов характерен низкий коэффициент агпаитности ($K_2 < 0.6-0.7$). Поведение петрогенных элементов для пород малокуналейского комплекса и вулканических пород похожее: с увеличением в них содержания SiO_2 наблюдается обеднение их Na_2O , K_2O , Al_2O_3 , MgO , P_2O_5 , TiO_2 , CaO . По сравнению с неизменными разностями в гранитоидах с наложенной берtrandитовой минерализацией (являющихся рудами месторождения) отмечается уменьшение содержания K_2O , Na_2O , MgO и общее увеличение концентраций железа и марганца, что может быть связано с практически полным замещением калиевого полевого шпата каолинитом, диккитом,

гидроксидами железа и марганца. Содержания бериллия в них, по нашим данным, колеблется от 3090 до 8620 г/т. В рудах наблюдается достаточно четкая корреляция: с ростом в них бериллия возрастает концентрация железа, магния и уменьшается содержание кремнезема.

Лейкограниты, щелочные граниты малокуналейского комплекса и вулканыты, слагающие Оротский палеовулкан, по распределению редких и редкоземельных элементов являются достаточно похожими. Изученные составы гранитоидов и вулканических пород характеризуются минимумами концентраций бария, цезия, стронция, титана, иногда ниобия, тантала и максимумами содержаний свинца, тория, рубидия, цинка, циркония. В вулканитах выделяются две группы пород, различающиеся по поведению редких и редкоземельных элементов. Первая группа характеризуется распределением редких и редкоземельных элементов, близким к гранитоидам малокуналейского комплекса, а во второй группе намечается пониженное содержание редкоземельных элементов, а также Th, U, Nb, Ta, Hf. Следует отметить наличие европиевого минимума в спектре распределения редкоземельных элементов в гранитоидах ($Eu/Eu^* = 0.33$) и в вулканитах ($Eu/Eu^* = 0.41$), что, скорее всего, обусловлено фракционированием полевого шпата. В гранитоидах с наложенной бертрандитовой минерализацией (руды) отмечается небольшое повышение, по сравнению с неизменными гранитоидами, содержаний V, Sc, Li, Nb, Hf, Zr, Y, Th, U, а так же легких РЗЭ и незначительное понижение концентраций Cs, Rb, Ba, Cu, Ni. В целом, распределение редких и редкоземельных элементов в рудах и вмещающих их породах довольно похожее, что может свидетельствовать об их генетической связи.

Для оценки времени формирования бериллиевого оруденения, вмещающих его гранитоидов малокуналейского комплекса и вулканических пород, слагающих Оротскую вулканическую постройку, нами были проведены их детальные Rb-Sr изотопные исследования.

Из различных по составу вулканических пород, слагающих Оротскую вулканическую постройку (риолитов, риодацитов, трахидацитов), нами были отобраны и проанализированы пять проб (таблица 3.11). Полученная по ним изохрона (рис. 3.32) отвечает возрасту 236.4 ± 3.9 млн. лет с начальным изотопным отношением $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.70493 \pm 34$, СКВО = 0.85. Из полученных изотопных данных видно, что Rb-Sr изотопная система в вулканитах изученных пород закрылась одновременно, в связи с чем возраст 236.4 ± 3.9 млн. лет отвечает времени образования вулканических пород Оротской вулканоплутонической постройке.

Для определения Rb-Sr возраста малокуналейских лейкогранитов-щелочных гранитов Оротского месторождения из них были отобраны и проанализированы четыре валовые пробы, четыре плотностные фракции калиевого полевого шпата из одной из проб гранитоидов, а также две пробы гранитоидов с наложенной бертрандитовой минерализацией (руда). Изохрона, построенная по всем приведенным выше образцам и минералам лейкогранитов (таблица 3.11; рис. 3.33), дает возраст 224.8 ± 1.3 млн. лет при

Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные для пород Оротского месторождения

№ образца	Состав	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	Nd, мкг/г	Sm, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$
Оро-2	Трахидациит	145.5	43.31	9.75	0.7376±7	0.70481	-	-	-	-	-
Оро-4	Риодацит	222.2	23.31	27.83	0.7988±7	0.70523	-	-	-	-	-
Оро-8	Риолит	220.5	28.72	22.37	0.7803±8	0.70506	-	-	-	-	-
Оро-1	Лейкогранит	233.6	12.47	55.12	0.8829±7	0.70793	40.5	8.15	0.1217	0.5127±4	2.35
Оро-9		288.8	29.98	28.12	0.7986±7	0.70932	99.5	17.7	0.1072	0.5126±6	2.37
Оро-9-П	Флюорит	18.4	1012	0.053	0.7050±8	0.70479	-	-	-	-	-
Оро-9	КПШ 2.56-2.58*	342.2	22.85	43.92	0.8493±7	0.70,892	-	-	-	-	-
Оро-9	КПШ 2.58-2.60*	348.6	22.67	45.12	0.8531±7	0.70888	-	-	-	-	-
Оро-9	КПШ 2.60-2.62*	284.8	20.65	40.4	0.8382±7	0.70901	-	-	-	-	-
Оро-9	КПШ 2.62-2.64*	252.4	15.65	47.37	0.8608±7	0.70933	-	-	-	-	-
Оро-10	Щелочной гранит	269.4	33.81	23.22	0.7821±7	0.70844	-	-	-	-	-
Оро-35		211.1	13.26	46.72	0.8576±7	0.70928	-	-	-	-	-
Оро-17	Руда	43.8	17.33	7.33	0.7318±8	0.70,838	42.2	10.1	0.1444	0.5126±8	1.62
Оро-42		80.5	38.10	6.13	0.7281±7	0.70851	-	-	-	-	-
ЕРМ-1	Доломит	99.1	454.5	0.631	0.7105±7	0.70846	1.07	7.31	0.0886	0.5125±6	-0.2
ЕРМ-466	Известняк	26.0	881.4	0.086	0.7084±7	0.70816	2.11	14.2	0.09	0.5124±7	-2.6
ЕРМ-452	Сланец	217.7	476.1	1.32	0.7147±7	0.71050	5.11	24.9	1.1239	0.5123±9	-4.1
ЕРМ-462		130.3	351.6	1.07	0.7137±7	0.71026	4.76	23	1.1249	0.5124±8	-2.8

- нет данных; *разные плотностные фракции калиевого полевого шпата (КПШ)

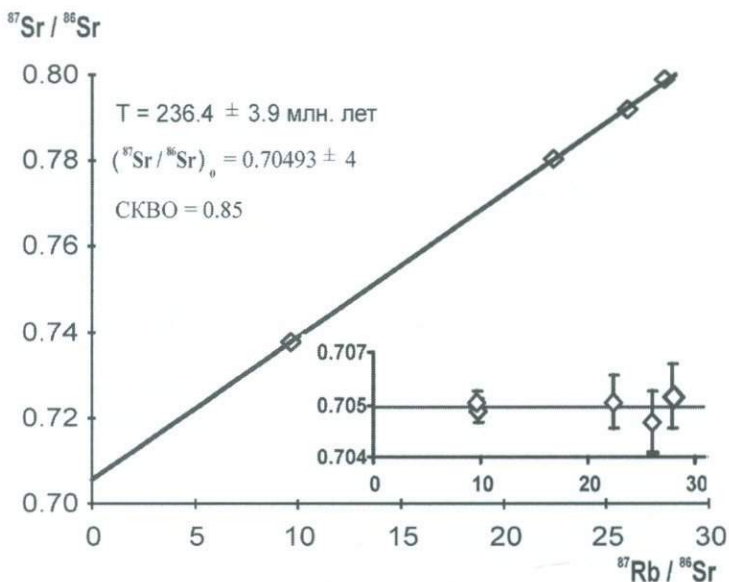


Рис. 3.32. Rb-Sr изохронная диаграмма для вулканитов, слагающих Оротскую вулканическую постройку

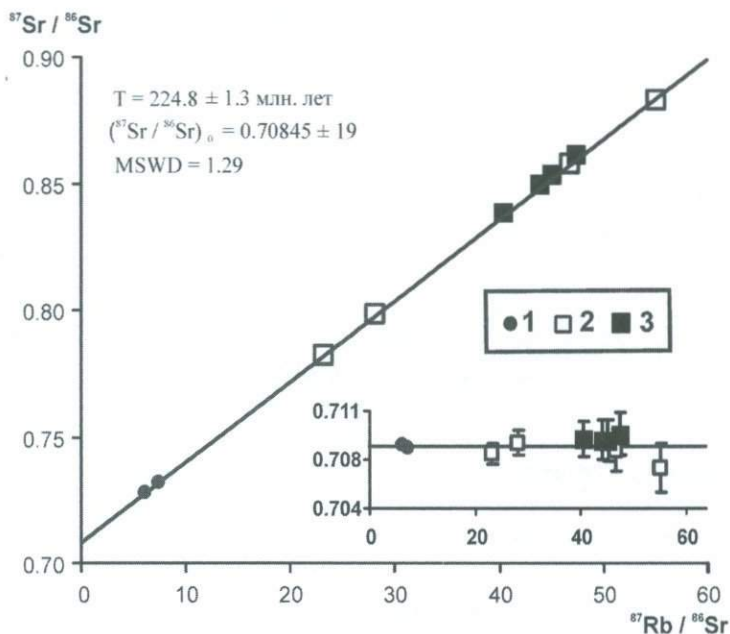


Рис. 3.33. Rb-Sr изохронная диаграмма для валовых проб гранитоидов, КПШ, гранитоидов с наложенной бериллиевой минерализацией Оротского месторождения

1 - гранитоиды с наложенной Be минерализацией, 2 - валовые составы гранитоидов, 3 - КПШ

начальном изотопном отношении $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70845 \pm 19$, СКВО = 1.29. По полученным данным изотопные составы гранитоидов с наложенной берtrandитовой минерализацией (руды) попадают на ту же изохронную зависимость, что и составы неизменных гранитоидов, что свидетельствует о близко-одновременном формировании гранитоидов и бериллиевого оруденения. Таким образом, рубидий-стронциевая изотопная система гранитоидов и составляющих их калиевых полевых шпатов закрылась одновременно, в связи с чем полученный возраст 224.8 ± 1.3 отвечает времени кристаллизации гранитоидов малокуналейского комплекса и образования бериллиевого оруденения на Оротском месторождении (Лыхин и др., 2001; Лыхин и др., 2004).

Получены первые Sm-Nd-изотопные данные по гранитоидам Оротского массива, относимого к малокуналейскому комплексу (таблица 3.11). Величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, рассчитанные на момент образования гранитоидов $T = 225$ млн. лет, составляют $\sim(+2.4)$, а у образца гранитоидов с наложенной бериллиевой минерализацией +1.62. Учитывая, что щелочные гранитоиды типа малокуналейских часто являются дифференциатами базитовых магм, положительное значение $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ равно $\sim(+2.4)$ и указывает на слабо деплетированную мантию как источник магм таких гранитов. Значение $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ для гранитоида с наложенной бериллиевой минерализацией +1.62 в целом близко к составам неизменных гранитов. Как следует из диаграммы $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (рис. 3.34), изученные составы пород ближе всего располагаются к мантийному источнику EM-II, но возможны и другие смешанные источники: смесь деплетированной мантии и вмещающих кристаллических сланцев или смесь тех же сланцев и мантийного источника HIMU и др. Отметим также, что по величине $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ граниты и руды близки к базитам цаган-хуртейской свиты, отличаясь от последних более высоким изотопным значением первичного стронция $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$.

Для оценки источников магм и руд Оротского месторождения более полные данные могут быть получены при использовании, наряду с изотопными, данных по распределению элементов-примесей. Известно, что соотношения несовместимых элементов-примесей в магмах наследуют эти отношения в источнике магм. Нами были подобраны такие отношения элементов-примесей в магматических породах Оротского берtrandитового месторождения, которые достаточно контрастны для разных мантийных и коровых источников. Например, отношение Zr/Nb близко во всех обогащенных мантийных источниках и в коровых источниках, но резко отличается в деплетированной мантии. Соответственно, на диаграмме $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ -Zr/Nb видно, что вулканиты месторождения близки по величине Zr/Nb к базитам цаган-хуртейской свиты, слабо отличаясь от последних по величине первичного отношения стронция. Скорее всего, источники для базитов и вулканитов месторождения были близкими. Как и на диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ -

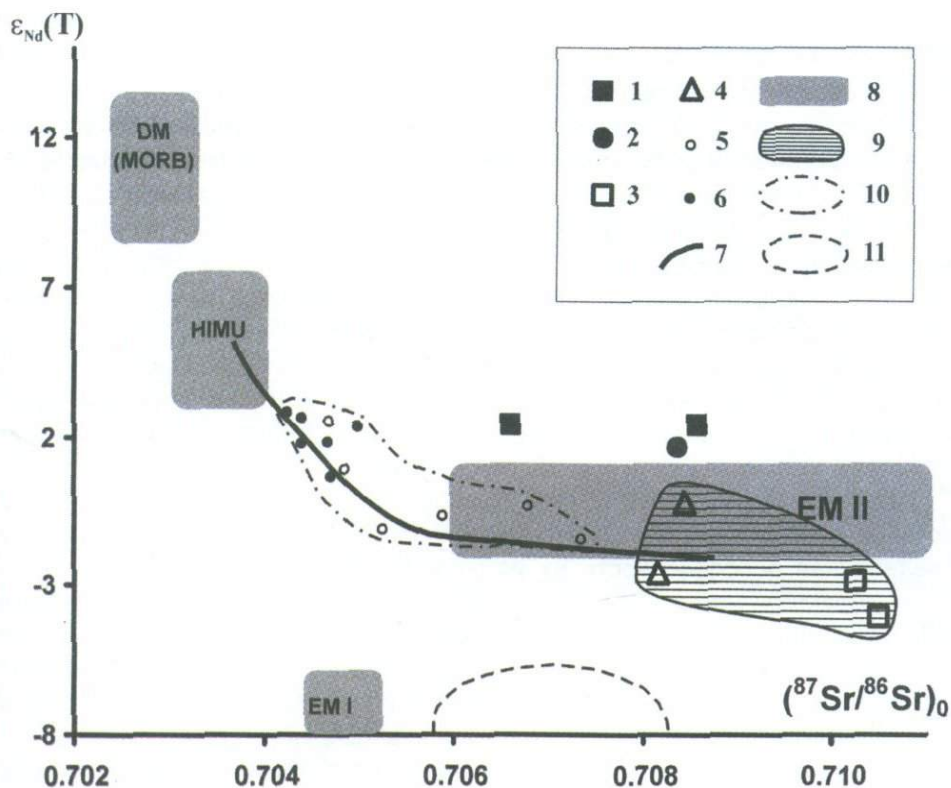


Рис. 3.34. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ - $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ для пород Оротского месторождения

1 - малокуналейские гранитоиды; 2 - гранитоиды с наложенной берtrandитовой минерализацией (руды); 3-4 - вмещающие осадочные породы района Ермаковского и Оротского месторождений; 3 - сланцы, 4 - осадочные карбонатные породы; 5-6 - ассоциации щелочно-гранитных и бимодальных пород Западного Забайкалья (Ярмолюк и др., 2001₃); 5 - гранитоиды и кислые вулканиты цаган-хуртейской свиты харитоновского и атхинского массивов, 6 - базальты цаган-хуртейской свиты и харитоновского массива; 7 - линии смешения; 8 - поле составов обогащенных и деплетированных мантийных источников (EM-I, EM-II, HIMU, N-MORB); 9 - поле распространения осадочных пород; 10 - поле составов щелочно-гранитных и бимодальных ассоциаций пород Западного Забайкалья; 11 - поле составов Ангаро-Витимского батолита в районе Ермаковского и Оротского месторождений

$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ для гранитов и руд месторождения, источники были близки к EM-II. Ряд же пород от гранитов и руд месторождения через вулканиты и базиты цаган-хуртейской свиты располагаются на линии смешения между N-MORB и EM-II.

Отношение La/Yb также разделяет деплетированные и обогащенные мантийные источники. Как и на диаграмме $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ -Zr/Nb, на диаграмме

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0\text{-La/Yb}$ видна близость источников вулканитов месторождения и базитов цаган-хуртейской свиты. Наконец, отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0\text{-Th/Ta}$ и Nb/U четко отделяют от любых мантийных источников коровые. Причем мы используем не только средний состав верхней континентальной коры, но и состав региональной коры, представленной Ангаро-Витимским батолитом из района Ермаковского и Оротского месторождений. На диаграмме $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0\text{-Th/Ta}$ видно, что вариации отношения Th/Ta в вулканитах, гранитах и рудах месторождения, скорее всего, обусловлены наряду с преобладающими мантийными источниками участием (видимо, ассимиляцией) вещества Ангаро-Витимского батолита (возможно, с добавкой кристаллических сланцев) при образовании руд и пород месторождения. Аналогичные выводы можно сделать и на основе анализа вариаций величины Nb/U . На двух последних диаграммах четко видно, что кристаллические сланцы были одним из источников магм гранитов и руд месторождения.

На диаграмме Th/Ta-Zr/Nb хорошо видна обособленность полей составов вулканитов и гранитов месторождения, а, следовательно, и определенная обособленность их источников. Поле составов вулканитов в целом характеризуется более высокими отношениями Zr/Nb . На графике Th/Ta-Zr/Nb оно вытянуто между источником типа N-MORB и континентальной корой (батолит и кристаллические сланцы) вдоль линии смещения, форма которой вполне согласуется с резким (более чем на порядок) преобладанием Zr в вулканитах относительно содержания в осадках и при сравнительно близких содержаниях Th в этих породах. Участие EM-II в их источнике определяет ширину поля составов вулканитов. На этом же графике поле составов гранитоидов и руд вытянуто вдоль линии смещения между EM-II и смесью N-MORB и корой. На диаграмме La/Yb-Zr/Nb подтверждается участие N-MORB и EM-II (совместно с корой) для источников гранитов и руд и отклонение в сторону высоких отношений Zr/Nb вулканитов, поле которых и источники практически совпадают с полем составов и источниками базитов цаган-хуртейской свиты. Как и на диаграмме Th/Ta-Zr/Nb , гиперболическая форма линии смещения, на которую попадают составы вулканитов, определяется высокими содержаниями в них Zr и соответственно устойчиво высоким значением Zr/Nb по сравнению с породами коры.

В заключение отметим, что руды Оротского берtrandитового месторождения на всех представленных графиках имеют явную связь с гранитоидами, а не с вулканитами, а также незначительную роль вмещающих известняков в бериллиевом рудообразовании, хотя для многих других бериллиевых месторождений влияние вмещающих известняков считается существенным.

Таким образом, магматические породы и бериллиевые руды Оротского месторождения образовались с участием мантийных источников N-MORB и EM-II с добавлением континентальной коры в виде гранитоидов Ангаро-Витимского батолита и обрамляющих его кристаллических сланцев. Участие коры проявилось, скорее всего, в виде ассимиляции мантийными магмами

(базиты и вулканиты), источниками которых была смесь N-MORB и EM-II. Источники щелочных гранитоидов Оротского месторождения более обогащены компонентом EM-II и кристаллическими сланцами по сравнению с вулканитами. Бериллиевое оруденение месторождения по изотопным и геохимическим данным генетически связано с щелочными гранитоидами.

В заключение всего вышеизложенного можно сделать основные выводы, касающиеся возраста и источников магм для пород, и руд Ермаковского и Оротского месторождений.

1. Изучение взаимоотношений магматических пород и бериллиевых руд Ермаковского месторождения позволили наметить следующую последовательность их образования (от ранних к поздним): вмещающие кристаллические сланцы, песчаники, доломиты, известняки; дорудные габброиды, граниты и гнейсовидные граниты; синрудные дайковые базиты, сиениты-граниты, щелочные граниты, флогопитовые слюдиты, везувиановые скарны; рудные тела; щелочные граниты Штока, дайковые фельзиты. U-Pb возраст дорудных гнейсовидных гранитов на Ермаковском месторождении составляет 261 ± 5 млн. лет, Rb-Sr возраст габброидов - 316 ± 8 млн. лет, мелко-среднезернистых дорудных дайковых гранитоидов - 302.7 ± 24.5 млн. лет. Rb-Sr возраст синрудных дайковых сиенитов-гранитов составляет 224 ± 5 млн. лет, рудоносных флогопитовых слюдитов - 225 ± 1 млн. лет, послерудных лейкогранитов Штока - 224 ± 1 млн. лет. Образование руд месторождения имело место 224 ± 5 млн. лет назад.

2. На Оротском бертрандитовом месторождении на гранитоиды малокуналейского комплекса, а также на вулканические образования, слагающие Оротскую вулканическую постройку, наложена бертрандитовая минерализация, сопровождающаяся каолинизацией, флюоритизацией, гематитизацией, омарганцеванием и выщелачиванием выше перечисленных пород. По распределению редких и редкоземельных элементов на Оротском месторождении бериллиевые руды и вмещающие их гранитоиды близки, что может говорить об их генетическом родстве. Rb-Sr возраст Оротской вулканической постройки составляет 236.4 ± 3.9 млн. лет, возраст гранитоидов малокуналейского комплекса, вмещающих оруденение - 224.8 ± 1.3 млн. лет. Образование бертрандитовых руд месторождения проявилось в возрастных рамках образования гранитоидов малокуналейского комплекса (~ 225 млн. лет назад). Положительное значение $\epsilon_{Nd}(T) = (+2.4)$ для малокуналейских гранитоидов Оротского месторождения указывает на слабо деплетированную мантию как источник их протолита. Судя по изотопным и геохимическим данным, магматические породы и бериллиевые руды Оротского месторождения образовались с участием мантийных источников N-MORB и EM-II с добавлением континентальной коры, представленной гранитоидами Ангаро-Витимского батолита и обрамляющих его сланцами. Бериллиевое оруденение месторождения генетически связано с щелочными гранитоидами.

3. Полученные данные впервые изотопно, геохронологически и геохимически характеризуют уникальную Западно-Забайкальскую бериллиеносную провинцию. Нами показано на примере Ермаковского и Оротского месторождений, что бериллиевые месторождения этой провинции связаны с бимодальным магматизмом рифтогенной специфики, проявившимся в интервале времени 224 млн. лет назад. Магматические и рудные процессы месторождений этой провинции, а также грабенообразование региона связаны с внутриконтинентальным рифтогенезом, имевшим место в триасовое время и ответственным за формирование Западно-Забайкальской бериллиевой металлогенической провинции и контролирующей все известные месторождения и рудопроявления бериллия в регионе.

3.3.5. Позднемезозойская карбонатитовая провинция Центральной Азии

В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса и южной части Сибирской платформы в настоящее время известна целая серия позднемезозойских карбонатитосодержащих комплексов пород. К их числу относятся: Халютинский, Ошурковский, Аршанский и др. комплексы в Западном Забайкалье; проявления карбонатитов в Центральной Туве (Карасугская группа); Мушугайский, Хотогорский, Улугейский и др. комплексы в Южной Монголии и Маломурунский комплекс на Алдане.

На территории Западного Забайкалья в настоящее время достоверно известно пять проявлений карбонатитов (Халютинское, Ошурковское, Торейское, Южное и Аршанское (рис. 3.35), которые образуют локальный ареал в западной части Западно-Забайкальской вулканической области, позиция которого контролируется Гусиноозерской цепочкой грабенов.

Проявления карбонатитов занимают площади от первых сотен м² до десятых км², и в пределах ареала их выходы пространственно обособлены друг от друга. Они представлены производными вулканической деятельности: вулканическими покровами, дайками и жильными телами.

По своим химическим, минералогическим и геохимическим особенностям карбонатиты Западного Забайкалья подразделяются на две группы: 1) фосфор-барий-стронциевые (Халютинский вулканический комплекс, Ошурковское и Торейское проявления); 2) фтор-редкоземельно-барий-стронциевые (Аршанское и Южное проявления). В их минералах установлены расплавные включения, доказывающие магматический генезис этих пород.

Карбонатиты Западно-Забайкальского ареала генетически связаны со щелочными и субщелочными породами: шонкинитами, тешенитами, щелочными габбро, сиенитами и фонолитами. Они образуют общие поля выходов, имеют сходные редкоземельные и изотопно-геохимические

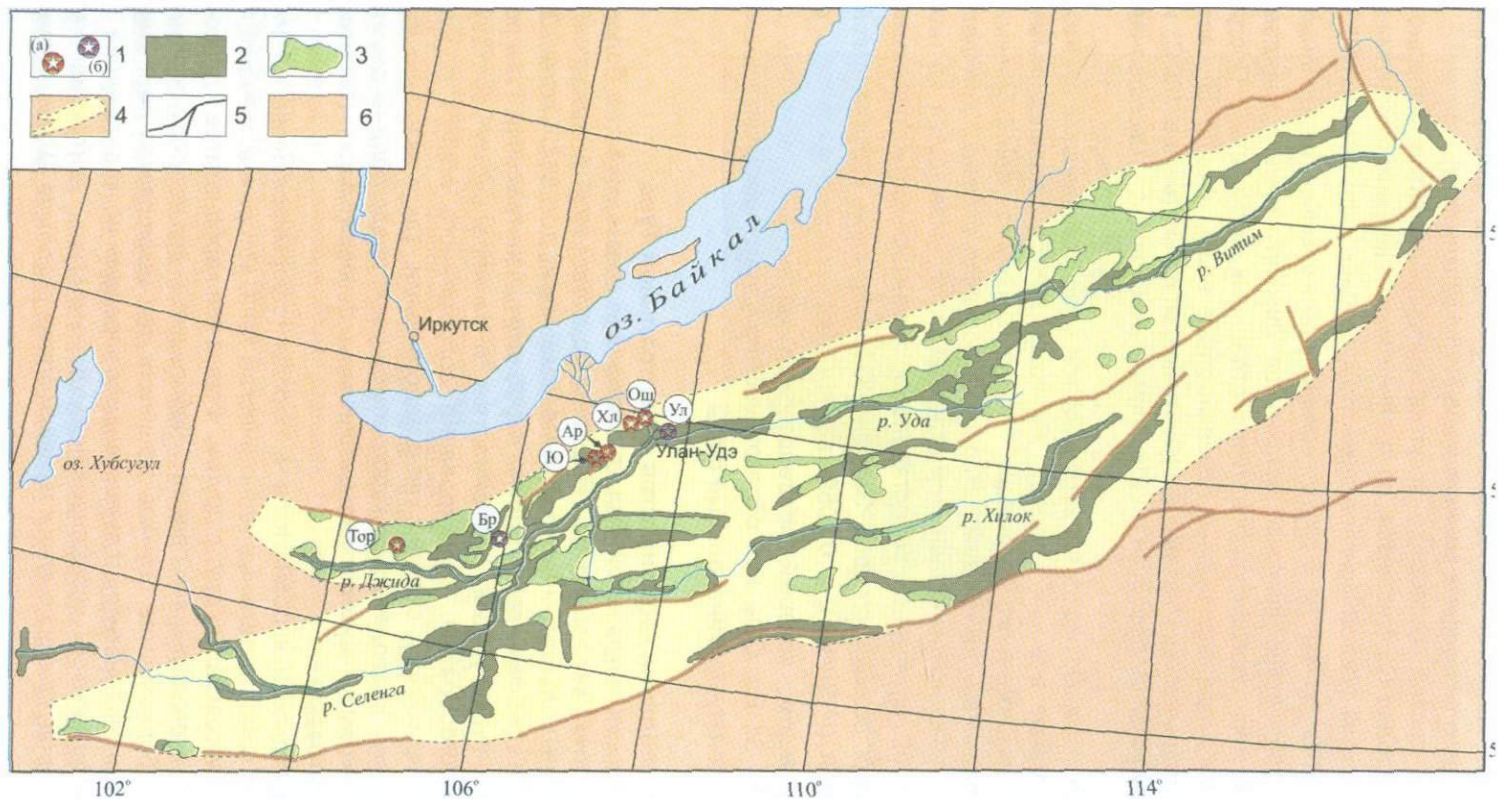


Рис. 3.35. Схема размещения пород карбонатитовых ассоциаций в строении позднемезозойской Западно-Забайкальской вулканической (рифтовой) области

1 - карбонатитовые комплексы и проявления (а), ареал распространения позднемезозойских щелочных пород, в т.ч. пород карбонатитовых ассоциаций (б); 2 - меловые отложения; 3 - позднемезозойские вулканы; 4 - границы Западно-Забайкальской рифтовой области; 5 - разломы; 6 - обрамление Западно-Забайкальской рифтовой области. Участки проявления пород карбонатитовых ассоциаций (буквы в кружках): Ош - Ошурковский, Хл - Халютинский, Ар - Аршанский, Ю - Южный, Тор - Торейский, Бр - Боргойский, Ул - Уланудэнский

характеристики и являются разновозрастными породами, формирование которых происходило в середине раннего мела (115-130 млн. лет).

Изотопный состав кислорода и углерода карбонатитов Западно-Забайкальского ареала определяется, по крайней мере, двумя источниками - мантийным и коровым. Изотопные характеристики, близкие к мантийным ($\delta^{18}\text{O} = 6.0-10.7\text{‰}$ и $\delta^{13}\text{C}$ от -4.1 до 6.5‰), типичны для наименее измененных карбонатитов. Присутствие коровых источников фиксируется по трендам изменения изотопного состава карбонатитов отдельных проявлений. Среди коровых источников зафиксированы: поверхностные воды, в ряде случаев обогащенные органическим углеродом; низкотемпературные (менее 100°C) и высокотемпературные (более 300°C) гидротермальные воды; атмосферная углекислота.

Изотопные (Sr и Nd) составы карбонатитов и ассоциирующих с ними субщелочных магматических пород характеризуются повышенными содержаниями радиогенного стронция и относительно пониженными содержаниями радиогенного неодима. Вариации составов отвечают трендам смешения двух изотопно-разнородных мантийных источников. Один из них ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7052$; $\epsilon_{\text{Nd}} = (-1.6)$) сопоставляется с мантийными источниками позднемезозойских основных пород Западно-Забайкальской вулканической области, а второй ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7059$; $\epsilon_{\text{Nd}} = (-6.4)$), предположительно, с мантийным флюидом, который воздействовал на первый источник с привнесом LREE, Sr, Ba, CO_2 , P и образовывал при этом самостоятельные существенно карбонатные минеральные фазы.

Проявления карбонатитов в Центральной Туве

На территории Центральной Тувы в настоящее время известно более десятка проявлений карбонатитов. Все они группируются в три узла: Карасугский, Чаа-Хольский и Улатай-Чозский (рис. 3.36), которые территориально обособлены друг от друга. Карбонатиты Центральной Тувы по своим текстурно-структурным особенностям и минеральному составу относительно многообразны. Формирование современного облика пород происходило многоэтапно и связано как с эндогенными, так и экзогенными процессами. Однако, первоначально карбонатиты были представлены двумя основными разновидностями - анкерит-кальцитовыми и флюорит-барит (барито-целестин)-сидеритовыми.

Эти разновидности карбонатитов и породы, сформированные на их основе, образуют самостоятельные геологические тела, которые встречаются как отдельно, так и совместно друг с другом. Форма тел карбонатитов - дайко- и трубообразная, а размеры, как правило, небольшие - редко более первых сотен метров. В большинстве случаев мощность тел исчисляется первыми метрами. Контакты карбонатитов с вмещающими породами резкие, секущие.

Тела карбонатитов локализованы в участках интенсивного брекчирования пород, приуроченных к мощным зонам разломов. Ширина этих

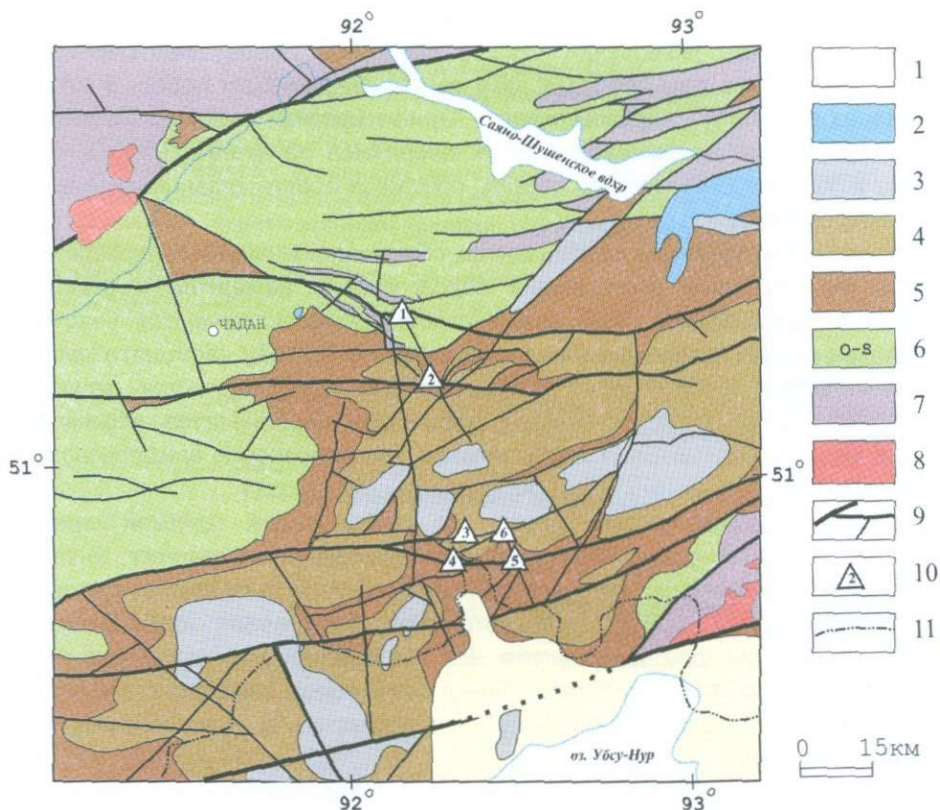


Рис. 3.36. Геологическая карта района проявлений карбонатитов в Центральной Туве (составлена на основе геологической карты Тувинской АССР 1:500000 под редакцией А.А.Подкаменного и М.Л.Шермана, 1983)

1 - неоген-четвертичные рыхлые отложения; 2 - средняя юра: сероцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли; 3 - нижний карбон: песчаники, алевролиты, конгломераты, туффиты, известняки; 4 - верхний девон: песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты; 5 - нижний и средний девон: эффузивы, туфы, конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки, мергели; 6 - ордовик-силур: песчаники, алевролиты, гравелиты, известняки; 7 - верхний протерозой(?) - нижний кембрий: глинистые сланцы, кварциты, метапорфириты, известняки; 8 - граниты; 9 - разнопорядковые разломы; 10 - проявления карбонатитов: Карасугское (1), Чаахольское (2), Тээли-Оргудыдское (3), Улатайское (4), Южно-Чозское (5), Северо-Чозское (6); 11 - государственная граница РФ

зон нередко превышает сотни метров, и в их пределах иногда встречаются несколько тел карбонатитов.

Карбонатиты характеризуются брекчиевой текстурой, связанной с наличием в них разнообразных обломков вмещающих пород. В особенностях состава обломков вмещающих пород, их формы, и распределения их в пространстве тел карбонатитов отмечаются следующие закономерности. Во-

первых, установлена преемственность состава пород в обломках от состава вмещающих пород. Во-вторых, состав обломков пород, заключенных в карбонатитах, более разнообразен, чем состав вмещающих пород, в которых локализованы тела карбонатитов. Ориентировка текстур обломков вмещающих пород показывает, что их первичное залегание нарушено. В-третьих, в большинстве случаев породы обломков практически не изменены и имеют остроугольную форму.

Брекчиевая текстура карбонатитов обусловлена также содержанием в них помимо обломков вмещающих пород еще и автолитов и обломков собственно карбонатитов. Так, среди карбонатитов встречаются участки с резкими границами, сложенные аналогичными по составу карбонатитами, но имеющими более крупнозернистую или наоборот мелкозернистую структуру. Кроме того, среди флюорит-барит-сидеритовых карбонатитов отмечаются обломки анкерит-кальцитовых карбонатитов, что однозначно свидетельствует о возрастной последовательности образования этих пород.

Дайко- и штокообразная форма тел карбонатитов, секущий характер контактов карбонатитов с вмещающими породами, и ранних анкерит-кальцитовых или флюорит-кальцитовых карбонатитов с поздними флюорит-барит-сидеритовыми, присутствие автолитов, брекчиевая или массивная текстура и гипидиоморфнозернистая или порфириовидная структура пород свидетельствуют о том, что становление этих пород связано с инъекцией карбонатитового, видимо, магматического вещества в ослабленные зоны глубинных разломов.

В карбонатитах Центральной Тувы представлены минеральные ассоциации, которые связаны с различными процессами и условиями минералообразования. Обобщенная схема формирования минерального состава пород приведена на [рис. 3.37](#). Выделенное последовательное внедрение разных по составу порций карбонатитового вещества привело к формированию более или менее однородных по своему минеральному составу пород с характерным набором минералов. Типоморфными минералами, не затронутыми поздними процессами минералообразования анкерит-кальцитовых карбонатитов Центральной Тувы, являются кальцит, анкерит, апатит, железистый мусковит, кварц, паризит, монацит, пирит и т.д. Флюорит-кальцитовые карбонатиты содержат в своем составе кальцит, флюорит, кварц, железистый мусковит, магнетит?, бастнезит, пирит. Флюорит-барит-сидеритовые карбонатиты характеризуются наличием сидерита, флюорита, сульфатов Ba и Sr, бастнезита, апатита, кварца, железистого мусковита, пирита, молибденита и уранинита.

Постмагматическая метасоматическая и гидротермальная минерализация распространена не повсеместно. Наиболее распространенной является постмагматическая гематитизация пород, когда по массе ранее раскристаллизованных пород происходит развитие метакристаллов гематита. В парагенезисе с гематитом характерны бастнезит и магнетит. На макроуровне участки гематитизированных пород имеют линейный характер с хорошо выраженной осевой частью. Ближе к оси количество гематита в породах

Гипергенное преобразование
(окисление, растворение, переотложение)

Новообразованные минералы

гетит, стронцианит, гидрогетит, кальцит, гидрогематит, целестин, ярозит, гипс, пиролюзит, геаркузит, псиломелан, тихоненковит, рабдофанит, галлуазит, кальцит, флюорит, урановые слюдки, хризоколла, малахит, азурит, халцедон, опал, каолинит, урановая чернь, борнит, халькозин, ковеллин, халькопирит

Замещаемые минералы

Сидерит, анкерит, сульфиды, магнетит, уранинит

Постмагматические прожилки

целестин, кварц, сидерит, флюорит, бастнезит, пирит, марказит, халькопирит, молибденит, сфалерит, галенит, уранинит

Постмагматическое окварцевание

кварц-II до 20%

кварц-III до 50%

Постмагматическая целестинизация

Текстура: вкрапленно-гнездовая, коррозионная
Состав: баритоцелестин до 25%, Ва-целестин до 5%, целестин-I ед., Sr-барит ед., флюорит-III до 5%, кварц II ед., пирит-IV ед., халькопирит-I ед., молибденит-II ед., сфалерит-I ед., галенит-I

Постмагматическая гематитизация

Текстура: вкрапленно-гнездовая, полосчатая. Структура: метакристаллическая
гематит до 30%, бастнезит ед., магнетит ед. гематит до 60%, бастнезит-II 0,5-1%, пирит-III до 5%, магнетит-II до 0,5%

1 фаза внедрения

анкерит-кальцитовые карбонаты
Текстура: брекчиевая, массивная.
Структура: гипидиоморфнозернистая, порфириовидная
Состав: кальцит 45-60%, анкерит 35-50%, апатит 1-2%, кварц 1-2%, пирит 0,5-1,5%, монацит до 0,5%, паризит до 0,5%, рентгенит ед., мусковит ед., рутил ед., магнетит ед., торит ед., молибденит ед., халькопирит ед.

2 фаза внедрения

флюорит-барит-сидеритовые карбонаты
Текстура: брекчиевая, массивная, директивная
Структура: порфириовидная
Состав: сидерит 61%, барит 20%, флюорит 12%, пирит 3%, бастнезит 1-1,5%, кварц 1%, апатит 0,5%, молибденит до 0,03%, уранинит до 0,03%, магнетит ед., мусковит ед., рутил ед.

Рис. 3.37. Последовательность минералообразующих процессов в позднемезозойских карбонатах Центральной Тувы

максимально. Отдельные участки с гематитовой минерализацией отмечаются во всех разновидностях первичных карбонатитов и почти во всех проявлениях этих пород в Центральной Туве.

В отличие от гематитовой минерализации развитие целестинизации установлено только для флюорит-барит-сидеритовых карбонатитов и только в породах Карасугского комплекса. Целестинизация носила избирательный характер, изменяя минеральный состав исключительно флюорит-барит-сидеритовых карбонатитов, не затрагивая ранние анкерит-кальцитовые карбонатиты. Это, по-видимому, обусловлено большей эффективной пористостью флюорит-барит-сидеритовых карбонатитов по сравнению с карбонатитами первой фазы внедрения. Кроме того, в пределах ранее раскристаллизованных карбонатитов иногда наблюдаются поздние прожилки и локальные участки окварцевания.

В условиях гипергенеза карбонатиты существенно изменились. Происходило, главным образом, окисление железосодержащих карбонатов - анкерита и сидерита. Процесс окисления происходил вплоть до полного уничтожения этих минералов и образования на их месте пористых гетит-гидрогетитовых агрегатов. Сульфиды железа, в меньшей степени, чем карбонаты, замещались окислами и гидроокислами железа. В зоне окисления кальцит из анкерит-кальцитовых и флюорит-кальцитовых карбонатитов часто перекристаллизовывался с образованием локальных прожилков и друзовых пустот, сложенных прозрачными кристаллами этого минерала. В пределах Карасугского комплекса отмечаются признаки частичной перекристаллизации барито-целестина и образование стронцианитовой минерализации.

Минеральный состав анкерит-кальцитовых и флюорит-барит-сидеритовых карбонатитов полностью отражается в особенностях его химического состава. Все разновидности карбонатитов относятся к группе железистых карбонатитов, причем флюорит-барит-сидеритовые можно отнести к классическим представителям этой группы.

В редкоэлементном составе позднемезозойских карбонатитов Центральной Тувы четко устанавливаются следующие особенности:

- 1) относительные минимумы соответствуют Cs, Rb, Nb, Ta, Pb, P, Zr, Hf, Ti, Li;
- 2) относительные максимумы характерны для REE, Ba, Sr, Th, U;
- 3) среди редкоземельных элементов преобладают LREE (рис. 3.38).

Рассмотрение спектров распределения редких элементов позволяет с уверенностью говорить, что на характер распределения несовместимых элементов не влияют постмагматические процессы минерализации и гипергенеза. Порядок концентраций элементов в пробах, отобранных из области гипергенных преобразований, остается такой же, как и в пробах, отобранных из скважин с глубин, превышающих мощность зоны окисления (100-300 м). Влияние стронцианитовой минерализации, которая представлена в двух пробах анкерит-кальцитовых карбонатитов Карасугского комплекса, выражается лишь в повышенном содержании стронция на фоне общего относительного максимума этого элемента. Гематитовая минерализация,

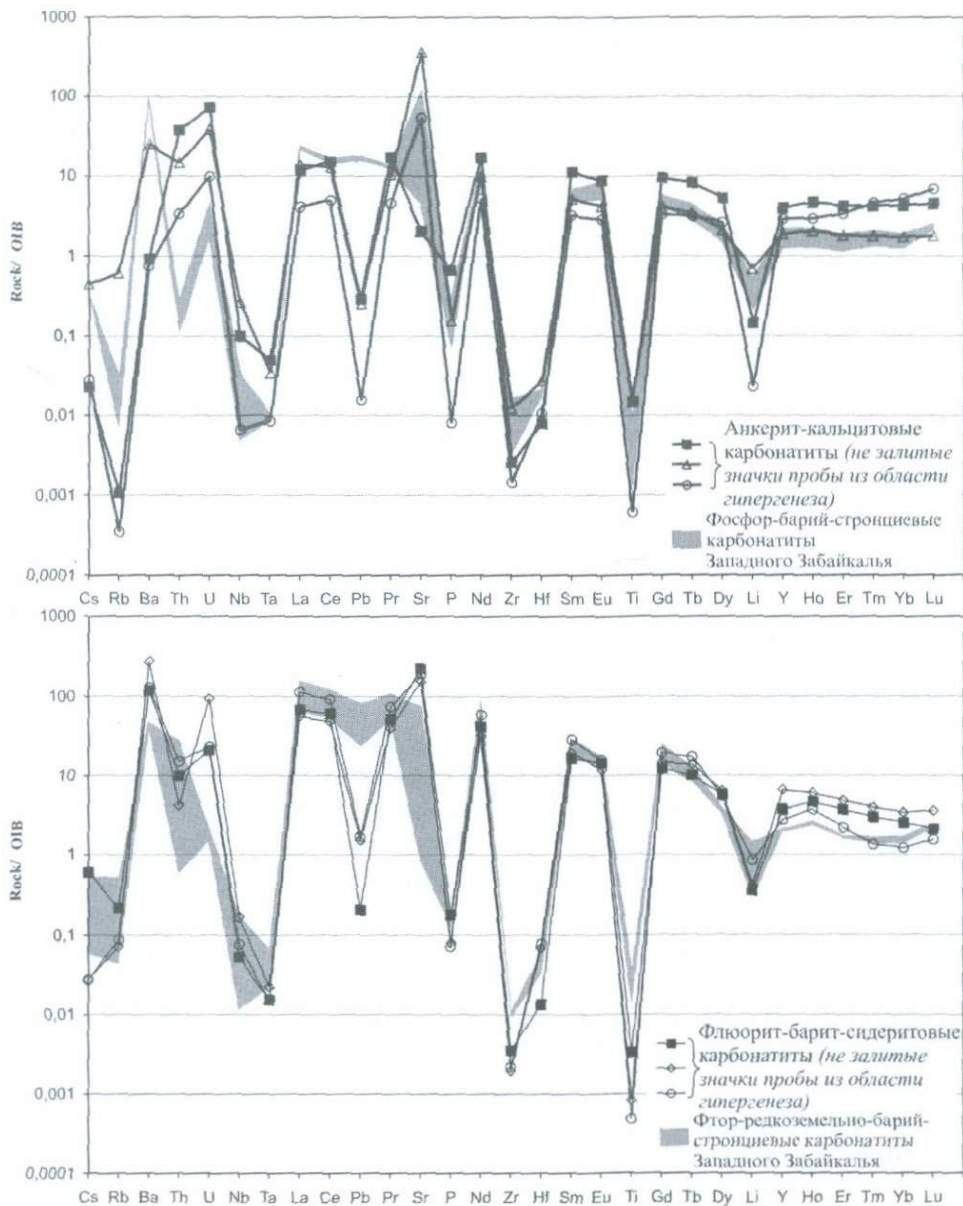


Рис. 3.38. Спайдерграммы нормализованных к OIB содержаний редких элементов в позднемезозойских карбонатитах Центральной Тувы и Западного Забайкалья

представленная в двух пробах флюорит-барит-сидеритовых карбонатитов существенного влияния на перераспределение редких элементов не оказала.

Редкоэлементный состав анкерит-кальцитовых и флюорит-барит-сидеритовых карбонатитов комплекса несколько различен. Так, в соответствии с минеральным составом более поздние флюорит-барит-сидеритовые карбонатиты содержат повышенные концентрации Ba, Sr и F. Характерны также и высокие содержания редкоземельных элементов, главным образом, LREE.

Изученные карбонатиты по многим особенностям своего состава сопоставимы с позднемезозойскими карбонатитами Западного Забайкалья. В целом, отмечается большое сходство, в том числе и по отдельным породным группам (рис. 3.38). Так, анкерит-кальцитовые карбонатиты по своему минеральному и химическому составу сопоставимы с карбонатитами фосфор-барий-стронциевой минералого-геохимической группы Западного Забайкалья (Халютинский и Ошурковский комплексы), а флюорит-барит-сидеритовые карбонатиты – с карбонатитами фтор-редкоземельно-барий-стронциевой группы (Аршанское и Южное проявления). На приведенных рисунках хорошо видно это сходство. Однако, наблюдаются и различия. Так, для карбонатитов Центральной Тувы характерны несколько повышенные содержания Th, U и хорошо выраженный относительный минимум свинца.

Изотопные составы O и C анкерита и кальцита (рис. 3.39) неокисленных анкерит-кальцитовых карбонатитов Карасугского комплекса и Улатай-Чозского района варьируют в пределах по $\delta^{13}\text{C}$ от -3.7 до -4.9 и $\delta^{18}\text{O} = 8.8-13.8\%$. Составы этих минералов из одних и тех же образцов показывают меньший разброс значений, когда, как правило, составы кальцита обогащены изотопом ^{18}O на 1.3-2.2% относительно ассоциирующего с ним анкерита. Исходя из коэффициентов равновесия, при одновременном образовании этих минералов, картина распределения $\delta^{18}\text{O}$ должна быть обратной. Несмотря на отсутствие минералогических признаков неравновесия анкерита и кальцита можно утверждать, что их образование происходило не одновременно, а минералообразующая среда в течение времени эволюционировала. Сидерит из неокисленных флюорит-барит-сидеритовых карбонатитов имеется только из пород Карасугского комплекса. Изотопный состав кислорода этого минерала согласуется с анкерит-кальцитовыми карбонатитами, но $\delta^{13}\text{C}$ имеет и более низкие значения до -6.5%.

Для исследования эволюции составов карбонатов при окислении карбонатитов нами анализировались образцы этих пород, в различной степени затронутые процессами окисления. В карбонатитах начальной стадии окисления наряду с не окисленными кристаллами анкерита были проанализированы кристаллы, в которых по границе зерен и спайности наблюдались выделения окислов железа в ассоциации с микровыделениями кальцита. Изотопный состав углерода частично окисленного анкерита в пределах аналитической ошибки почти не изменяется. Однако, состав кислорода обогащается $\delta^{18}\text{O}$ на ~1.5%.

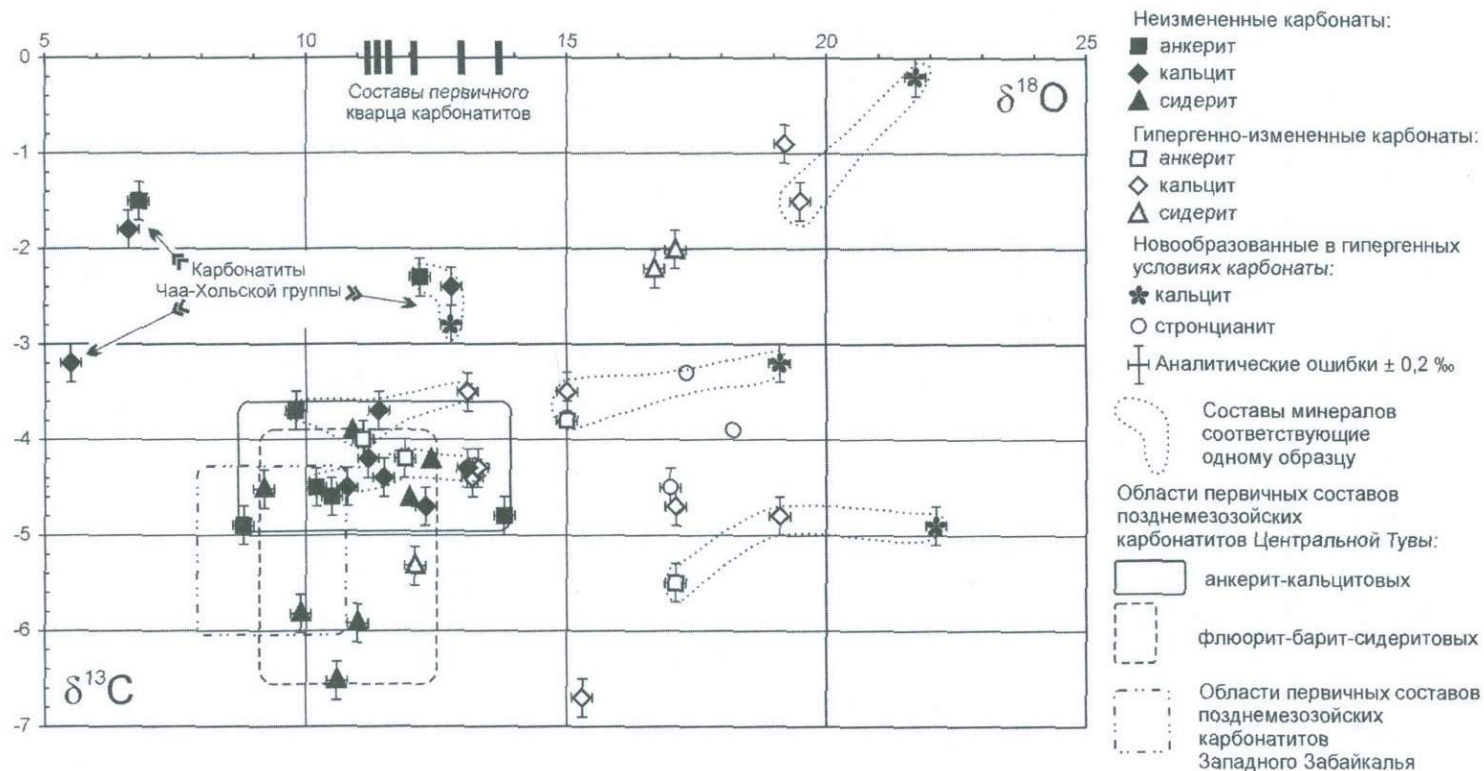


Рис. 3.39. Изотопный состав кислорода и углерода позднемезозойских карбонатов Центральной Тувы

Анкерит-кальцитовые карбонатиты Карасугского комплекса и Улатай-Чозского района, в которых проявлены явные следы гипергенного окисления, характеризуются, в первую очередь, утяжеленным изотопным составом кислорода (рис. 3.39). Новообразованный в гипергенных условиях кальцит имеет еще более высокое содержание изотопа ^{18}O , чем карбонаты, по которым он развивается (рис. 3.39). Характер изменения изотопного состава углерода в карбонатах окисленных карбонатитов не систематичен. В одних случаях он остается стабильным, а в других обогащается или обедняется тяжелым изотопом ^{13}C . Стронцианит, образованный в условиях развития коры выветривания, по изотопному составу углерода почти не отличается от первичных карбонатитов. В то же время изотопный состав кислорода, как и в случае с гипергенно-измененными карбонатами, обогащен изотопом ^{18}O . Сидерит окисленных вкрапленников флюорит-барит-сидеритовых карбонатитов Карасугского комплекса имеет тенденцию к обогащению изотопами ^{18}O и ^{13}C . Реликты сидерита и новообразованный кальцит из флюорит-барит-сидеритовых карбонатитов Улатай-Чозского района еще больше обогащены этими изотопами.

Карбонатиты Чаа-Хольской группы (рис. 3.39) имеют изотопный состав O и C, несколько отличный от характеристик карбонатитов других проявлений Центральной Тувы, что еще требует объяснения. При больших вариациях состава они относительно богаче изотопом ^{13}C и беднее ^{18}O , при этом изотопный состав кислорода в кварце оказывается аналогичным таковому из других проявлений карбонатитов.

Изотопные составы кислорода ограненных кристаллов кварца из всех разновидностей карбонатитов близки между собой - $\delta^{18}\text{O} = 11.2-13.7$. В целом, подобные характеристики согласуются с составами кислорода неокисленных карбонатитов (рис. 3.39).

Проведенные исследования позволили установить, что поле первичного состава анкерит-кальцитовых карбонатитов соответствует диапазону $\delta^{13}\text{C}$ от -3.7 до -4.9 и $\delta^{18}\text{O} = 8.8-13.8\%$, а флюорит-барит-сидеритовых - $\delta^{13}\text{C}$ от -3.9 до -6.5 и $\delta^{18}\text{O} = 9.2-12.4\%$. Примечательно, что подобные составы близки к исследованным нами ранее составам позднемезозойских карбонатитов Западного Забайкалья ($\delta^{13}\text{C}$ от -4.3 до -6.0 и $\delta^{18}\text{O} = 8.0-10.7\%$). Значительные вариации составов позднемезозойских карбонатитов Центральной Тувы, совместно с данными о неравновесии первичных карбонатов показывают, что минералообразующая среда этих пород эволюционировала.

Сравнительная характеристика позднемезозойских карбонатитов Центральной Азии

Территория Центральной Азии стала ареной проявления позднемезозойского карбонатитового магматизма. На этой огромной территории был сформирован целый ряд карбонатитовых комплексов, близких по времени образования и своим вещественным характеристикам.

Формирование данных комплексов пород происходило в сравнительно узком интервале времени: в Южной Монголии (K-Ar датировки) около 145 млн. лет назад (Самойлов, Коваленко, 1983); Западного Забайкалья (Rb-Sr) - 120 млн. лет (Булнаев, Посохов, 1995; Рипп и др., 2000); Маломурунского массива (Rb-Sr) – ~140 млн. лет (Конев и др., 1996); карбонатиты Центральной Тувы (Rb-Sr) около 120 млн. лет.

В строении рассматриваемых карбонатитосодержащих комплексов пород принимает участие большое разнообразие пород. Среди силикатных магматических пород характерно наличие щелочных и субщелочных габброидов и сиенитов, с подчиненной ролью ультраосновных и кислых пород. В строении комплексов на территории Южной Монголии участвуют меланефелиниты, шонкиниты и сиениты; для Западного Забайкалья характерны субщелочные габброиды и сиениты, шонкиниты; для Мурунского комплекса – шонкиниты, разнообразные сиениты и щелочные граниты. Для карбонатитов Центральной Тувы ассоциирующие с ними силикатные магматические породы пока не установлены. Карбонатиты, участвующие в строении комплексов, разнообразны по составу, и, как правило, многофазны. Несмотря на вариации составов породообразующих карбонатов (кальцит, доломит, анкерит, сидерит, карбонаты бария и стронция), их общая минералогическая специализация хорошо прослеживается. Одна или несколько минеральных разновидностей карбонатитов содержат в своем составе сульфаты или карбонаты Ba и Sr, флюорит, апатит, фосфаты или карбонаты редкоземельных элементов. Силикатные минералы, которые в целом не характерны для карбонатитов данных комплексов, представлены преимущественно слюдами. В строении ряда комплексов широко проявлена постмагматическая минерализация, которая, в целом, приводит к увеличению минералогического разнообразия породообразующих минералов, но не изменяет их общую геохимическую специализацию.

Геохимическая специализация пород рассматриваемых комплексов (как карбонатитов, так и силикатных магматических) выражается высокими содержаниями в них Sr, Ba, LREE, P, S и низкими концентрациями Nb и Ta. В карбонатитах уровень концентрации стронция, бария и редкоземельных элементов часто оказывается настолько высоким, что в породах не только появляются их собственные минералы, но и они уже выступают в роли породообразующих. Так, для Мушугайского комплекса характерно присутствие в составах карбонатитов барита и целестина. Даже в расплавных включениях из минералов меланефелинитов в качестве дочерних фаз выступают минералы Sr и Ba. Одна из разновидностей карбонатитов Западного Забайкалья содержит в своем составе барит, целестин, барито-целестин, стронцианит и монацит, а другая – барито-целестин и фторкарбонаты редкоземельных элементов, причем данные сульфаты являются главными породообразующими минералами. Мурунский комплекс является уникальным в отношении карбонатной Sr-Ba минерализации карбонатитов (Конев и др., 1996). Баритоцелестин известен в составе лампроитов данного комплекса.

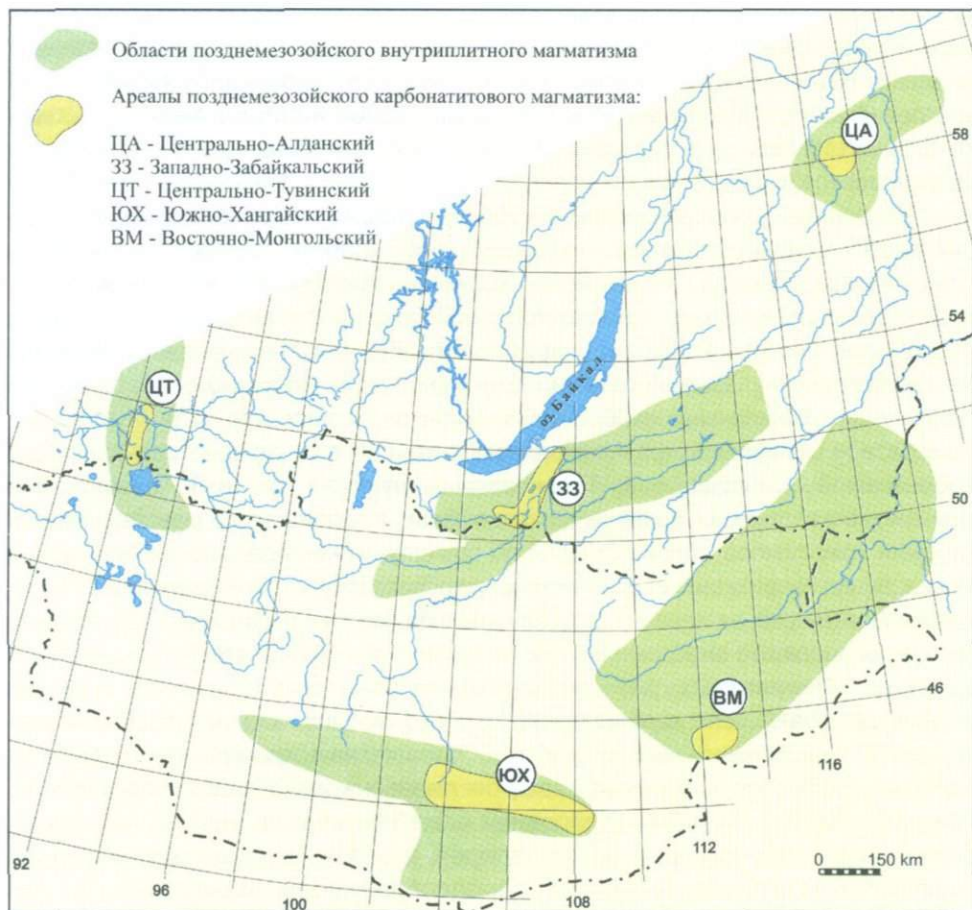


Рис. 3.40. Схема строения позднемезозойской карбонатитовой провинции Центральной Азии

Для карбонатитов Центральной Тувы характерно присутствие барита, баритоцелестина и фторкарбонатов редкоземельных элементов.

Комплексные геохимические и изотопно-геохимические (O, C, S, Sr, Nd) данные состава пород карбонатитовых комплексов показывает, что все они имели мантийные источники.

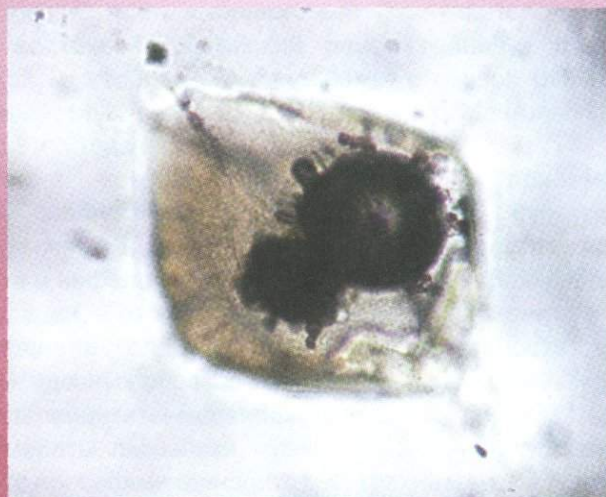
Рассматриваемые позднемезозойские карбонатитосодержащие комплексы пород локализуются в четырех обособленных друг от друга ареалах (рис. 3.40) – Западно-Забайкальском, Южно-Хангайском, Центрально-Алданском и Центрально-Тувинском. Эти ареалы позднемезозойского карбонатитового магматизма являются неотъемлемой частью областей мезозойско-кайнозойского внутриплитного магматизма на территории Центральной Азии (рис. 3.40). Формирование этих областей было

сопряжено с процессами рифтогенеза, инициированного воздействием на литосферу мантийных плюмов или горячих точек мантии, которые объединяются в Центрально-Азиатское горячее поле мантии или гигантский суперплюм (Ярмолюк, Иванов, 2000₂). Свидетельства его активности на протяжении фанерозоя в виде продуктов внутриплитного магматизма в настоящее время установлены на территории Монголии, Тувы, Забайкалья и Западного Алдана. Специфика развития этого горячего поля в позднем мезозое состояла в том, что в разных участках огромной территории геологически одновременно проявился карбонатитовый магматизм. Это позволяет нам выделять позднемезозойскую Центрально-Азиатскую карбонатитовую провинцию, отдельные ареалы карбонатитового магматизма которой приурочены к обособленным областям (ареалам) мезозойско-кайнозойского магматизма.



Глава 4

СОСТАВ И ЭВОЛЮЦИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МАГМ (ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ)



4.1. Магмы карбонатитовых месторождений

На основе метода исследования включений минералообразующих сред в совокупности с рентгеновским и ионным микроанализом получен ряд важнейших научных результатов, касающихся оценки состава и генезиса природных магм, для карбонатитовых комплексов Мушугай-Худук (Южная Монголия) и Белая Зима (Восточный Саян), Ермаковского берtrandит-фенакит-флюоритового месторождения в Западном Забайкалье, Ары-Булакского и Соктуйского массивов редкометалльных Li-F гранитов и онгонитов (Забайкалье), бимодальных вулкано-плутонических ассоциаций с редкометалльными щелочными гранитами хребтов Ноен и Тост (Южная Монголия), а также щелочных базальтов Южно-Байкальской вулканической области.

4.1.1. Щелочной карбонатитсодержащий вулкано-плутонический комплекс Мушугай-Худук (Южная Монголия)

Мушугайский район развития позднемезозойских магматических пород расположен в Мандалобинской низкогорной гряде субширотного простирания, к северу от г. Даланзадгада (сомон Мандал-Обо). В геологическом строении района главным образом принимают участие породы мезозойского и палеозойского возраста. Последние в основном слагают субширотное Мушугайское поднятие протяженностью около 115 км и шириной до 20 км, к северу и югу от которого располагаются грабенные впадины, в целом, того же простирания, выполненные позднемезозойскими осадочными и вулканогенными образованиями. В южной части района наблюдается самая северо-западная оконечность крупного массива позднепалеозойских гранитов, образующих большую часть субширотного Эхинулантологийского поднятия. На западе и востоке Мушугайский район граничит с Уланнурской и Улансубургинской (Цогтобинской) впадинами, с севера и юга он ограничен системами субширотных разломов зоны Главного Монгольского линеамента Мандалобинской и Халдзанской.

В строении комплекса Мушугай-Худук принимают участие разнообразные эффузивные, пирокластические, субвулканические и интрузивные щелочные и субщелочные породы, по составу варьирующие от меланефелинита и нефелинового мелалейцитита до трахириодацита и латита в эффузивной фации, и от шонкинита до кварцевого сиенита в плутонической фации. Установлена следующая последовательность формирования эффузивных и осадочных образований комплекса Мушугай-Худук (от ранних к поздним): 1) мелалейцититы-меланефелиниты и их пирокласты; 2) осадочные породы (конгломераты, песчаники, известняки и др.); 3) субщелочные трахиты и лейкотрахиты с прослоями фонолитов; 4) трахидациты и трахириодациты; 5) латиты. Интрузивные породы комплекса образовались позже субщелочных трахитов и их пирокластов. Наиболее ранними из них являются шонкиниты и

тералиты. Вслед за ними формировались нефелинсодержащие, щелочные и субщелочные сиениты и сиенит-порфиры, кварцевые сиениты. Подробно геологическое строение комплекса Мушугай-Худук рассмотрено в монографии (Самойлов, Коваленко, 1983), а также в работах (Баскина, Волчанская, 1976; Баскина и др., 1977; Баскина и др., 1978).

С щелочным магматизмом пространственно связано формирование рудоносных пород комплекса, представленных минерализованными брекчиями с карбонатным цементом, карбонатитами и породами, обогащенными апатитом. Среди карбонатитов, в значительной степени преобладают кальцитовые разновидности – флюорит-кальцитовые, кварц-флюорит-кальцитовые, барит-кальцитовые и другие, содержащие в переменных количествах некарбонатные минералы. С ними тесно связана взаимными переходами серия жильных пород, в которых карбонат присутствует в подчиненных количествах или отсутствует совсем. Эти породы представлены кальцит-флюоритовыми, флюорит-баритовыми, целестин-флюоритовыми, флюоритовыми, кальцит-флюорит-кварцевыми, флюорит-анкерит-кварцевыми, кальцит-барит-флюорит-кварцевыми, кварц-флюорит-целестиновыми разновидностями. Среди апатитсодержащих пород выделяются магнетит-apatитовые, флюорит-целестин-магнетит-apatитовые, полевошпат-apatитовые, флогопит-apatитовые. Они образуют жилы и штоки. В геохимическом отношении породы комплекса Мушугай-Худук отличаются повышенным содержанием редких земель, стронция, бария и фтора.

Объектом исследования стали как щелочные, так и разнообразные рудоносные породы комплекса Мушугай-Худук, характеризующиеся целым спектром необычных составов. Следует отметить, что к настоящему времени в современной литературе накоплено достаточно большое количество данных, касающихся петрологии, минералогии и геохимии карбонатитсодержащих комплексов различных регионов мира, проведен ряд экспериментальных исследований карбонатных и карбонатно-силикатных систем, однако вопрос об их генезисе (магматическом или метасоматическом) до сих пор остается открытым. В последние годы с помощью метода исследования включений минералообразующих сред получена важная информация о физико-химических условиях образования ряда подобных сложных объектов, которая нашла отражение в работах как отечественных, так и зарубежных исследователей. Вместе с тем, изучение состава магм карбонатсодержащих комплексов (с помощью расплавных включений в минералах) до последнего времени проводилось недостаточно как в нашей стране, так и за рубежом. На настоящий момент имеются немногочисленные данные о химическом составе магм для этих объектов, касающиеся в основном комплексов натровой специфики. Калиевые щелочные карбонатитсодержащие комплексы в этом отношении почти не исследовались. В этой связи, главная задача наших исследований – оценка физико-химических условий кристаллизации, состава и эволюции рудообразующих магм калиевого щелочного комплекса Мушугай-Худук – чрезвычайно важна и актуальна.

Первичные расплавные, кристаллические, и флюидные включения были установлены и изучены в различных породообразующих минералах (апатите, диопсиде, флогопите, калиевом полевом шпате, сфене, гранате, кварце, флюорите) щелочных и субщелочных силикатных пород (меланефелинитов, лейцитовых фонолитов, риолитов, шонкинитов, тералитов, кварцевых сиенитов) и руд (целестин-флюоритовых, магнетит-апатитовых, апатит-магнетит-флогопитовых, гранатсодержащих сиенит-порфирах). Среди расплавных включений выявлены расплавы различной геохимической специфики: силикатные, силикатно-солевые (силикатно-фосфатные, силикатно-фосфатно-карбонатные, силикатно-сульфатные) и солевые (фосфатно-карбонатные, фосфатно-сульфатные, сульфатные, фторидно-сульфатные, хлоридно-сульфатные) (Андреева и др., 1998; Андреева и др., 1999; Андреева и др., 2001; Andreeva et al., 2002; Андреева и др., 2004₂). Минеральный и химический состав расплавных включений был изучен детально.

Дочерние фазы силикатных включений, установленных практически во всех минералах изученных щелочных пород и некоторых руд (гранатсодержащих сиенит-порфирах), представлены диопсидом, эгирин-авгитом, флогопитом, K-Na полевым шпатом, альбитом, нефелином, псевдолейцитом, содалитом, магнетитом, титаномагнетитом, щелочным амфиболом, сфеном, кварцем, анальцимом. Иногда, в незначительных количествах в них присутствуют кальцит, апатит, целестин и флюорит.

Среди дочерних кристаллических фаз силикатно-фосфатных включений, установленных в апатите всех щелочных пород, а также апатит-магнетит-флогопитовых руд, выявлены диопсид, флогопит, K-Na полевой шпат, магнетит, титаномагнетит, кальцит, F-апатит, а также ангидрит, целестин, баритоцелестин (в меланефелинитах, лейцитовых фонолитах, шонкинитах и сиенитах), анальцим (в меланефелинитах и тералитах), пирротин (в шонкинитах), биотит, альбит, циркелит, ильменит и томсонит (в тералитах), сфен (в тералитах и сиенитах), анкерит (в сиенитах). Следует подчеркнуть, что целестин и циркелит в качестве дочерних минералов магматических включений установлены нами впервые. Кроме того, сфен, присутствующий в расплавных включениях в виде дочернего минерала, необычен и отличается крайне высоким содержанием ZrO_2 до 6.5 мас. %.

Дочерние минералы силикатно-сульфатных включений во флюорите из целестин-флюоритовых руд представлены флогопитом, занимающим примерно 60% всего объема, а также баритом, флюоритом и Na-Ca сульфатом.

Минеральный состав солевых включений отличается большим разнообразием. Преобладающими дочерними фазами фосфатно-карбонатных включений в апатите из тералитов являются апатит и кальцит, составляющие равные количества (по 48 об. %). В дочернем апатите фиксируются кристаллы магнетита, в дочернем кальците отмечаются глобулы халькопирита.

В числе дочерних минералов сульфатно-фосфатных солевых включений в апатите из магнетит-апатитовых руд установлены ангидрит, целестин, флюорит, кальцит, магнетит и апатит. Включения солевых расплавов во флюорите из целестин-флюоритовых пород представлены фторидно-сульфатными и хлоридно-сульфатными составами. В фазовом составе фторидно-сульфатных включений установлены необычные и ранее неизвестные сульфатные минералы с высокими содержаниями Sr, Ba, Na и K, а также кальцит. Особенностью сульфатных минералов является значительная концентрация в них фтора (1.6-7.4 мас.%). Среди дочерних минералов хлоридно-сульфатных включений обнаружен галит, занимающий ~20 об.%. В остальном, их фазовый состав близок составу фторидно-сульфатных включений.

Включения фторидно-сульфатных и хлоридно-сульфатных расплавов во флюорите из целестин-флюоритовых пород состоят из анизотропных кристаллических фаз и сильно деформированного газового пузырька. Среди дочерних минералов фторидно-сульфатных расплавных включений диагностированы Na-Ca сульфат (~55 об.%), Sr-Na-Ca сульфат (~15%), Ba-Sr-K сульфат (~10%) и кальцит (~5%). В числе дочерних минералов хлоридно-сульфатных расплавных включений определены галит, занимающий ~20 об.%, Sr-Na-Ca сульфат (~50 об.%), Ba-Sr-K сульфат (~15%) и кальцит (~10%).

Содержимое солевых сульфатных включений в гранате из гранатсодержащего сиенита полностью раскристаллизовано, газовая фаза деформирована и плохо различима. В фазовом составе включений отчетливо диагностируются флюорит и кальцит. Вместе с тем, в числе дочерних минералов расплавных включений зафиксирована Na-Ca сульфатная фаза, занимающая значительный объем включения и установленная нами ранее среди дочерних минералов солевых фторидно-сульфатных и хлоридно-сульфатных включений во флюорите из целестин-флюоритовой руды комплекса Мушугай-Худук. Особенностью состава Na-Ca сульфатной фазы является обогащенность ее F (от 1.8 до 3.5 мас.%).

Таким образом, детальное изучение минерального состава раскристаллизованных расплавных включений позволило выявить широкий спектр дочерних кристаллических фаз, отражающих набор практически всех характерных пороодообразующих минералов пород комплекса, в том числе и рудоносных. Столь богатая солевая минерализация обусловлена высокими содержаниями в щелочной силикатной магме P, CO₂, F и S.

В числе *кристаллических включений*, сосуществующих с расплавными, установлены апатит, флогопит, диопсид, авгит, щелочной амфибол, калиевый полевой шпат, сфен, циркон, бадделеит, магнетит, ильменит, пирит, рутил, кальцит, сидерит, целестин, барит, ангидрит, флюорит, гаюин, волластонит и фосфатный минерал, по химическому составу переходный между апатитом и бритоилитом. Отметим также, что волластонит был установлен в некоторых щелочных магматических породах района Алне (Швеция) и ийолитах Кении.

Полученные данные изучения кристаллических включений подтверждают возможность кристаллизации этих минералов, включая и солевые, из магматического расплава.

Флюидные включения были установлены в кварце сиенитов и во флюорите целестин-флюоритовых пород исследуемого комплекса.

Первичные флюидные включения, установленные в кварце сиенитов, состоят из водного раствора и газовой фазы. Жидкая фаза включений замерзает при температурах минус 58°C-60°C, при этом происходит заметное уменьшение газового пузырька в объеме. Это однозначно свидетельствует о том, что жидкая фаза флюидных включений является водным раствором. Высокие температуры эвтектики, соответствующие -27°C, указывают на существенно, хлоридный состав раствора во включении. Температура плавления льда составляет - 22°C, что свидетельствует о высокой солёности раствора не менее 23 мас.% экв. NaCl. Гомогенизация включений в жидкую фазу наступает при 360°C, их плотность составляет ~0.7 г/см³. Таким образом, полученные данные свидетельствуют о том, что установленные в кварце сиенитов флюидные включения представляют собой высокосолёные водные растворы.

Во флюорите из целестин-флюоритовых пород выявлены и изучены как первичные, так и вторичные флюидные включения.

Среди первичных включений по фазовому составу выделяются включения трех типов. К первому типу относятся включения, состоящие из водного раствора, газа и трех кристаллических фаз, представленных кальцитом, галитом и сильвином, и занимающих около 70 об.%. В процессе охлаждения этих включений замерзания жидкой фазы не происходило вплоть до достижения температуры жидкого азота и осуществлялось лишь на обратном ходу при нагревании препарата. Замерзание сопровождалось резким потемнением включений до темно-бурого цвета, что указывает на высокую солёность раствора. Низкие температуры эвтектики раствора (-35°C) свидетельствуют о его существенно хлоридном составе. Гомогенизация включений в жидкую фазу осуществлялось при температуре 370°C-550°C. Полное растворение галита зафиксировано при 335°C, кальцита - при 355°C. Солёность раствора составляет более 50-60 мас.% экв. NaCl, плотность - 1.7-1.8 г/см³. По существу включения этого типа представляют собой расплавы-растворы. Иногда между такими включениями встречаются также первичные существенно, газовые включения. При их охлаждении до температуры жидкого азота каких-либо фазовых изменений не наблюдается. Это свидетельствует о низкой плотности газовых включений и, следовательно, о невысоких давлениях (не более 300-400 бар) в момент роста флюорита.

Ко второму типу флюидных включений относятся включения, содержащие водный раствор, газ и один или два кристалла (галит и бесцветный анизотропный минерал). Соотношение жидкой и твердых фаз составляет ~80-60:20-40 об.% соответственно. Жидкая фаза включений замерзает при -45°C. Температура эвтектики несколько выше, чем во включениях первого типа и соответствует -24°C, что также свидетельствует о

преобладании хлоридов натрия в составе раствора. Гомогенизация включений в жидкую фазу наступает при 265°C-410°C. Соленость раствора составляет не менее 35-47 мас.% экв. NaCl, плотность - 1.3-1.5 г/см³.

Флюидные включения третьего типа характеризуются отсутствием кристаллических фаз и состоят только из водного раствора и газовой фазы. Замерзание жидкой фазы в них происходит при (-43°C)-(-50°C). Последующее повышение температуры вызывает интенсивную перекристаллизацию их содержимого. Замеренные в нескольких включениях температуры эвтектики колеблются от -16°C до -19°C. Лед во включениях плавится при температурах от -8.4°C до -5.0°C. В этот момент включения содержат газовую фазу, раствор и один или несколько мелких кристаллов, которые сохраняются до +8.0°C-10.5°C. Предположительно, эти кристаллы являются бикарбонатами. Включения гомогенизируются в жидкую фазу при температурах от 355°C до 430°C. Соленость раствора была не ниже 15-20 мас.% экв. NaCl, плотность - 0.7-1.0 г/см³. Таким образом, включения второго и третьего типов представляют собой высокосолёные водные растворы.

Вторичные флюидные включения располагаются по секущим трещинам и содержат водный раствор и газовый пузырек. Высокие температуры эвтектики водного раствора (-5.3°C) свидетельствуют о существенно сульфатном или карбонатном его составе. Температуры плавления льда равны (-3.4°C)-(-1.9°C), что указывает на невысокую соленость водного раствора (3.2-5.6 мас.% экв. NaCl). Гомогенизация включений происходит в жидкую фазу при 111°C-152°C, плотность раствора при этих температурах равна 0.95-0.99 г/см³.

Присутствие всех перечисленных типов магматических включений в минералах пород и руд комплекса свидетельствует об их кристаллизации из магматического расплава при участии водного флюида на поздних этапах щелочного магматизма.

Проведенные термометрические исследования включений минералообразующих сред позволили реконструировать физико-химические условия образования (температура, давление) щелочных пород и руд комплекса Мушугай-Худук. Установлено, что кристаллизация пород комплекса протекала в широком интервале температур – от 1220°C до 850°C. Наиболее высокотемпературными являются меланефелиниты, самые ранние породы комплекса. Кристаллизация ликвидусных минералов этих пород – апатита и диопсида – проходила при 1220°C-1200°C. Образование минералов шонкинитов, тералитов и фонолитов соответствовало интервалу температур от 1190°C до 1110°C. Наиболее высокие температуры гомогенизации для них зафиксированы в цирконе, апатите и клинопироксене (1190°C-1150°C), затем кристаллизовались сфен (1140°C) и щелочной полевой шпат (1130°C-1110°C). Минералы кварцевых сиенитов, одних из наиболее поздних пород комплекса, кристаллизовались при более низких температурах (за исключением апатита) от 1110°C до 950°C. Образование сфена происходило при 1110°C, калиевого полевого шпата – при 1070°C и кварца – при 950°C. Необходимо отметить крайне высокие температуры гомогенизации расплавных включений в апатите

кварцевых сиенитов – 1200°C, что возможно связано с его интрателлурической природой. Минимальные температуры гомогенизации установлены в расплавных включениях в кварце риолитов. Они соответствуют 850°C.

Термометрические и криометрические исследования расплавных и флюидных включений в минералах щелочных пород комплекса позволили определить давление при кристаллизации последних. При нагревании расплавных включений в клинопироксене меланефелинитов при температуре 1100°C было зафиксировано разложение кальцита, присутствующего во включении в числе дочерних фаз, и обособление углекислотного флюида. Полученные параметры минералообразования (температура гомогенизации и плотность флюида) в совокупности с использованием PVT-диаграмм позволили оценить давление кристаллизации наиболее ранних пород комплекса меланефелинитов. Оно составляет ~3 кбар. Присутствие водных флюидных включений, сингенетичных расплавам, в кварце сиенитов, дало возможность определить давление в момент кристаллизации этих пород. Оно также не превышает 3 кбар.

Таким образом, изучение расплавных и флюидных включений доказывает, что образование минералов-вкрапленников щелочных пород комплекса происходило при последовательно понижающихся температурах – от 1220°C до 850°C и давлениях ~3 кбар.

Термометрические эксперименты с расплавными включениями в апатите рудоносных апатит-магнетитовых пород комплекса не позволили получить точную температуру кристаллизации этого минерала. При температуре 1280°C включения содержали расплав и дочерний апатит в виде каймы, растворения которой достигнуть так и не удалось. Несмотря на это, можно сделать вывод, что магмы магнетит-apatитовых пород являются высокотемпературными. Температуры их кристаллизации, вероятно, превышали 1200°C. Близкие данные по температурам гомогенизации включений в кристаллах апатита редкоземельно-apatитовых руд комплекса Мушугай-Худук были получены ранее (Наумов и др., 1988), которые соответствуют 1240°C-1290°C. Образование апатит-магнетит-флогопитовых пород происходило при температуре 1200°C.

Кристаллизация минералов рудоносных гранатсодержащих сиенит-порфиров происходило как из силикатного, так и из солевого расплава в интервале температур 1010°C-1080°C.

Целестин-флюоритовые породы образовались при значительно более низких температурах. Кристаллизация флюорита из солевого расплава происходила в интервале температур от 670°C до 600°C. Еще более низкие температуры установлены в этих породах для расплавов-рассолов (550°C-370°C) и высокосолёных растворов (430°C-265°C).

Разработана общая схема эволюции магм, принимающих участие в формировании пород комплекса Мушугай-Худук (Andreeva, Kovalenko, 2003₂). Установлено, что наиболее магнезиальной и высокотемпературной является магма меланефелинитов, которая была гетерогенна и состояла из силикатного

и силикатно-фосфатного расплава. Возможность возникновения мантийных высокофосфорных расплавов подтверждена экспериментально. Данные разных исследователей свидетельствуют о том, что в условиях верхней мантии имеются аномальные сегменты фосфатсодержащего перидотита, плавление которого приводит к возникновению расплавов, значительно обогащенных фосфором. Такие расплавы уже на ранних этапах могут расслаиваться на силикатную и силикатно-фосфатную жидкости. Анализ изученных составов расплавов (расплавных включений) в породообразующих минералах шонкинитов, тералитов, фонолитов, сиенитов и риолитов позволил установить образование всей серии щелочных пород комплекса из силикатной магмы, близкой по составу меланефелинитам, в процессе кристаллизационной дифференциации. Кристаллизация меланефелинитовой магмы начиналась в «сухих» условиях при температуре 1200°C-1220°C и давлении ~3 кбар. По данным ионно-зондовых определений, содержание H₂O в расплавах составляло всего 0.11-0.22 мас.%. Характерной особенностью выявленного силикатного расплава являются повышенные содержания в нем железа, титана, фосфора, CO₂, Ba, Sr и редкоземельных (Ce, La) элементов.

Дифференциация силикатно-фосфатного расплава привела при 1200°C к возникновению солевого расплава карбонатно-фосфатного состава в процессе расслоения магм (ликвации). Установленные в апатите ряда базитовых пород комплекса Мушугай-Худук сингенетичные силикатно-фосфатные и фосфатно-карбонатные расплавные включения свидетельствуют об образовании этих пород в условиях силикатно-фосфатно-карбонатной жидкостной несмесимости. Высокие температуры гомогенизации силикатно-фосфатных расплавов (1200°C) доказывают, что отделение солевого расплава от фосфатно-силикатной магмы осуществлялось на ранних этапах щелочного магматизма. Это дает основание связывать генезис редкоземельных карбонатитов и магнетит-апатитовых руд с такими расплавами. Обнаружение силикатно-фосфатных расплавов в апатите из апатит-магнетит-флогопитовых руд, близких по составу расплавам, выявленных в апатите щелочных пород, подтверждает это предположение.

Вместе с тем изучение расплавных включений в минералах ряда рудоносных пород комплекса позволили установить и другие солевые магмы, участвующие в их образовании. Они характеризуются большим разнообразием и необычностью составов, среди которых определены фосфатно-сульфатные, сульфатные, фторидно-сульфатные и хлоридно-сульфатные.

Рудоносные магнетит-апатитовые породы комплекса образовались из фосфатно-сульфатного расплава на ранних стадиях щелочного магматизма при температуре >1200°C. Кристаллизация расплава приводит к образованию апатита, ангидрита, магнетита, кальцита, целестина и флюорита.

За образование рудоносных гранатсодержащих сиенит-порфиоров ответственны как силикатные, так и солевые расплавы. Силикатные расплавы, установленные в диопсиде, сфене и калиевом полевом шпате, характеризуются широким диапазоном содержаний SiO₂ (56-66 мас.%),

высокими концентрациями щелочей (до 17 мас.%) и повышенными содержаниями ZrO_2 , F и Cl и, в целом, близки составу щелочных сиенитов. Включения солевых расплавов, обнаруженные в диопсиде и гранате, образуют в ходе термометрических опытов закалочные гомогенные стекла, имеющие преимущественно сульфатный состав с содержанием кремнезема не более 1.3 мас.%. Характерной особенностью солевых расплавов является значительная обогащенность их щелочами, BaO, SrO, P_2O_5 , F и Cl. Установлена определяющая роль фтора в процессе накопления легких редкоземельных элементов, в частности Ce_2O_3 , в солевых сульфатных расплавах. Анализ результатов изучения силикатных и солевых расплавных включений в минералах гранатсодержащего сиенита показал, что формирование породы происходило при участии процессов кристаллизационной дифференциации и расслоения (ликвации) магм на силикатную и солевую (сульфатную) составляющие (Андреева и др., 2004₂).

Целестин-флюоритовые породы образовались из солевых расплавов фторидно-сульфатного и хлоридно-сульфатного состава при температурах 670°C-600°C и содержании $H_2O=4.6-6.7$ мас.%. Кристаллизация этих расплавов приводит к возникновению флюорита, кальцита, барита, галита и ряда необычных сульфатных минералов с высокими содержаниями CaO, Na_2O , K_2O , BaO, SrO и F. Дальнейшая эволюция солевых расплавов приводит к увеличению содержания в них NaCl и воды и трансформации их в расплавы-рассолы при температурах 550°C-370°C, а затем в высокосолёные растворы при температурах 430°C-265°C (Андреева и др., 1998).

4.1.2. Щелочной карбонатитовый комплекс Белая Зима (Восточный Саян, Россия)

Зиминский рудный район – один из уникальных редкометалльных районов России. Он включает ряд месторождений Nb, Ta, TR, U, Pb, Zn и P, образующих Восточно-Саянскую провинцию ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. Белозиминский массив является одним из крупнейших ниобиевых месторождений этой провинции. По данным K-Ar и Rb-Sr изотопных исследований его возраст составляет 640-670 млн. лет (Кононова, 1976; Чернышева и др., 1995). Геологическое строение массива детально изучалось в разное время Л.К.Пожарицкой, А.А.Фроловым, Ю.А.Богдасаровым и др. В целом Белозиминский массив характеризуется кольцевым строением, осложненным линейными структурами и распространяется на большую глубину. В строении массива принимают участие разнообразные силикатные, силикатно-карбонатные и карбонатные породы (породы якупирангит-мельтейгит-ийолит-уртитового ряда, нефелиновые и щелочные сиениты, мелилитолиты, пикриты, карбонатиты, включающие как ранние безрудные, так и рудоносные (Nb) карбонатиты). Оценка составов минералообразующих сред по расплавным и флюидным включениям для силикатных и несиликатных

пород Белозиминского месторождения особенно важна, поскольку до настоящего времени остается открытым вопрос об их происхождении. Многие исследователи относят их к метасоматическим образованиям (Л.К.Пожарицкая, Э.М.Эпштейн, Е.А.Чернышева, И.И.Егоров и др.). Вместе с тем существует точка зрения о магматическом генезисе этих пород (Л.И.Панина, Н.В.Владыкин). Убедительным доказательством последней гипотезы явилось обнаружение Л.И.Паниной и Н.М.Подгорных включений расплавов и расплавов-рассолов в минералах некоторых щелочных пород (в пироксене и нефелине ийолитов) и карбонатитов (в диопсиде диопсид-авгитовых карбонатитов и в форстерите форстерит-флогопит-магнетитовых карбонатитов) (Панина, Подгорных, 1975). Выше названными авторами были проведены исследования агрегатного состояния минералообразующих сред для этих пород и температур минералообразования. Однако, данные о составе расплавов и рассолов, участвующих в формировании широкого спектра пород массива, до настоящего времени полностью отсутствовали.

Проведенное нами систематическое изучение расплавных и сингенетичных им кристаллических включений в минералах щелочных пород и руд комплекса Белая Зима впервые позволили на количественном уровне оценить состав минералообразующей среды для этих пород.

Первичные кристаллические и расплавные включения были установлены и изучены в минералах мелилитсодержащих нефелинитов, поздних карбонатсодержащих ийолитов и карбонатитов Белозиминского массива, являющегося одним из крупнейших ниобиевых месторождений Восточно-Саянской провинции ультраосновных щелочных пород и карбонатитов.

В мелилитсодержащем нефелините кристаллические и расплавные включения были выявлены в нефелине и перовските. В нефелине в числе кристаллических включений установлены флогопит, перовскит, фторапатит, гранат и пирротин. Перовскит, выявленный в качестве включений, также как и перовскит, входящий в состав породы, существенно обогащен редкоземельными элементами. Так, содержания в нем Ce_2O_3 и La_2O_3 в сумме составляют 1.2-1.4 мас.%, а концентрации Nb_2O_5 достигают 1.65 мас.%. При этом следует подчеркнуть, что в составе всех изученных кристаллических включений фторапатита содержания Ce_2O_3 и La_2O_3 не превышают 0.2-0.3 мас.%. Это свидетельствует о том, что главным концентратором редкоземельных элементов в породе является перовскит. Гранат во включениях по химическому составу отвечает гроссуляру, содержание Al_2O_3 в нем составляет 23 мас.%, FeO ~1 мас.%, CaO до 37.4 мас.%. В перовските кристаллические включения представлены кальцитом, содалитом и титаномагнетитом. В составе содалита содержится 20.1 мас.% Na_2O и до 5.3 мас.% Cl . Концентрации TiO_2 в титаномагнетите достигают 9 мас.%.

Расплавные включения в нефелине и перовските полностью раскристаллизованы. Среди кристаллических дочерних фаз расплавных включений в нефелине установлены флогопит, нефелин, апатит, гранат, волластонит, цеолит, кальцит, перовскит, магнетит, пирротин, а также редкий

минерал, относящийся к группе стрональсита и содержащий до 12.6 мас.% SrO. Следует отметить, что стрональсит является крайне редким минералом и впервые найден в 1987 году в жадеитовых породах месторождения Ооса-чо в Японии, а впоследствии обнаружен в апатит-титаномагнетитовых породах Жидойского массива. Среди расплавных включений стрональсит выявлен впервые. Дочерняя фаза перовскита в расплавных включениях так же, как и перовскит, установленный в виде кристаллических включений, значительно обогащена редкоземельными элементами, а также Nb_2O_5 , достигающим содержания 3.6 мас.%. В числе дочерних минералов расплавных включений в перовските определены флогопит, сфен, кальцит и магнетит. Химический состав сфена характеризуется повышенными концентрациями (в мас.%) BaO (1), F (0.7), Nb_2O_5 (0.8).

Термометрические исследования расплавных включений в нефелине показали, что полное расплавление кристаллических фаз во включениях фиксируется при температуре 1120°C. При этом большая часть включений при нагревании взрывается, вероятно, вследствие значительных концентраций в них CO_2 и H_2O (об этом свидетельствует наличие среди дочерних минералов во включениях кальцита и цеолита, занимающих ~ до 25-30 и 15-20 об.% включений, соответственно).

Установлено, что химический состав стекол гомогенизированных расплавных включений в нефелине, в целом, близок составу породы и характеризуется низкими содержаниями SiO_2 (30-33 мас.%) и MgO (0.8-1.4 мас.%). Концентрации TiO_2 также сравнительно невысоки и не превышают 1 мас.%. Вместе с тем расплав обогащен (в мас.%) CaO (18-24), щелочами (до 12.5), с заметным преобладанием Na над K и FeO (до 8.8). В нем отмечаются также повышенные концентрации P_2O_5 (до 1.8 мас.%), Se_2O_3 и La_2O_3 (в сумме составляющие не более 0.13 мас.%), Nb_2O_5 (0.10), Ta_2O_5 (0.32) и Cl (0.46). Учитывая ниобиевую специфику месторождения, обращает на себя внимание преобладание в изученных расплавах Ta над Nb, что, по-видимому, связано с фракционированием существенного количества перовскита из расплава, являющегося главным концентратом Nb. На более раннюю кристаллизацию перовскита по отношению к нефелину указывает его обнаружение в нефелине в качестве включений. Необычно высокие содержания Cl в расплаве подтверждают возможность кристаллизации из него содалита, также установленного в числе кристаллических включений. Количество H_2O и CO_2 в расплавах, судя по недостающей до 100% суммарной разнице, достигает от 8.5 до 12%. В пользу этого предположения, как уже говорилось, свидетельствует и факт обнаружения среди дочерних минералов расплавных включений значительных количеств карбоната и цеолита.

Таким образом, проведенные исследования расплавных включений в минералах мелилитсодержащего нефелинита щелочного карбонатитового комплекса Белая Зима показали, что формирование породы происходило магматическим путем из недосыщенного кремнекислотой высококальциевого магматического расплава, существенно обогащенного щелочами, редкими и

летучими компонентами, такими как H_2O , CO_2 , Cl и S . Впервые установленный ниобиево-танталовый характер родоначальных для изученных пород магм однозначно подтверждает геохимическую специфику Белозиминского месторождения (Andreeva, Kovalenko, 2003₃; Andreeva, Kovalenko, 2003₁; Андреева и др., 2004₁).

В карбонатсодержащих ийолитах первичные кристаллические и расплавные включения были установлены в нефелине. В числе кристаллических включений диагностированы диопсид, калиевый полевой шпат, перовскит, апатит, кальцит, магнетит и пирротин. В составе кристаллических включений перовскита отмечаются высокие концентрации редкоземельных элементов (Ce и La), в сумме составляющих 1.9 мас.%, Nb_2O_5 (2.35 мас.%) и Ta_2O_5 (1.7 мас.%). Апатит по составу отвечает фторапатиту, концентрации фтора в котором достигают 3 мас.%, а содержания редкоземельных элементов (Ce_2O_3 и La_2O_3) в сумме не превышают 0.4 мас.%.

Расплавные включения в нефелине ийолитов так же, как и расплавные включения в минералах мелилитсодержащего нефелинита, полностью раскристаллизованы. Среди кристаллических дочерних фаз этих включений установлены диопсид, флогопит, апатит, кальцит, магнетит, а также силикат кальция кустидин, содержащий до 9 мас.% фтора. Важной особенностью минерального состава расплавных включений является присутствие в числе дочерних фаз кальцита, занимающего ~25-30% всего объема включения.

Термометрические опыты с расплавными включениями в нефелине показали, что полная гомогенизация включений с растворением газовой фазы осуществляется при температуре 1120°C-1130°C.

Изучение химического состава стекол гомогенизированных расплавных включений в нефелине ийолитов выявило существенные вариации в содержаниях SiO_2 от 36 до 50 мас.%, Al_2O_3 от 9 до 21 мас.%, CaO от 8 до 25 мас.% и MgO от 0.6 до 7 мас.%. Все изученные расплавы характеризуются высокими концентрациями окислов щелочных элементов, в сумме составляющими от 7 до 16 мас.%, с существенным преобладанием Na_2O над K_2O . По данным ионнозондовых определений содержание воды в расплавах в среднем не превышает первых десятых доли процента. При этом, дефицит в сумме компонентов составляет до 5 мас.%, что позволяет предположить высокую концентрацию в расплаве CO_2 . Присутствие кальцита в минеральном составе расплавных включений подтверждает это предположение.

Исследование редкоэлементного состава стекол гомогенизированных расплавных включений, а также пород, слагающих Белозиминский массив, включая ийолиты, нефелиновые сиениты, рудные и безрудные карбонатиты, показало, что породы массива и расплавные включения имеют близкие характеристики распределения элементов-примесей (рис. 4.1). Нормирование проводилось относительно состава примитивной мантии. Главной особенностью изученных расплавных включений являются крайне высокие содержания в них Nb и Zr , что на диаграмме фиксируется ярко проявленными

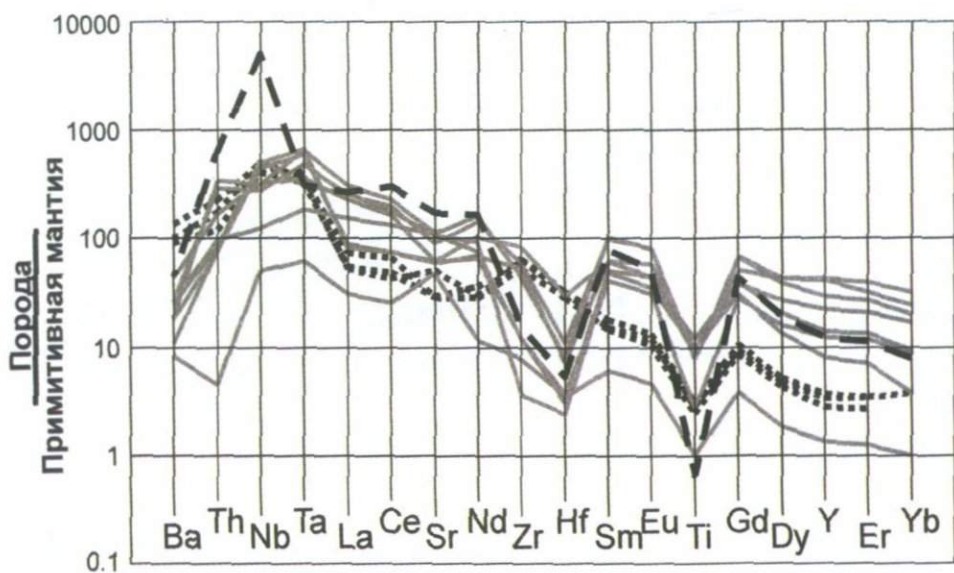
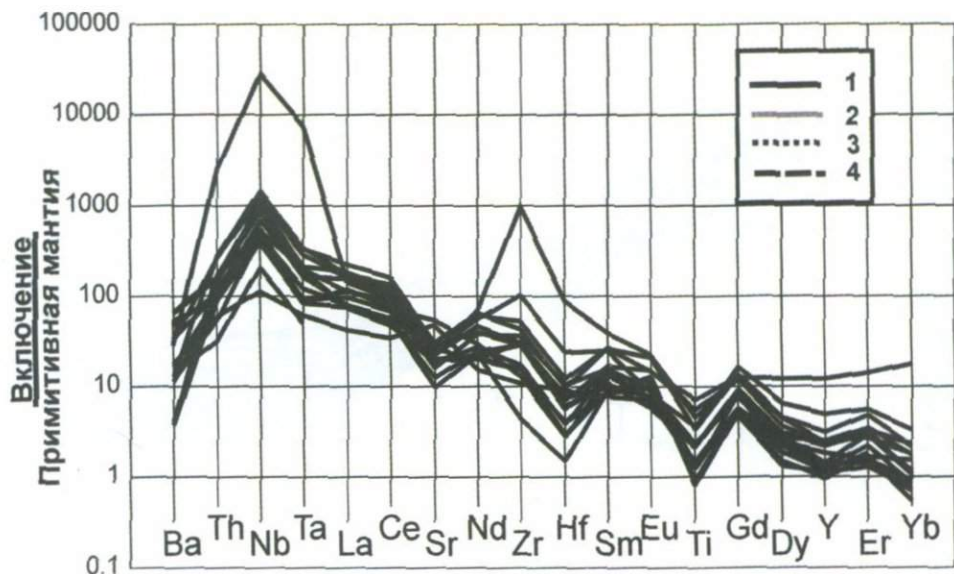


Рис. 4.1. Распределение элементов-примесей в расплавных включениях и породах Белозиминского массива

1 - стекла гомогенизированных расплавных включений, 2 - базитовые и ультрабазитовые породы Белозиминского массива, 3 - нефелиновые сиениты, 4 - карбонатиты

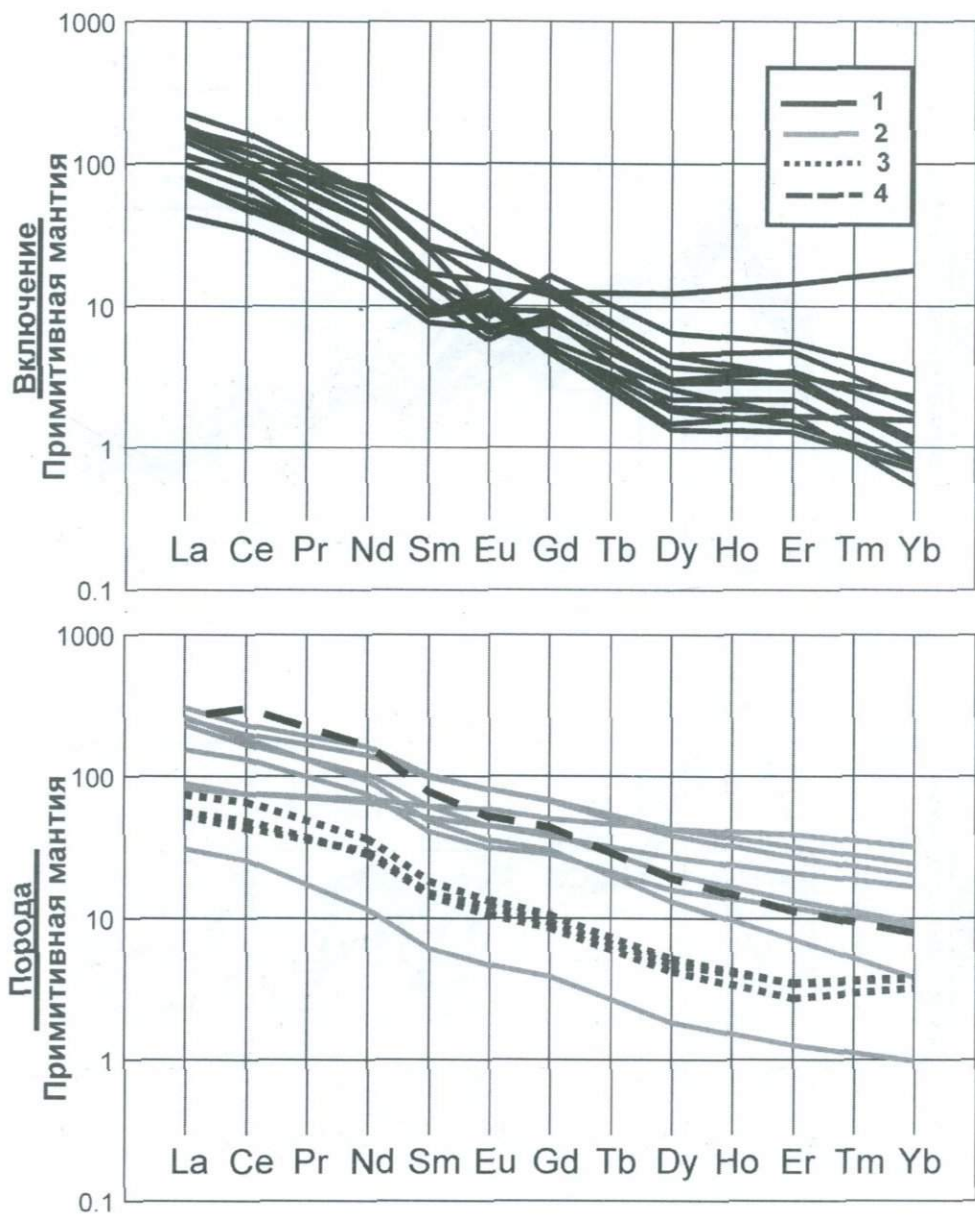


Рис. 4.2. Распределение редкоземельных элементов в расплавных включениях и породах Белозиминского массива

1 - стекла гомогенизированных расплавных включений, 2 - базитовые и ультрабазитовые породы Белозиминского массива, 3 - нефелиновые сиениты, 4 - карбонатиты

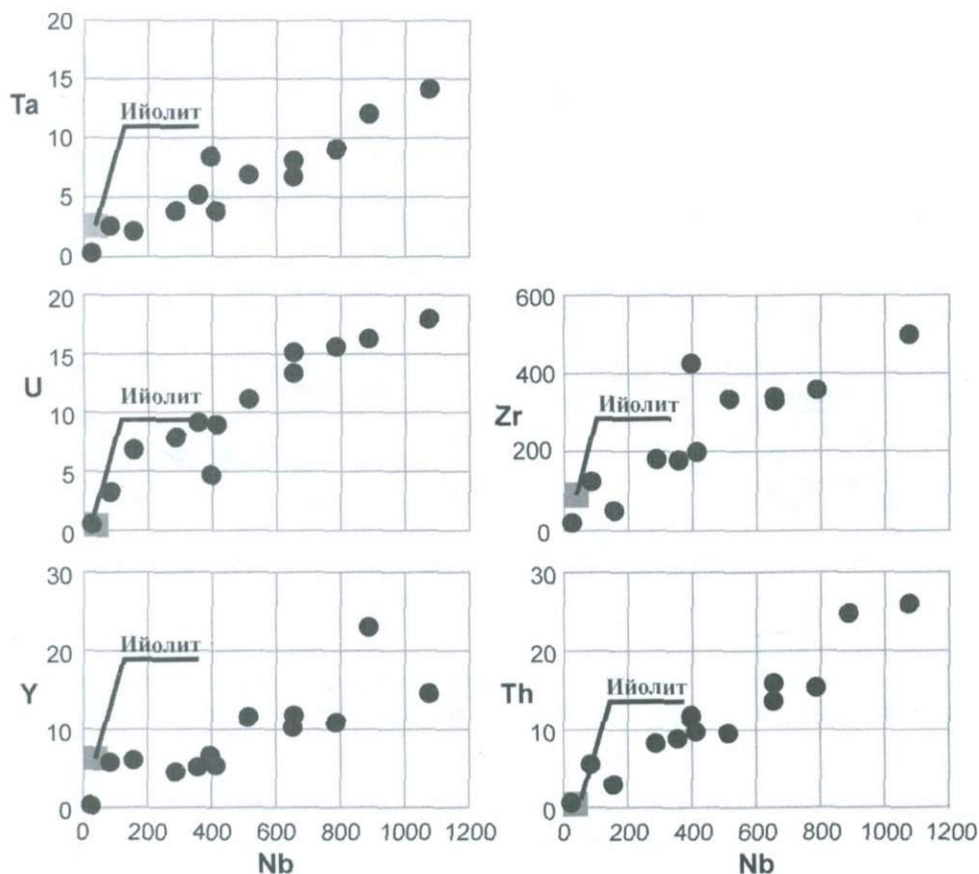


Рис. 4.3. Вариации содержаний редких элементов относительно Nb (в г/т) в стеклах расплавных включений в нефелине ийолитов

положительными максимумами. Содержания Nb во включениях составляют 650-1075 г/т, а в некоторых включениях достигают 2 мас.% (Andreeva, Kovalenko, 2004₁). Стекла расплавных включений обогащены также Ta и Th и обеднены Ti и Hf.

В целом, эти же особенности сохраняются и для пород: для них также отмечаются высокие содержания ниобия с ярко выраженным максимумом в случае рудных карбонатитов и характерными минимумами Ti и Hf. Некоторые различия наблюдаются для главных групп пород в отношении Zr. Для пород ультраосновного и основного состава характерен минимум в содержаниях Zr, тогда как в более поздних нефелиновых сиенитах и поздних ийолитах так же, как и в стеклах расплавных включений, концентрация Zr возрастает.

Диаграммы с нормированными содержаниями редкоземельных элементов (рис. 4.2) также демонстрируют сходную картину их распределения как в расплавах, так и в породах. В целом, можно отметить устойчивое

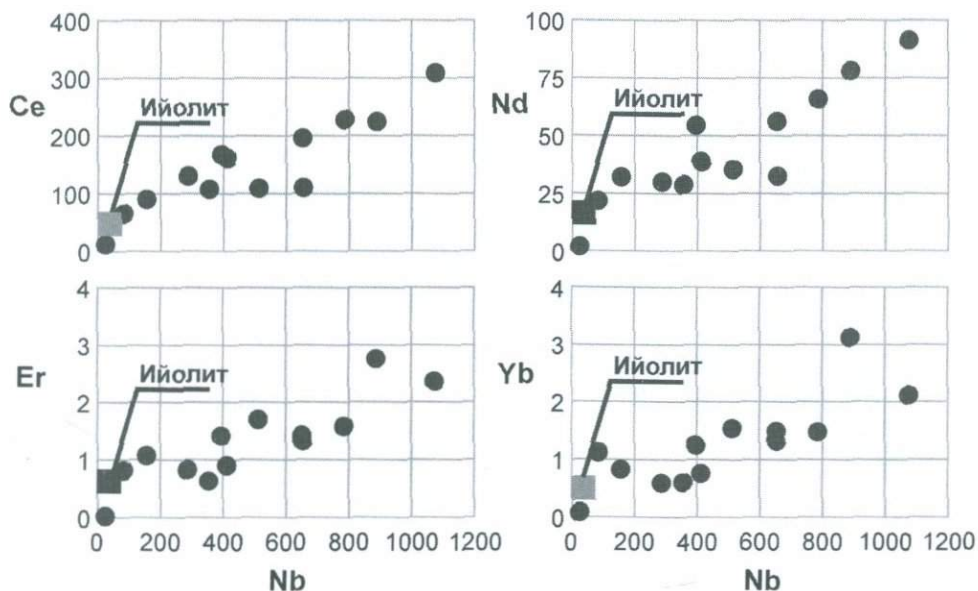


Рис. 4.4. Вариации содержаний редкоземельных элементов относительно Nb (в г/т) в стеклах расплавных включений в нефелине ийолиитов

обогащение расплавов и пород легкими редкими землями по отношению к тяжелым, отношение La/Yb_N варьирует в них в значительных пределах, в расплавах оно составляет от 8 до 181, в породах – от 3 до 70.

В изученных стеклах гомогенизированных расплавных включений содержания большинства высокозарядных (Ta, Zr, U, Th, Y и др.) и редкоземельных элементов находятся в прямой корреляционной зависимости с ниобием, свидетельствуя о том, что в момент кристаллизации породы они являлись несовместимыми и накапливались в процессе дифференциации (рис. 4.3, 4.4). На диаграмме (рис. 4.5), демонстрирующей зависимость Zr от Nb, показаны составы стекол гомогенизированных расплавных включений, а также составы щелочных пород и карбонатитов Белозиминского массива. Составы расплавных включений, образуют единый тренд, направленный в сторону увеличения содержания Nb с ростом концентрации Zr, что, как отмечалось, связано с участием процессов кристаллизационной дифференциации в ходе эволюции расплавов. На рис. 4.5 также отчетливо фиксируются две группы пород, в одну из которых, обедненную Nb, попадают щелочные породы разного состава, в другую, обогащенную Nb, попадает большинство составов карбонатитов, что, в свою очередь, не исключает возможности процессов расслоения силикатных карбонатсодержащих расплавов на силикатную и карбонатную составляющие. В пользу этого предположения свидетельствуют и расплавные включения, установленные в

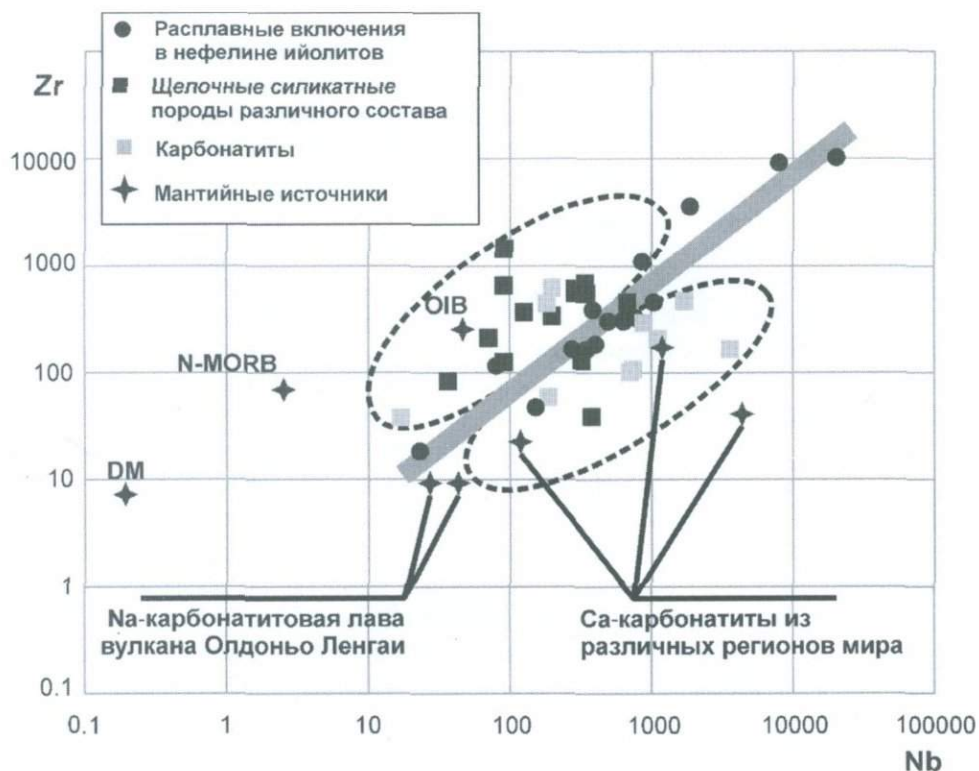


Рис. 4.5. Эволюция составов расплавных включений в нефелине ийолитов Белозиминского массива

кальците карбонатитов и содержащие силикатное стекло, флогопит и клинопироксен. При этом химический состав силикатного стекла из расплавных включений в кальците карбонатитов близок составу стекловатых гомогенизированных расплавных включений в нефелине изученных ийолитов. Важной особенностью расплавных включений в кальците из карбонатитов является также присутствие в силикатном стекле карбонатных глобул кальцитового состава. Размер карбонатных глобул не превышает первых микрон, поэтому оценить на количественном уровне содержание элементов-примесей в них не представляется возможным. Однако качественный микрозондовый анализ показал наличие в их составе значимых концентраций Nb, Ta, Ce, La и F. Присутствие карбонатных глобул в силикатном расплаве, зафиксированном в расплавных включениях в кальците карбонатитов, подтверждает возможность образования этих пород в условиях силикатно-карбонатной жидкостной несмесимости.

На основе полученных данных о редкоэлементном составе стекловатых гомогенизированных расплавных включений, а также разнообразных

щелочных пород и карбонатитов, слагающих массив, оценен в первом приближении состав мантийных источников, участвующих в образовании ассоциации пород щелочно-карбонатитового комплекса Белая Зима. Для этого были использованы отношения несовместимых элементов (Zr/Nb, Nb/U и La/Yb), величина которых остается неизменной в ходе процессов частичного плавления и кристаллизационной дифференциации для ассоциаций магматических пород различных геодинамических обстановок. На представленных диаграммах (рис. 4.6) показаны составы расплавных включений, щелочных пород и карбонатитов массива, составы источников DM (деплетированная мантия), N-MORB (базальты срединно-океанических хребтов), OIB (базальты океанических островов), а также Na-карбонатитовых лав вулкана Олдоньи-Ленгаи и кальциевых карбонатитов из ряда щелочно-карбонатитовых комплексов мира.

В настоящее время рядом исследователей (Литвин, 1998) выдвигается гипотеза, предполагающая активизацию магматических фронтов мантийных плюмов с образованием в зонах контакта с вмещающей мантией щелочно-флюидных расплавов, обогащенных щелочами, летучими и редкими элементами. Эти расплавы, взаимодействуя с вмещающими плюм породами мантии, могут формировать первичные расплавы для щелочных пород внутриплитных ассоциаций. При этом в литературе известны данные о составе расплавных включений в мантийных нодулях, свидетельствующие о том, что такие расплавы могут иметь карбонатный состав, богатый Na и Ca, и указывающие на возможность интенсивных процессов карбонатизации мантии в пограничных зонах между активными мантийными плюмами и вмещающей мантией. Представленные на диаграммах составы натровых лав из вулкана Олдоньи-Ленгаи и кальциевых карбонатитов являются упрощенными модельными составами таких плюмовых компонентов, хотя их реальные составы, безусловно, более сложны. Если принять такое допущение, то на представленных диаграммах видно, что выявленные нами расплавы могли образоваться в результате взаимодействия натровых и кальциевых карбонатитов с деплетированной мантией.

Таким образом, основные результаты исследования расплавных включений в минералах щелочных пород и карбонатитов Белозиминского месторождения сводятся к следующим положениям:

1. В нефелине и перовските мелилитсодержащих нефелинитов и поздних ийолитов щелочно-карбонатитового комплекса Белая Зима (Восточный Саян, Россия) установлены первичные кристаллические и расплавные включения, подтверждающие магматический генезис этих пород.
2. Кристаллизация минералов названных щелочных пород происходила при температуре 1120-1130°C. Впервые открыты богатые Nb ийолитовые расплавы (редкометалльные ийолитовые магмы) с повышенными концентрациями Zr, Th и легких редких земель, что отражает металлогеническую специфику месторождения Белая Зима.
3. Результаты изучения расплавных включений в минералах мелилитсодержащих нефелинитов и ийолитов, а также анализ состава

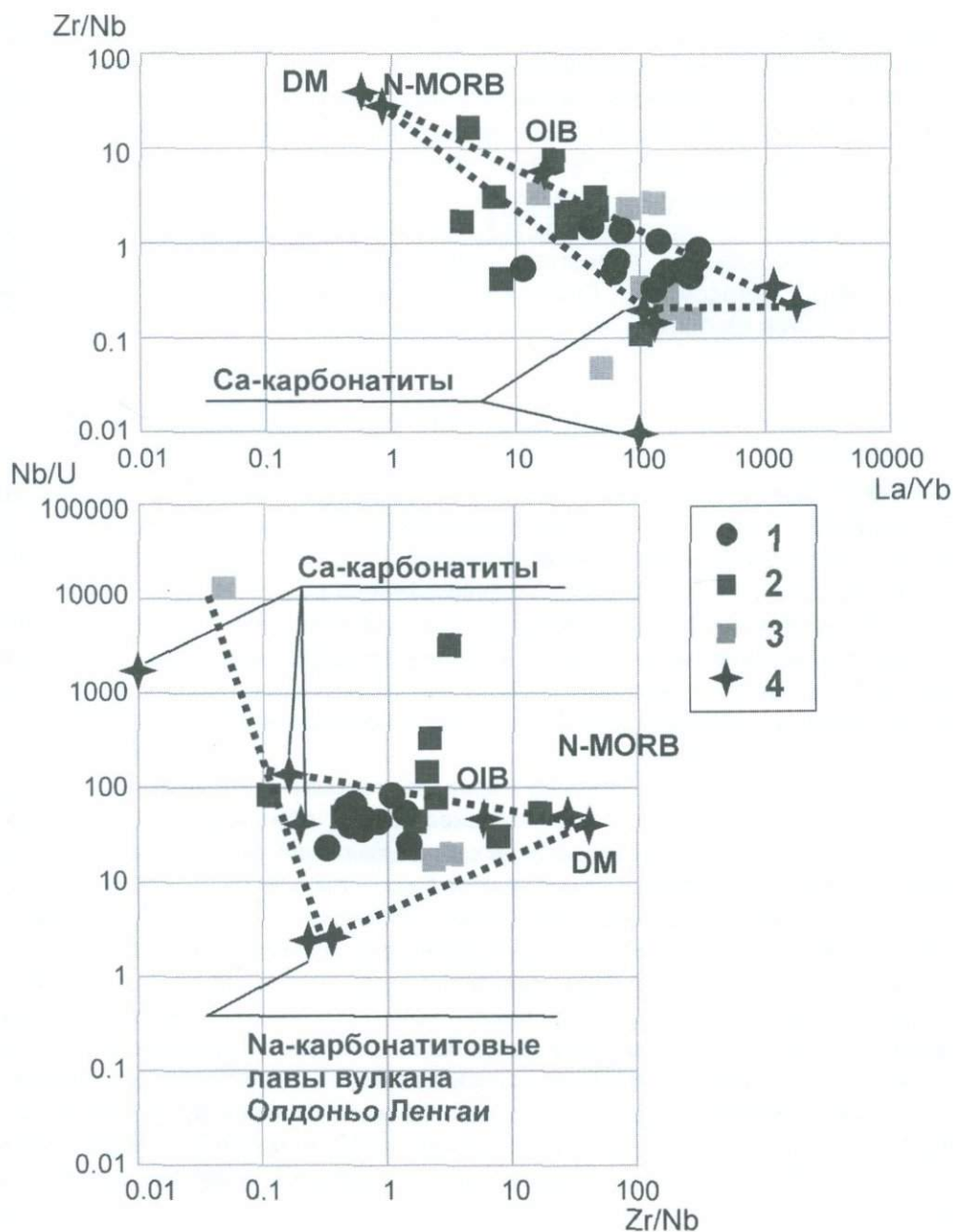


Рис. 4.6. Вариации отношений несовместимых элементов в стеклах расплавных включений и породах

1 – расплавные включения; 2 – щелочные силикатные породы; 3 – карбонаты; 4 – мантийные источники

щелочных и рудоносных пород Белозиминского массива, позволяют предположить участие процессов кристаллизационной дифференциации и силикатно-карбонатной жидкостной несмесимости в их формировании.

4. На основе полученных данных о редкоземельном составе стекловомогенизированных расплавных включений, а также разнообразных щелочных пород и карбонатитов, оценен в первом приближении состав мантийных источников, участвующих в образовании ассоциации пород щелочно-карбонатитового комплекса Белая Зима. Источником для щелочных пород и карбонатитов является деплетированная мантия, испытывавшая интенсивный метасоматоз. Главными агентами мантийного метасоматоза предполагаются карбонатные расплавы, обогащенные натрием и кальцием.

4.2. Магмы бериллиевых месторождений

В составе комплексных исследований магматизма и рудообразования на Ермаковском бериллиевом месторождении были изучены расплавные включения во вкрапленниках кварца синрудных щелочных гранитов массива Шток и во флюорите апатит-кальцит-флюоритовых руд.

Петрографически щелочные граниты представлены порфировидными породами с вкрапленниками кварца и щелочного пертитового полевого шпата в количестве до 20%. Основная масса пород мелкозернистая и состоит из тех же минералов, тонкорассеянного рудного минерала, а также акцессорного циркона.

Во вкрапленниках кварца трех образцов щелочных гранитов, отобранных из различных зон массива Шток, обнаружены первичные расплавные включения. Сингенетичных флюидных включений обнаружено не было. Кроме этого в кварце этих гранитов также отмечались кристаллические включения, представленные щелочным амфиболом и щелочным полевым шпатом. Все расплавные включения раскристаллизованы и имеют форму отрицательных кристаллов, сильно искаженных за счет осажденного на стенки вакуолей кварца. В раскристаллизованном теле включений отмечаются дочерние кристаллы щелочного амфибола, радиально-лучистые агрегаты чешуек слюды и удлиненные кристаллы щелочного полевого шпата. Во многих включениях отмечается едва различимый маленький газовый пузырь. Размеры расплавных включений преимущественно 10-20 мкм, редко встречаются включения до 30 мкм, но они, как правило, «взорваны» и окружены ореолом мелких включений.

Опыты по гомогенизации расплавных включений проводились в аппарате высокого давления в ИЭМ РАН. Выдержка при постоянных температуре и давлении составляла 24 ч. Давление в опыте – 3 кбар, температура – 750°C. После опыта с заданными параметрами в двух образцах расплавные включения были полностью гомогенными и состояли из прозрачного стекла. Расплавные включения третьего образца были частично сгомогенизированы. В них оставались реликты темноцветных минералов и

небольшой газовый пузырь, заключенные в прозрачное стекло. Тот факт, что не все расплавные включения были сгомогенизированы, свидетельствует о температуре в опыте, близкой к истинной температуре расплава.

Составы гомогенизированных стекол расплавных включений двух образцов по содержанию SiO_2 варьируют от 73.6 до 78.1 мас.%. Исключение составляет одно включение, содержащее в своем составе 68.4 мас.% SiO_2 . Для всех стекол характерны высокие содержания щелочей, достигающие в сумме 11 мас.%, и коэффициент апаитности преимущественно выше 1 (от 0.9 до 1.6). Петрогенные элементы в гомогенных стеклах образуют отчетливые корреляционные зависимости с SiO_2 . Отрицательные тренды отмечаются для TiO_2 , FeO , Na_2O , K_2O и Ca . Глинозем не образует отчетливых корреляций с кремнекислотностью и варьирует от 8.6 до 14 мас.%, причем большинство составов образца Е-300 с концентрациями Al_2O_3 менее 12 мас.% формируют слабый положительный тренд. MgO , CaO и P_2O_5 , в целом, не характерные для щелочных гранитов элементы, в стеклах расплавных включений составляют менее 0.15 мас.%; отчетливых тенденций в поведении для этих элементов не наблюдается. Среди отличий составов включений из двух образцов можно отметить более высокие концентрации K_2O , Al_2O_3 в стеклах образца Е-400 и более низкие - TiO_2 и FeO . Составы пород, во вкрапленниках которых изучались расплавные включения, в целом, идентичны составам включений.

В нормативном составе стекол расплавных включений и щелочных гранитов преобладающими компонентами, составляющими в сумме более 85%, являются кварц, альбит и ортоклаз. Все стекла и породы содержат нормативный акмит в количестве от 0.4 до 3.7% , а некоторые из них - метасиликат натрия от 1.8 до 5.5%.

Крупные гомогенные включения стекла размером более 30 мкм были проанализированы на содержания элементов-примесей и воды на ионном микрозонде. Все гомогенные стекла двух образцов и щелочные граниты имеют идентичные спектры распределения микроэлементов. Для них типичны глубокие минимумы относительно среднего состава континентальной коры для Ba , Sr , Ti и максимум для Zr . Также у стекол расплавных включений наблюдается не ярко выраженный европиевый минимум, хотя щелочные граниты обладают глубоким минимумом этого элемента. Все породы и стекла характеризуются высокими содержаниями большинства высокозарядных и крупнокатионных редких элементов, в несколько раз превышающими средние их концентрации в континентальной коре. Вариации содержаний этих элементов в стеклах составляют более одного порядка. Спектр редкоземельных элементов показывает преимущественно слабое обогащение легкими редкоземельными элементами относительно тяжелых. Нормированные отношения $(\text{La}/\text{Yb})_N$ варьируют от 0.9 до 4.4, и в среднем составляют 1.9. Особый интерес представляют содержания Be в расплавах щелочных гранитов, с которыми, связано, по крайней мере, пространственно и во времени, одно из крупнейших в мире бериллиевых месторождений. Так, гомогенные стекла расплавных включений содержат от 11 до 25 г/т Be . Такие

концентрации являются высокими, как по сравнению со средним составом континентальной коры, где содержание Be составляет 1.5 г/т, так и с некоторыми редкометалльными щелочными гранитами. Тем не менее, такие повышенные концентрации бериллия в щелочно-гранитных расплавах не являются чрезвычайно редкими. Например, расплавные включения в кварце редкометалльных (Zr, Nb, REE) щелочных гранитов массива Халдзан-Бурегтей в западной Монголии содержат до 340 г/т Be.

В гомогенизированных стеклах расплавных включений в кварце щелочных гранитов содержания почти всех высокозарядных микроэлементов находятся в прямой корреляционной зависимости, показывая, что во время захвата включений они являлись несовместимыми и накапливались в остаточном расплаве. Эти элементы могут быть использованы как показатели процесса кристаллизационной дифференциации и его направленности. Другим показателем кристаллизационной дифференциации является коэффициент аппаитности, значения которого увеличиваются от ранних менее дифференцированных порций расплава к более поздним, хотя его использование может быть ограничено, если среди кристаллизующихся фаз значительная доля принадлежит щелочным темноцветным минералам. Прямая корреляционная зависимость между K_a и несовместимыми редкими элементами (Zr, Nb, Y, U, Th, REE и др.) в стеклах расплавных включений щелочных гранитов Ермаковского месторождения подтверждает возможность использования и K_a и содержаний микроэлементов в качестве индекса дифференциации магматического расплава.

Микроэлементы - индексы дифференциации и K_a с содержанием кремнезема находятся в обратной корреляционной зависимости. Это свидетельствует о том, что на этапе захвата растущими кристаллами кварца капель расплава, последний обеднялся кремнеземом и обогащался Na_2O , K_2O , FeO и несовместимыми элементами. Такая направленность кристаллизационной дифференциации не является обычной для пород кислого состава. Тем не менее, нами по расплавным включениям в кварце пантеллеритов бимодальной вулcano-плутонической ассоциации хр. Тост в Южной Монголии была установлена подобная тенденция (см. специальный раздел об этом ниже), которая также фиксировалась и по составам вулканических пород (Козловский и др., 2005).

Магмы щелочных гранитов Ермаковского месторождения богаты летучими компонентами, однако, не являются насыщенными ими. Содержание воды в них варьирует от 3.5 до 6.7 мас.%. Говорить о каких-либо закономерностях ее поведения пока не приходится, поскольку для нее наблюдается лишь обратная корреляция с K_a и содержанием фтора. Концентрация F в расплаве варьирует в диапазоне от 0.76 до 2.27 мас.%. Самыми богатыми фтором являются наиболее дифференцированные магмы с наибольшими концентрациями несовместимых элементов и наиболее высоким значением K_a . Также отмечается отчетливый отрицательный тренд SiO_2 с фтором, подтверждающий накопление последнего в остаточном

расплаве. Содержание В в расплавах относительно высокое и изменяются от 7 до 80 г/т. С несовместимыми элементами для него фиксируется положительная корреляция в диапазоне содержаний менее 30 г/т. Высокотемпературные расплавы на вариационных диаграммах располагаются обособленно.

Уникальным результатом стало обнаружение и изучение во флюорите апатит-кальцит-флюоритовых руд месторождения первичных магматических включений, представленных следующими типами:

- 1) включения солевых расплавов,
- 2) кристаллические включения,
- 3) флюидные водные включения.

Первичные включения солевых расплавов состоят из анизотропных и изотропных кристаллических фаз (~80-85 об.%) и флюидной составляющей (водный раствор и газовый пузырек), которая располагается в интерстициях между кристаллами. Криометрические исследования показали, что водный раствор солевых расплавных включений замерзает при -50°C , температура плавления льда составляет $-(-8.8^{\circ}\text{C})$ - (-6.9°C) . Гомогенизация флюида осуществляется в жидкую фазу при температуре 170°C - 190°C . Полученные данные позволили оценить соленость раствора - 5.6-10.4 мас.% NaCl экв., и его плотность - 0.99 г/см^3 .

В числе дочерних минералов включений установлены кальцит, характеризующийся как пониженными, так и повышенными концентрациями MnO (0.2-2 мас.% и 6-11 мас.% соответственно), родохрозит, флюорит и неиндифицированную силикатную фазу, содержащую до 55 мас.% SiO_2 , 7-10 мас.% Al_2O_3 , 7-10 мас.% Fe_2O_3 , 1.6-4 мас.% MgO и до 1.5 мас.% F. Ионнозондовые исследования позволили выявить в составе фазы высокие концентрации H_2O (до 4.4 мас.%). По преобладанию в составе включений карбонатных минералов состав солевого расплава, принимающего участие в образовании апатит-кальцит-флюоритовой породы, можно охарактеризовать как флюорит-карбонатный. Термометрические исследования с солевыми расплавными включениями показали, что кристаллизация флюорита происходила выше 500°C .

Среди кристаллических включений, сосуществующих с расплавными, определены кальцит (содержание MnO от 2.5 до 11 мас.%), родохрозит и фторапатит (содержание SrO до 9 мас.%), что подтверждает возможность кристаллизации этих минералов из магматического солевого расплава.

Полученные первые данные изучения включений минералообразующих сред во флюорите из апатит-кальцит-флюоритовой руды Ермаковского месторождения однозначно свидетельствуют о кристаллизации этой породы из солевого расплава флюорит-карбонатного состава при участии водного флюида.

4.3. Магмы месторождений, связанных с редкометалльными онгонитами и Li-F гранитами

Рассматриваемые породы являются концентраторами многих редких элементов (Li, Rb, Be, Nb, Ta и др.), вплоть до их рудных концентраций. Однако, состав магм, из которых кристаллизовались онгониты и Li-F граниты, трудно оценить. Частично это связано с тем, что даже стекла онгонитов и Li-F гранитов, образовавшиеся в результате закалки магмы, не отражают ее реальный состав, особенно в отношении летучих и некоторых редких элементов. Только расплавные включения являются прямым и достоверным источником информации о составе первичных магматических расплавов, включая содержание в них воды, F, Cl и других летучих компонентов, а также элементов-примесей. Следует особенно подчеркнуть, что имеющиеся в современной литературе сведения о составе магм онгонитов и редкометалльных Li-F гранитов и их роли в формировании редкометалльных гранитов крайне редки.

4.3.1. Редкометалльные онгониты массива Ары-Булак, Восточное Забайкалье

Ары-Булакский массив онгонитов, расположенный в Восточном Забайкалье, прорывает осадочные и вулканогенные породы нижнего - среднего девона, которые представлены сланцами, известняками и андезибазальтами. В плане массив имеет форму эллипса, вытянутого в меридиональном направлении. На современном эрозионном срезе его размер составляет 900x550 м. По данным геофизических исследований, массив образует купол, диаметр которого уменьшается с глубиной. Центральная часть массива сложена крупнопорфировыми онгонитами с содержанием вкрапленников до 20%. В зоне эндоконтакта крупнопорфировые онгониты переходят в закаленные почти афировые стекловатые разности, нередко содержащие заметные количества флюорита. По изотопным Rb-Sr данным массив имеет возраст 142.1 ± 0.7 млн. лет, что соответствует границе юры и мела (J_3-K_1).

Изученные образцы онгонита были отобраны из центральной части массива, а также из зоны эндоконтакта. Они представляют собой светло-серые порфировые породы. Главные минералы вкрапленников этих пород представлены кварцем, альбитом и калиевым полевым шпатом, второстепенные – слюдой и топазом. Среди акцессорных минералов онгонитов отмечаются циркон, флюорит и вольфрамоиксиолит. Мелкозернистая основная масса содержит микролиты кварца, калиевого полевого шпата, альбита, слюды, топаза, флюорита, а также стекло.

Первичные кристаллические и расплавные включения установлены в кварце, калиевом полевоом шпате и топазе онгонитов (Кузнецов и др., 2004).

Кристаллические включения, обнаруженные в минералах-вкрапленниках онгонитов, представлены цирконом, альбитом и слюдой - в кварце; кварцем, альбитом и флюоритом - в калиевом полевом шпате; слюдой, альбитом, цирконом и вольфрамооксиолитом - в топазе. Выявленная в качестве кристаллических включений ассоциация минералов отражает минеральный состав онгонитов и доказывает возможность их кристаллизации из магматического расплава.

Слюда во включениях, как в кварце, так и в топазе, отвечает составу циннвальдита и характеризуется очень высокими содержаниями F (до 7 мас.%), а также повышенными концентрациями Rb_2O , достигающими 0.6 мас.%. Существенно обогащены Rb_2O (до 0.2 мас.%) и включения альбита. В химическом составе циркона наблюдаются весьма значительные содержания HfO_2 (до 3.18 мас.%), UO_2 (до 2.6 мас.%) и ThO_2 (до 0.6 мас.%).

Игольчатые кристаллы вольфрамооксиолита присутствуют только в фенокристаллах топаза и часто образуют комбинированные с расплавленными включения (рис. 4.7б). Включения вольфрамооксиолита содержат (в мас.%): 39 Nb_2O_5 , 31.6 WO_3 и 2.45 Ta_2O_5 . Кроме того, в нем отмечаются высокие концентрации UO_2 , достигающие 2.4 мас.%. Кристаллические включения вольфрамооксиолита в топазе были обнаружены ранее при изучении камерных пегматитов Волыни.

Первичные расплавленные включения обнаружены и изучены в кварце и в топазе. Среди них отмечаются как полностью раскристаллизованные (в кварце и топазе), так и стекловатые (в кварце) включения. Все включения распространены во вкрапленниках азонально, имеют форму, близкую к овальной, и размеры от 5 до 80 мкм, чаще от 20 до 35 мкм. В числе дочерних минералов раскристаллизованных включений в кварце (рис. 4.7а) диагностированы альбит, K-Na полевой шпат, магнетит, а также минерал, по химическому составу близкий к цеолитам. Дочерние кристаллические фазы во включениях в топазе представлены альбитом, K-Na полевым шпатом и виллиомитом. Стекловатые расплавленные включения в кварце (рис. 4.7в) состоят из стекла (~80-85 об.%), газовой фазы (~10-15 об.%) и, иногда, рудного минерала, занимающего не более 2% всего объема включения.

С раскристаллизованными включениями в топазе и кварце были проведены термометрические эксперименты при атмосферном давлении. Первые признаки плавления содержимого включений с обособлением газовой фазы фиксируются при температуре 450°C-500°C. Полное расплавление дочерних минералов во включении происходит при температуре 650°C-720°C, при этом включение содержит расплав и один или несколько газовых пузырьков. Полной гомогенизации включений как в кварце, так и в топазе достичь так и не удалось, вплоть до нагревания их до 1100°C. Поэтому, полученный диапазон температур, от 650°C до 720°C, может, вероятно, рассматриваться в качестве минимальной температуры кристаллизации породообразующих минералов онгонитов.

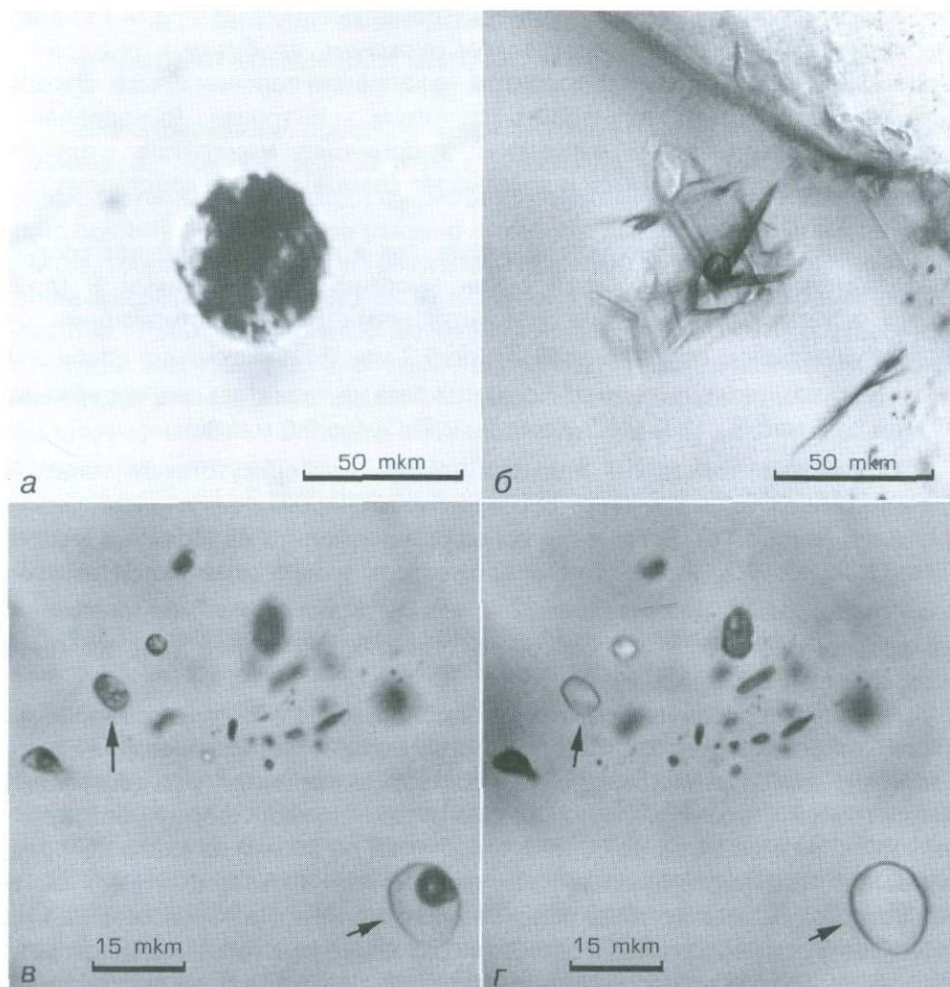


Рис. 4.7. Расплавные включения в минералах онгонитов массива Ары-Булак

а – раскристаллизованное включение в кварце; б – комбинированное включение в топазе; в – исходное стекловатое включение в кварце до нагревания; г – гомогенизированное расплавное включение, $T_{\text{гом.}}=700^{\circ}\text{C}$

Химические составы остаточных стекол (негретых включений) в кварце и стекло гомогенизированных расплавных включений в топазе и кварце близки и отвечают составу онгонитов. Они характеризуются высокими концентрациями Na_2O и K_2O , в сумме достигающими 6-11 мас.%, F (до 8 мас.% во включениях в топазе и до 6 мас.% во включениях в кварце) и Cl (до 0.32 мас.%) при содержании SiO_2 – 62-69 мас.% и Al_2O_3 – от 16 до 17 мас.%. В стеклах изученных расплавных включений в кварце отмечаются также повышенные

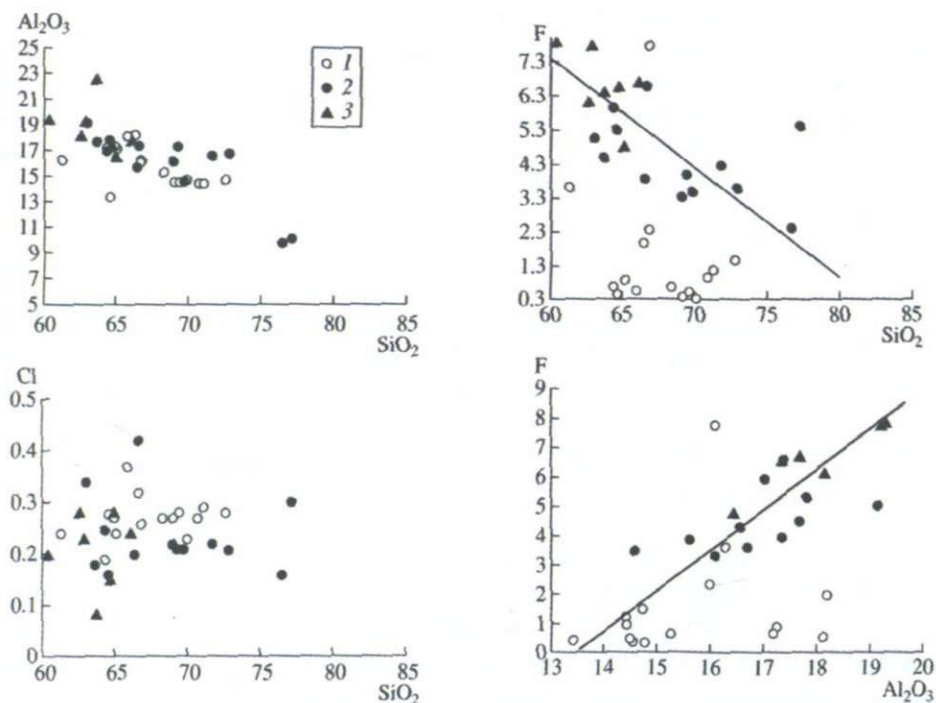


Рис. 4.8. Вариации составов (в мас.%) расплавных включений в минералах онгонитов в зависимости от содержаний в расплаве SiO_2 и Al_2O_3

1 – остаточные стекла расплавных (негретых) включений в кварце; 2 – стекла гомогенизированных расплавных включений в кварце; 3 – стекла гомогенизированных расплавных включений в топазе

концентрации As_2O_3 (до 0.06 мас.%) и WO_3 (до 0.17 мас.%) при среднем содержании этих компонентов в верхней континентальной коре 1.5 г/т и 2 г/т соответственно.

На рис. 4.8 представлены диаграммы, демонстрирующие зависимость содержания некоторых компонентов (Al_2O_3 , Cl и F) в расплаве от концентрации в нем SiO_2 и Al_2O_3 . На диаграмме SiO_2 - Al_2O_3 отчетливо фиксируется обогащение расплавов Al_2O_3 с уменьшением содержания SiO_2 , что регулируется, главным образом, фракционной кристаллизацией кварца, и, в значительно меньшей степени, калиевого полевого шпата. Между фтором и SiO_2 в стеклах гомогенизированных расплавных включений также наблюдается обратная корреляционная зависимость. Такая тенденция объясняется интенсивным фракционированием из расплава топаза и, возможно, виллиомита. Это подтверждается обнаружением кристаллических включений топаза в кварце онгонитов, и, дочернего виллиомита в

минеральном составе расплавных включений. Следует отметить, что составы негретых расплавных включений не укладываются в единую зависимость, выявленную для составов стекол сгомогенизированных включений, что, по-видимому, также связано с существенным осаждением из расплава фторсодержащих минеральных фаз, таких как топаз и виллиомит. Иная картина наблюдается между поведением фтора в зависимости от содержания в расплавах Al_2O_3 . Концентрации фтора с увеличением содержания Al_2O_3 , в целом, возрастают. Отметим, что наименьшие концентрации фтора характерны для остаточных стекол расплавных включений в кварце, а максимальные – для стекол гомогенизированных расплавных включений в топазе (5-8 мас.%). Такие высокие содержания фтора в стеклах расплавных включений в топазе, если и связаны с некоторым перегревом расплавных включений в процессе термометрических опытов, то скорее всего, незначительно, на что указывают высокие концентрации фтора (до 6 мас.%) в стеклах гомогенизированных расплавных включений в кварце.

Концентрации Cl во всех изученных расплавах сравнительно постоянны и составляют 0.2-0.3 мас.%, что свидетельствует об их насыщенности в отношении этого компонента.

По данным ионного зонда содержание H_2O в изученных расплавах (как в кварце, так и в топазе) крайне высокое и составляет 5.0-8.7 мас.%, что хорошо согласуется с результатами микрозондовых определений. Сумма компонентов для всех проанализированных с помощью электронного зонда стекол значительно меньше 100%, дефицит составляет от 4 до 9 мас.%.

Отличительная особенность редкоэлементного состава всех изученных расплавов - высокие концентрации в них Li (до 2400 г/т), Rb (до 4300 г/т) и Be (до 300 г/т), являющихся типоморфными элементами онгонитов. Наряду с этими элементами в стеклах расплавных включений отмечаются чрезвычайно высокие содержания бора, составляющие 660-888 г/т во включениях в кварце и 1138 г/т во включениях в топазе. Сравнение составов стекол расплавных включений и онгонитов показало, что расплавы по сравнению с породами заметно обогащены Li, Be, Ti, Nb и обеднены Sr, Ba, Pb, Y и Ce. Концентрации Rb в стеклах расплавных включений в кварце находятся на уровне средних содержаний в породе и составляют 1500-2350 г/т. Наибольшее обогащение расплавов Rb наблюдается в гомогенных стеклах в топазе, где его концентрация возрастает до 4340 г/т.

Подобные закономерности распределения редких элементов между породой и расплавом свидетельствуют о высокой степени дифференцированности онгонитовых магм. Кристаллизация онгонитовой магмы приводит к обогащению остаточного расплава редкими (Li, Rb, Be, Nb) и летучими компонентами (F и H_2O). Интенсивное фракционирование из расплава полевых шпатов и некоторых акцессорных минералов обусловило уменьшение содержаний в нем Sr, Ba, Pb и легких редкоземельных элементов.

Таким образом, проведенные исследования расплавных включений в кварце и топазе онгонитов массива Ары-Булак показали, что образование

породы происходило из магматического расплава, близкого составу онгонитов. Кристаллизация магмы осуществлялась при температуре 650-720°C. Магма онгонитов была, в значительной степени, обогащена H₂O (5-8.7 мас.%), F (6-8 мас.%), Li, Rb, Be, As, W, Nb, Ta и обеднена Sr, Ba, Pb, что свидетельствует о высокой степени ее дифференциации.

4.3.2. Li-F граниты Соктуйского массива, Восточное Забайкалье

Соктуйский массив располагается в центральной части Кукульбейского хребта (Восточное Забайкалье) и занимает площадь около 300 квадратных километров. Возраст массива оценивается как J₂-J₃. Массив слагают породы нескольких интрузивных фаз: самая ранняя фаза представлена амфибол-биотитовыми гранитами, главную фазу в основном слагают биотитовые лейкограниты, и в меньшей степени кварцевые сиениты и граносиениты, последняя интрузивная фаза представлена небольшими штоками порфировых биотитовых лейкогранитов. В горных породах из всех трех фаз в фенокристаллах кварца были выявлены и изучены первичные расплавные включения. Как правило, размер включений варьирует от 30 до 60 микрометров, включения чаще всего имеют неправильную форму. Фазовый состав включений в большинстве своем представлен тремя составляющими: газовой фазой, кристаллической фазой (дочерние минералы) и небольшим количеством остаточного стекла (рис. 4.9а). Газовый пузырек имеет, как

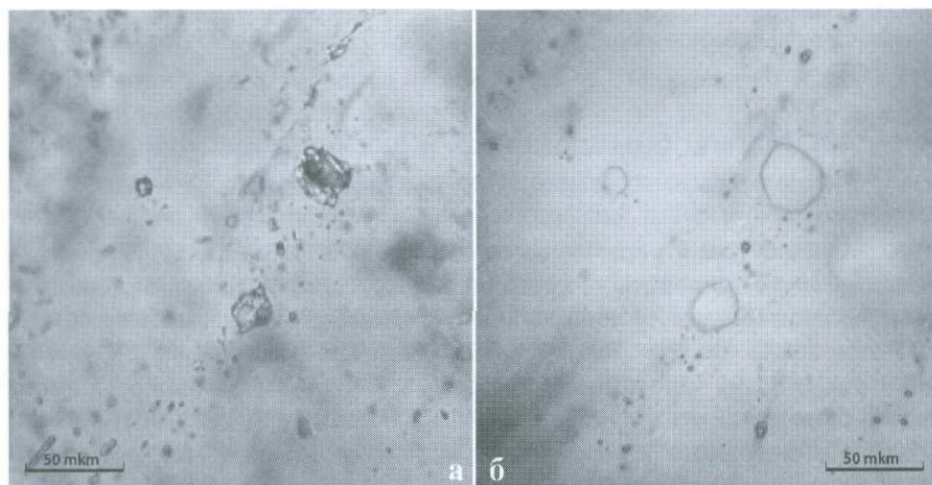


Рис. 4.9. Раскристаллизованные (а) и гомогенизированные (б) расплавные включения во вкрапленнике кварца из редкометалльных гранитов Соктуйского массива

(а) – до нагрева, (б) – после 24 часов выдержки в газовом аппарате высокого давления при температуре – 850°C и давлении – 2 кбар

правило, объем не более 25% от объема всего включения, нередко деформирован и зажат между дочерних минералов.

В результате проведения серий термометрических экспериментов в газовом аппарате высокого давления (ИЭМ РАН г. Черноголовка), удалось определить температуру кристаллизации пород массива. Раскристаллизованные расплавные включения, выявленные в зернах кварца, гомогенизируются при температурах 850°C-900°C и давлении 2 кбар (выдержки составляли от 15 до 24 часов). Полученные гомогенные стекла были проанализированы на электронном микрозонде. Химический состав гомогенных стекол (гретых включений) в кварце (рис. 4.96), в целом, близок составу гранитов и характеризуется повышенными концентрациями Na₂O и K₂O, в сумме составляющими от 6.5 до 9.8 мас.%, Rb=0.15-0.24 мас.%, F=0.88-1.95 мас.% и Cl до 0.75 мас.% при содержании SiO₂=72-77 мас.% и Al₂O₃=10.28-15.78 мас.%.

Данные исследования позволили проследить изменение состава магмы в процессе образования Соктуйского массива. Так, породы ранних и главной фаз массива формировались из расплавов, в которых заметно преобладание Na₂O (4.73 мас.%) над K₂O (3.01 мас.%), а в последних интрузивных фазах, представленных штоковыми телами, наблюдается обратная ситуация с преобладанием K₂O (7.38 мас.%) над Na₂O (2.98 мас.%).

По данным ионного зонда содержание H₂O в изученных расплавах (гомогенизированные включения в кварце) составляет 0.92-3.58 мас.%. При анализе на электронном зонде сумма компонентов стекол меньше 100%, и дефицит составляет до 3.5 мас.%. Из редкометалльных элементов отмечается повышенное содержание Li – до 570 г/т, В – до 711 г/т.

4.4. Магмы бимодальных и щелочногранитных ассоциаций Южной Монголии

Щелочные гранитоиды и их вулканические аналоги (трахириолиты, комендиты и пантеллериты) нередко сопровождаются месторождениями и рудопроявлениями многих полезных компонентов, в частности, таких редких элементов, как Li, Be, Nb, Ta, Zr, Y, REE и др. Как представляется, высокие концентрации этих элементов связаны с глубокой дифференциацией щелочно-салической магмы (Коваленко, 1977; Коваленко и др., 2002; Schmitt et al., 2002), в результате которой происходило насыщение ими расплава, и кристаллизация минералов-концентраторов редких элементов, в том числе и их собственных минералов (Владыкин и др., 1981; Владыкин, 1983; Коваленко и др., 2004). Значительное влияние на ход эволюции щелочно-гранитоидных магм оказывают летучие компоненты (H₂O, Cl, F, B). Многие особенности дифференциации таких расплавов не могут быть выявлены с использованием только составов пород, поскольку последние не всегда идентичны составам

родоначальных магм. Это связано, прежде всего, с процессом дегазации, в результате которой породы теряют почти все летучие компоненты, а также с постмагматическими изменениями. Наиболее достоверную информацию о составах породообразующих расплавов, условиях кристаллизации и кристаллизующихся фазах дают расплавные включения – капли расплава, захваченные минералами во время их роста. Нами были изучены расплавные включения во вкрапленниках кварца пантеллеритов бимодальной ассоциации хребта Тост Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны (Южная Монголия).

Гоби-Тяньшаньская рифтовая зона (ГТРЗ) протягивается на расстояние более 1000 км в субширотном направлении через всю Южную Монголию и выходит за ее пределы на территорию Китая (Ярмолюк, Коваленко, 1991; Wang Shiguang, Han Baufu, 1994; Ярмолюк и др., 1999₂). Бимодальный базальт-щелочно-риолитовый и щелочно-гранитный магматизм здесь проявился, начиная со среднего карбона и до начала перми. В настоящее время ГТРЗ трассируется цепочкой грабенов, сложенных вулканическими породами бимодальной ассоциации и массивами щелочных гранитоидов. Наиболее крупный из таких грабенов расположен в западной части рифтовой зоны в пределах хребтов Ноен и Тост Гобийского Тянь-Шаня. Вулканические толщи в пределах этого грабена прослеживаются непрерывно на расстоянии свыше 200 км при ширине выходов до 30 км. По составу они представлены преимущественно базальтами, трахибазальтами, трахиандезиобазальтами и щелочными риолитами. Среди последних согласно классификации Макдональда (MacDonald, 1974) по соотношению глинозема и железа выделяются пантеллериты (высокожелезистые и низкоглиноземистые) и комендиты (низкожелезистые и относительно высокоглиноземистые), хотя надо отметить, что пантеллериты хр. Ноен и Тост отличаются от пантеллеритов других регионов, в частности от Пантеллерия (Civetta et al., 1998), Восточно-Африканского рифта (Webster et al., 1993), более высокими концентрациями кремнезема.

В пределах хр. Тост пантеллериты бимодальной ассоциации слагают игнимбритовые и реже лавовые потоки, экструзивы, дайки и пирокластические толщи. Они представляют собой преимущественно темно-синие массивные порфиоровые породы с ярко выраженной флюидальностью. Среди минералов-вкрапленников (до 20%) большую часть составляют кристаллы мясо-красного щелочного полевого шпата размером до 3 мм, которыми сложено до 15% объема пород, значительно меньше кварца, щелочного амфибола, эгирина, сфена, ортита и железо-титанистых оксидов. Фенокристы щелочного полевого шпата представлены пертитовой разностью. Соотношения альбитового и ортоклазового компонентов варьируют в них от 17% до 78% альбита, в среднем около 50%. Часто щелочной полевой шпат фенокристов образует гранофировые срастания с кварцем.

Основная масса в пантеллеритах тонко раскристаллизована и состоит из игольчатых кристаллов щелочного амфибола, который совместно с микролитами кварца и щелочного полевого шпата образует сферолитовые структуры. Участками наблюдается обогащение основной массы

тонкодисперсным рудным минералом. Характерной чертой игнимбритов является наличие темно-бурых фьямме, которые образованы оптически неоднородным вулканическим стеклом, практически полностью раскристаллизованным. Игнимбриты, туфолавы и туфобрекчии могут содержать до 30% обломков других вулканических пород бимодальной ассоциации, в том числе базальтов, трахитов, комендитов и пантеллеритов. В целом пантеллеритовые игнимбриты достаточно неоднородные породы, и соседствующие в образце минералы-вкрапленники могли быть вынесены из разных зон магматической камеры, что справедливо и для спекшихся туфов.

Изучение включений минералообразующих сред нами проводилось в двух образцах пантеллеритовых игнимбритов, обогащенных минералами-вкрапленниками, из средней (обр. 20/10) и верхней (обр. 20/13) частей единого вулканического разреза. В качестве минералов-вкрапленников в этих породах были обнаружены кварц, щелочной полевой шпат, щелочные амфиболы, щелочные пироксены и сфен. Вкрапленники щелочного полевого шпата в настоящее время представляют собой пертитовые альбит-ортоклазовые образования. Эти составляющие являются практически чистыми альбитом и ортоклазом без анортитового компонента, лишь с небольшими примесями железа до 0.45 мас.%. Вкрапленники амфибола в образце 20/13 относятся к феррорихтеритам с повышенным содержанием калия и фтора. В образце 20/10 помимо вкрапленников феррорихтерита отмечаются отдельные вкрапленники, отвечающие по составу арфведсониту и обладающие более высокими концентрациями FeO, Na₂O, K₂O, F и более низкими TiO₂, Al₂O₃ и CaO. Феррорихтериты этого образца отличаются от таковых образца 20/13 более низкими содержаниями TiO₂, Al₂O₃, MgO и CaO и более высокими - FeO, Na₂O и K₂O. Клинопироксены в виде вкрапленников размером не более 0.5 мм отмечаются в обоих образцах пантеллеритов. Их составы варьируют от почти чистого эгирина (CaO – 0.3 мас.%, TiO₂ – 0.5 мас.%) до эгирин-авгита (CaO – 5.7 мас.%, TiO₂ – 2.6 мас.%). Кроме того, в исследованных породах наблюдались мелкие вкрапленники сфена с высокими концентрациями фтора (до 1.62 мас.%) и глинозема (до 4.77 мас.%).

Во вкрапленниках кварца нами выявлены первичные расплавные и кристаллические включения, располагающиеся преимущественно по периферии фенокристов. Сингенетичные с ними флюидные включения обнаружены не были. Расплавные включения во вкрапленниках щелочного полевого шпата, к сожалению, не сохранились вследствие эпигенетического распада этого минерала на пертитовые альбитовый и ортоклазовый компоненты. Кристаллические включения в кварце представлены амфиболом, клинопироксеном и сфеном. Их составы, в целом, идентичны составам минералов-вкрапленников. Амфиболы кристаллических включений представлены только феррорихтеритом. Состав клинопироксена кристаллических включений, так же как и минералов-вкрапленников, варьирует от почти чистого эгирина до эгирин-авгита с содержанием CaO до 5.7 мас.% и TiO₂ до 2.6 мас.%.

Первичные расплавные включения изученных двух образцов пантеллеритовых игнимбритов по своему облику идентичны. Они чаще всего имеют прямоугольную форму с округленными углами, реже форму отрицательных кристаллов, также со сглаженными вершинами. Размеры включений редко меньше 10 мкм и достигают 40-50 мкм. Большинство включений двухфазные и состоят из неокрашенного прозрачного остаточного стекла и газового пузыря, занимающего около 5% объема. Редко отмечались первично гомогенные однофазные включения, состоящие только из стекла, и включения с дочерними минералами. Вокруг газового пузыря всегда наблюдается тонкая кайма (размером первые мкм) частично раскристаллизованного стекла, напоминающая солнечную корону. Иногда процессы девитрификации стекла распространяются дальше, образуя бесформенные оптически анизотропные зоны внутри включения. Газовый пузырь включений на 1-1.5 мкм обычно выступает за оптическую границу вакуоли, тем самым отмечая, что часть кварца выкристаллизовалась из захваченного расплава на стенки включения уже после его изоляции и истинные размеры включения, как минимум, на 2-3 мкм больше наблюдаемых. Стекла расплавных включений часто пересечены одной или несколькими трещинами, проходящими преимущественно через газовый пузырь и не выходящими за границы вакуолей.

Около 5% всех наблюдаемых включений содержат удлиненные кристаллы, размером не превышающие 2x5 мкм, зеленовато-бурого цвета. В составе этих кристаллов обращают на себя внимание чрезвычайно высокие концентрации фтора (до 11.5 мас.%) и кремнезема (до 61.8 мас.%), а также суммарное преобладание калия и натрия над глиноземом. Качественный элементный состав этого дочернего минерала позволяет предполагать, что это минерал группы слюд. С таким высоким содержанием кремнезема и фтора известны только литиевые слюды (полилитииониты и лепидомеланы). Однако для лепидомелана характерны значительно более высокие концентрации железа. Недостаток суммы с учетом пересчета на фтор в среднем для 5 анализов составляет 5.45 мас.%. Предполагая, что этот дефицит суммы полностью или частично связан с Li_2O , который невозможно определить электронным зондом, кристаллохимическая формула слюды будет следующая (средний состав, пересчет по кислороду): $(\text{K}_{0.88}\text{Na}_{0.05}\text{Ca}_{0.01})_{0.94}(\text{Al}_{0.42}\text{Ti}_{0.01}\text{Fe}^{2+}_{0.36}\text{Mn}_{0.02}\text{Mg}_{0.01}\text{Li}_{1.18})_2[(\text{Si}_{3.78}\text{Al}_{0.22})_4\text{O}_{10}]\text{F}_2$. Данная формула соответствует железистому полилитииониту. Наше предположение относительно лития становится весьма убедительным, учитывая сравнительно высокие его концентрации (до 0.23 мас.% Li_2O) в стеклах расплавных включений хр. Тост. Слюды, в целом, не характерные для щелочных гранитоидов, в этих породах могут быть представлены именно литиевыми разновидностями, и в первую очередь полилитиионитами. Эти минералы устойчивы в парагенезисе со щелочными темноцветными минералами и кристаллизуются из расплава с высоким отношением железа к

алюминию в присутствии лития (Коваленко, 1977; Владыкин и др., 1981), что характерно для пантеллеритов.

Опыты по гомогенизации расплавных включений показали, что первые признаки размягчения пантеллеритового стекла появляются при 650°C-700°C, когда исчезают трещины внутри вакуоли. Такие температуры являются обычными для гранитных расплавов и свидетельствуют о том, что включения не были разгерметизированы, а трещины являются результатом усадки при охлаждении захваченного расплава и минерала-хозяина. При увеличении температуры начинается плавление дочерних кристаллических фаз (если они присутствуют), а газовый пузырь разделяется на несколько более мелких, которые в дальнейшем растворяются в расплаве независимо друг от друга. Полная гомогенизация включений происходит в интервале температур 870°C-960°C. После быстрого охлаждения (закалки) во всех опытах включения состояли из гомогенного прозрачного стекла.

В составах стекол из двух изученных образцов пантеллеритов наблюдаются некоторые различия. Наиболее широкие вариации составов и наименьшие концентрации кремнезема характерны для остаточных стекол образца 20/13. На диаграмме SiO_2 -($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) остаточные стекла образца 20/13 попадают в поля трахидацитов и риолитов (рис. 4.10а), а образца 20/10 только в поле риолитов. Фигуративные точки составов всех гомогенных стекол попадают в поле риолитов. Так же, как и остаточные стекла, гомогенизированные стекла образца 20/10 являются более кремнекислыми, а наиболее широкие вариации составов характерны для стекол образца 20/13. Учитывая тот факт, что коэффициент агапитности (K_a) всех стекол изученных расплавных включений больше единицы, для них правомерно применить классификационную диаграмму $\text{FeO}_{\text{общ}}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (MacDonald, 1974), согласно которой рассматриваемые составы относятся к пантеллеритам (рис. 4.10б).

Остаточные и гомогенные стекла образуют обособленные группы составов (рис. 4.11). Относительно гомогенных остаточные стекла обладают повышенными концентрациями всех петрогенных элементов, кроме кремнезема. Отчетливая корреляция составов остаточных стекол с кремнеземом наблюдается только для натрия, содержания которого уменьшаются от 10.1 до 3.9 мас.% при увеличении содержания SiO_2 . Слабый отрицательный тренд относительно SiO_2 отмечается также для Al_2O_3 и K_a (коэффициент агапитности), который в остаточных стеклах варьирует от 1.1 до 2.2.

Гомогенизированные стекла расплавных включений пантеллеритов обладают высокими концентрациями SiO_2 в диапазоне 73.7-79.6%. Для них отмечаются отчетливые отрицательные тренды кремнезема с Al_2O_3 , Na_2O , K_2O и K_a . Определенной корреляционной зависимости между кремнеземом и железом для обоих образцов нет, но некоторый положительный наклон наблюдается для гомогенизированных стекол образца 20/13. Среди отличий гомогенизированных стекол двух изученных образцов можно отметить

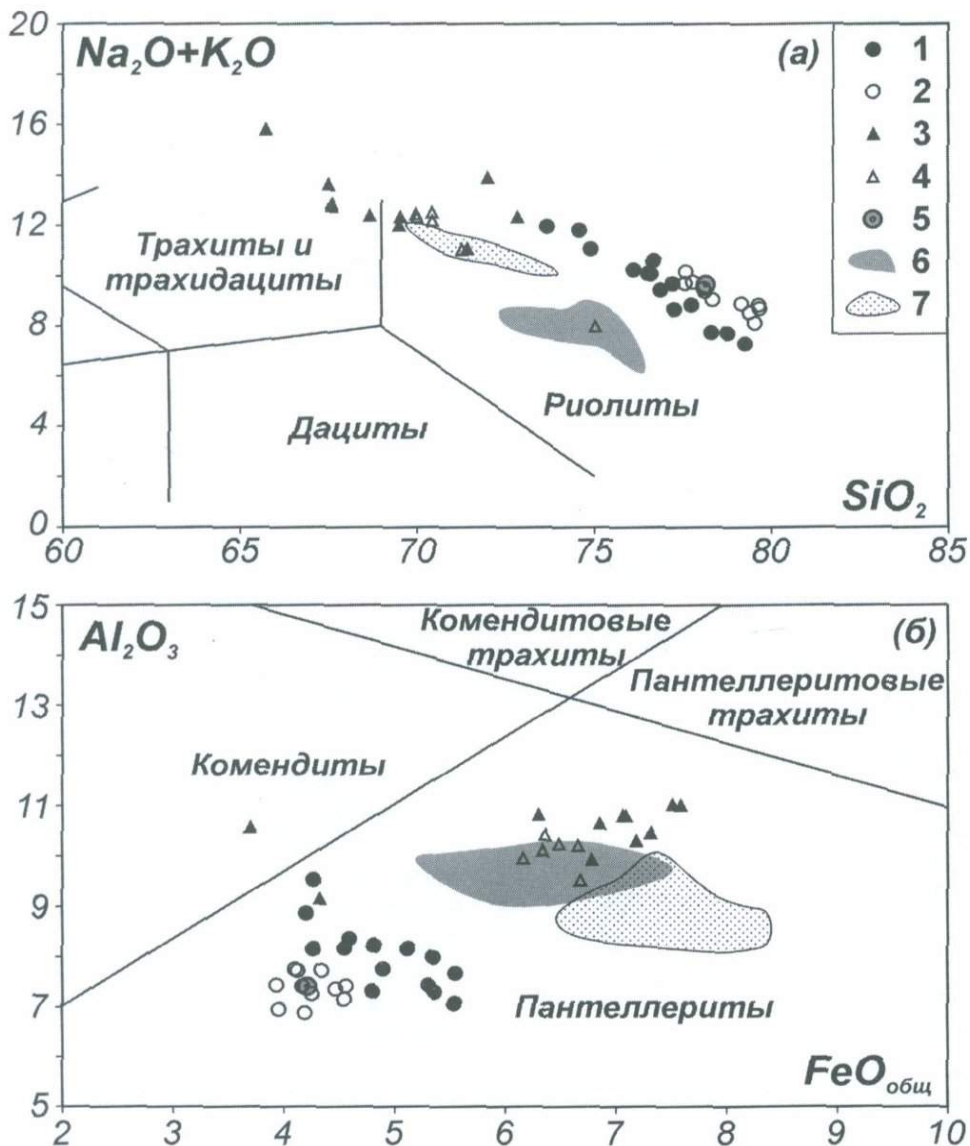


Рис. 4.10. Составы (мас.%) расплавных включений в кварце пантеллеритов хребта Тост на классификационных диаграммах

(а) - $\text{SiO}_2(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$; (б) - $\text{FeO}_{\text{общ}}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (MacDonald, 1974). 1-2 - гомогенизированные стекла: 1 - образца 20/13, 2 - образца 20/10; 3-4 - остаточные стекла: 3 - образца 20/13, 4 - образца 20/10; 5 - стекло первично гомогенного расплавного включения образца 20/10; 6 - поле составов пантеллеритов хребта Тост; 7 - поле составов расплавных включений в кварце пантеллеритов вулкана Фантал в Кении (Webster et al., 1993)

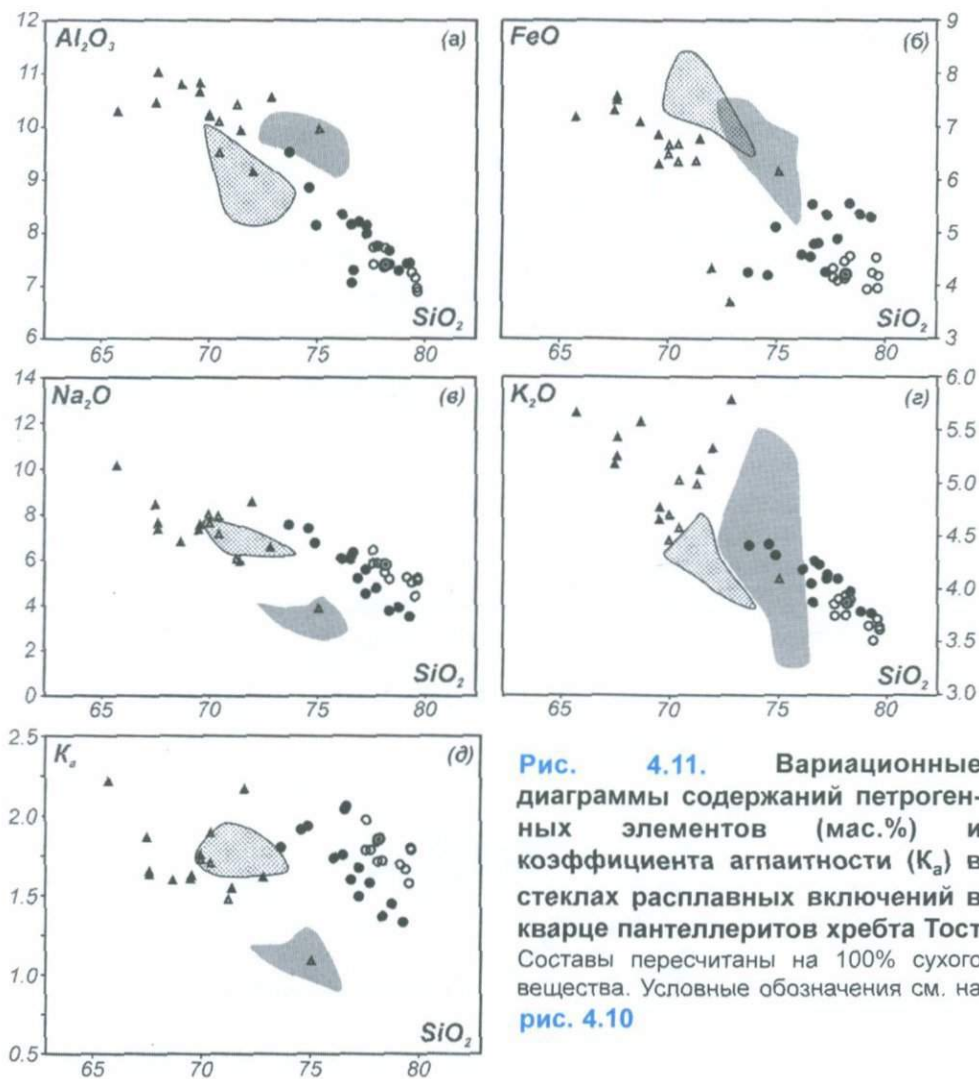


Рис. 4.11. Вариационные диаграммы содержаний петрогенных элементов (мас.%) и коэффициента агапитности (K_a) в стеклах расплавных включений в кварце пантеллеритов хребта Тост. Составы пересчитаны на 100% сухого вещества. Условные обозначения см. на рис. 4.10

относительно повышенные концентрации Na_2O и пониженные FeO во включениях пантеллерита 20/10.

Состав стекла первично гомогенного включения в образце 20/10 находится в поле составов гомогенизированных стекол этого образца и так же, как и другие стекла, имеет очень высокую концентрацию кремнезема (78.1%).

В нормативном минеральном составе остаточных и гомогенных стекол преобладающими компонентами являются кварц, альбит и ортоклаз. При этом все стекла содержат нормативный акмит от 3.2 до 6.4% и метасиликат натрия от 1.6 до 13.5%.

В сравнении с вулканическими породами хр. Тост пантеллеритового состава гомогенные стекла расплавных включений обладают более высокими концентрациями SiO_2 и Na_2O и более низкими - Al_2O_3 и FeO . Наибольшие различия наблюдаются для K_a , который в породах едва превышает единицу. Поведение петрогенных элементов в породах и гомогенных стеклах расплавных включений нельзя назвать хорошо согласующимся, поскольку в породах не наблюдается какой-либо корреляции кремнезема с калием, а для железа отмечается отрицательная зависимость.

Близкими по геологическому положению и составам, включая составы расплавных включений, к пантеллеритам хр. Тост являются вулканические породы вулкана Фантал в Кении (Webster et al., 1993). На диаграммах составы стекол расплавных включений из вкрапленников кварца пород этого вулкана показаны полем с точечным крапом. Надо отметить, что авторами цитированной работы не предполагалось осаждение кварца на стенки вакуолей, поэтому они исследовали остаточные стекла. Вероятно, с этим связаны некоторые различия по содержанию кремнезема в изученных ими стеклах и в гомогенных и остаточных стеклах расплавных включений хр. Тост (рис. 4.11). Расплавные включения вулкана Фантал по сравнению с рассматриваемыми в настоящей работе резко обогащены железом. Содержания Na_2O и Al_2O_3 , а также значение K_a , в них соответствуют максимальным для гомогенных стекол и минимальным для остаточных стекол расплавных включений пантеллеритов хр. Тост.

Микроэлементный состав гомогенных стекол расплавных включений двух исследуемых образцов весьма близок (рис. 4.12). Спектры распределения микроэлементов стекол расплавных включений и пантеллеритов идентичны и достаточно сильно отличаются от среднего состава континентальной коры: они обогащены большинством высокочargedных редких элементов, наблюдаются глубокие минимумы в содержаниях Ba, Sr, Eu и Ti. Наибольшие различия между породами и стеклами расплавных включений характерны для Li, несколько меньшие для Sr и Ba. Пантеллериты обладают более высокими концентрациями REE. Стекла образца 20/10, в целом, богаче REE, чем стекла образца 20/13. И для пород, и для стекол характерен европиевый минимум, причем в стеклах образца 20/10 отношение Eu/Eu^* (0.26) меньше, чем в стеклах образца 20/13 ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.37$). Относительно континентальной коры рассматриваемые составы преимущественно обогащены HREE – в стеклах образца 20/13 $(\text{La}/\text{Yb})_N=0.76$, в стеклах образца 20/10 $(\text{La}/\text{Yb})_N=0.58$.

Концентрации большинства высокочargedных элементов-примесей в стеклах расплавных включений пантеллеритов хр. Тост по сравнению со стеклами других рифтогенных кислых пород, в частности пантеллеритов (Kovalenko et al., 1988; Webster et al., 1993), являются сравнительно низкими (рис. 4.12). Тем не менее, общий спектр микроэлементов остается таким же, с характерными глубокими относительными минимумами Sr, Ba, Eu, Ti.

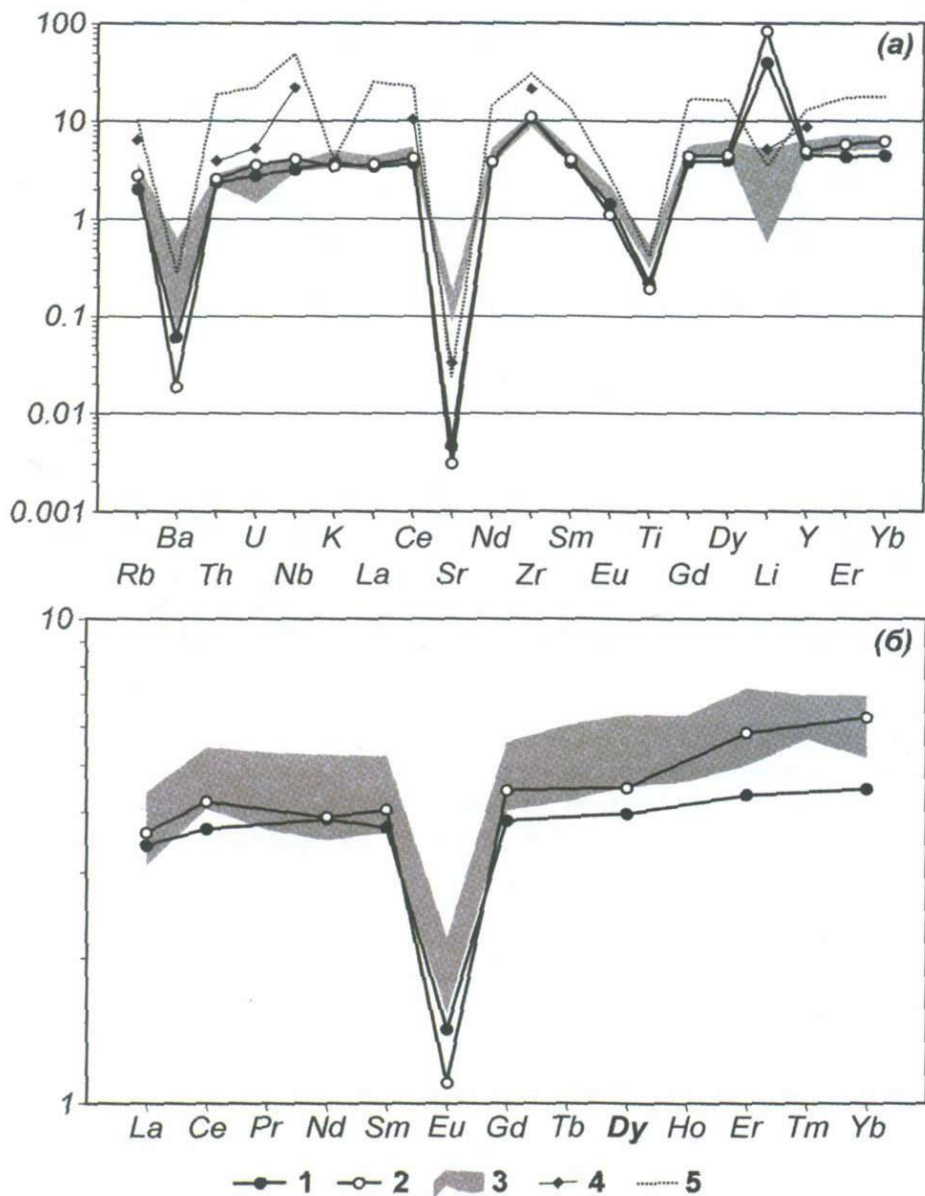


Рис. 4.12. Спайдерграммы средних содержаний несовместимых (а) и редкоземельных (б) элементов гомогенных стекол расплавных включений в кварце пантеллеритов хребта Тост

Нормирование по валовому составу континентальной коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). 1 - стекла образца 20/13; 2 - стекла образца 20/10; 3 - поле составов пантеллеритов; 4 - средний состав расплавных включений в кварце пантеллеритов вулкана Фантал в Кении (Webster et al., 1993); 5 - состав закалочного стекла пантеллерита о. Пантеллерия (Kovalenko et al., 1988)

В гомогенизированных стеклах расплавных включений содержания микроэлементов между собой находятся в прямой корреляционной зависимости, показывая, что на этапе захвата включений они являлись несовместимыми, накапливались в остаточном магматическом расплаве и могут использоваться в качестве индекса дифференциации. Тем не менее, стекла расплавных включений двух различных образцов имеют разный наклон линий регрессии и, за редким исключением (Rb и U), не являются продолжением единого тренда и, соответственно, имеют разные отношения элементов. Особенно отчетливо это наблюдается для Ba и Sr, содержания которых в стеклах образца 20/13 существенно выше, и линия регрессии имеет более крутой наклон. Тренды редкоземельных элементов в стеклах обоих образцов также имеют некоторые отличия, которые характеризуются более быстрым накоплением легких REE в стеклах образца 20/13, и близкими темпами накопления тяжелых REE в стеклах обоих образцов. Содержания европия в стеклах обоих образцов показывают практически параллельные очень пологие положительные тренды.

Стекло первично гомогенного включения в образце 20/10 имеет несколько повышенные для этого образца концентрации большинства элементов-примесей, но, в целом, его состав располагается на тех же корреляционных зависимостях, которые образуют гомогенизированные стекла.

Пантеллериты, как и стекла расплавных включений, характеризуются положительными линейными корреляциями большинства высокозарядных микроэлементов. В отличие от стекол расплавных включений, такие корреляции не наблюдаются для Ba, Rb и U. Для них характерен скорее даже отрицательный тренд с таким высоко несовместимым элементом, как Nb, или любым другим.

Элементы-примеси в стеклах гомогенизированных и первично гомогенных включений двух образцов пантеллеритов относительно SiO_2 показывают различные тенденции. Для стекол образца 20/13 характерны отрицательные тренды Zr, Nb, REE, Sr, Ba, U, Th и др. относительно кремнезема, тогда как для стекол образца 20/10 отчетливых корреляционных зависимостей большинства микроэлементов с SiO_2 не наблюдается. Надо отметить, что общий характер трендов, которые показывают пантеллериты вулканического разреза, близок к отмеченным для стекол образца 20/13. Некоторые отличия наблюдаются лишь в наклоне этих трендов.

Содержания хлора в гомогенных и остаточных стеклах варьируют в незначительных пределах, в основном в рамках аналитической погрешности метода, и составляют в среднем 0.14 и 0.22 мас.% соответственно.

Содержания воды в гомогенных стеклах двух образцов пантеллеритов варьируют практически в одинаковых пределах. Концентрация H_2O изменяется от 1.26 до 3.13 мас.% и в среднем составляет 2.21 мас.%. Для 5 из 7 проанализированных стекол образца 20/10 наблюдается отчетливая положительная линейная корреляция H_2O с Nb, Zr, REE, U, Th и др.

элементами. Два стекла, не попадающие на эту корреляционную зависимость, обладают максимальными концентрациями воды 2.98 и 3.13 мас.%. Стекла образца 20/13 располагаются преимущественно или на отмеченной линии корреляции стекол образца 20/10 или же между этой линией и составами с максимальным содержанием воды, хотя своих определенных закономерностей не образуют.

Концентрации фтора и бора в стеклах каждого из образцов с учетом аналитических ошибок варьируют в одинаковых пределах: фтор - от 0.11 мас.% до 0.25 мас.%, бор - от 18 до 27 г/т. Для стекол расплавных включений обоих образцов наблюдаются параллельные тренды накопления этих элементов с увеличением концентраций несовместимых элементов-примесей. Исключение составляет одно включение образца 20/13, которое обладает минимальной для этого образца концентрацией фтора и бора и максимальной - Nb. Состав этого включения попадает на линию корреляции стекол образца 20/10. Фтор и бор в стеклах обоих образцов ведут себя вполне согласованно и между собой образуют субпараллельные линейные положительные корреляционные зависимости, чего нельзя сказать о воде, которая с другими летучими компонентами не образует значимых корреляций. Содержания всех летучих компонентов в стекле первично гомогенного включения находятся в соответствии с их содержаниями в стеклах гомогенизированных включений этого образца.

При изучении расплавных включений с проведением термометрических опытов по гомогенизации возникает проблема перегрева включений и, следовательно, чрезмерного растворения минерала-хозяина со стенок вакуолей. В случае исследований включений в кварце содержания SiO_2 в стеклах гомогенизированных включений могут быть завышены, а всех остальных элементов – занижены. При этом также могут возникать лжекорреляции некоторых компонентов с кремнеземом, обусловленные лишь различной долей избыточно растворенного кварца в различных включениях, правда, в этом случае концентрации всех элементов должны изменяться пропорционально. Как уже отмечалось нами ранее, минимальное количество кварца, выкристаллизовавшегося на стенки включений, определяется по выступающему за оптическую границу стекла газовому пузырю. Эта величина для расплавных включений в кварце пантеллеритов хр. Тост составляет 1-1.5 мкм. При среднем размере изученных включений 30 мкм и, условно, шаровой их форме количество кварца на стенках включений составляет 21-33 об.%. Учитывая, что среднее содержание кремнезема в остаточных стеклах изученных расплавных включений составляет 70.0 мас.% такая добавка кварца обеспечит увеличение концентрации SiO_2 в гомогенных стеклах на 6.3-10.2 мас.%. Реально наблюдаемые соотношения составов стекол соответствуют этим значениям, а размеры включений после опытов по гомогенизации были увеличены не более чем на 3 мкм.

Другим подтверждением того, что полученные достаточно высокие содержания SiO_2 в гомогенизированных стеклах и их расплавах соответствуют

действительности, является то, что стекло первично гомогенного включения в кварце образца 20/10, с которым не проводились термометрические опыты, имеет концентрацию кремнезема (75.18 мас.%) хотя и несколько ниже, чем большинство гомогенизированных включений этого образца, тем не менее в пределах вариаций их составов. Кроме этого, не наблюдается согласованного изменения концентраций петрогенных элементов, микроэлементов и кремнезема, в частности вариации содержаний SiO_2 в гомогенных стеклах образца 20/13 составляют 7.6 отн.%, тогда как Al_2O_3 - 28 отн.%, K_2O - 11 отн.% и Na_2O - 117 отн.%. С добавкой кварца не могут быть связаны и вариации K_a . Все эти наблюдения и расчеты показывают, что корреляционные зависимости элементов отражают истинное их поведение в пантеллеритовом расплаве. Высокие концентрации кремнезема не связаны с чрезмерным растворением кварца со стенок включений во время термометрических опытов. Однако, нельзя исключать, что этого не могло произойти в природе.

Изученные расплавные включения фиксируют определенные этапы эволюции пантеллеритового расплава, которые определяются, главным образом, особенностями процесса кристаллизационной дифференциации. Глубокие минимумы в содержаниях Ba, Sr, Eu и Ti на спайдер-диаграммах (рис. 4.12) стекол расплавных включений и пород, достаточно высокие содержания других микроэлементов, а также высокий K_a расплавов свидетельствуют о том, что и собственно пантеллериты, и их расплавы, захваченные вкрапленниками кварца, уже являются глубоко дифференцированными и, вероятнее всего, их составы отвечают наиболее поздним магматическим продуктам бимодальной ассоциации хр. Тост. В качестве показателя процесса кристаллизационной дифференциации пантеллеритового расплава нельзя использовать обычно применяемые содержания SiO_2 или K_a , поскольку в кристаллизующейся минеральной ассоциации присутствуют кварц, обеспечивающий вынос кремнезема из расплава, и щелочные амфиболы и пироксены, которые влияют на его аппаитность. В связи с этим таким показателем могут служить содержания элементов с коэффициентами распределения между кристаллическими фазами и расплавом, стремящимся к нулю. Такие элементы способны только накапливаться в остаточном расплаве. Данному условию удовлетворяют практически все высокозарядные компоненты, но наиболее отчетливая зависимость и в породах, и в стеклах фиксируется между Nb и Zr. Именно поэтому эти элементы мы используем в качестве показателя глубины или интенсивности кристаллизационной дифференциации и для выявления других особенностей эволюции расплава. Несовместимое же поведение REE, Rb, U, Th свидетельствует, что на этапе захвата включений не происходило значительного фракционирования фаз-концентраторов этих элементов. Накопление в остаточном расплаве также фиксируется для Ba и Sr, хотя их коэффициенты распределения между полевыми шпатами, вкрапленники которых в больших количествах присутствуют в пантеллеритах, и кислым щелочным расплавом преимущественно выше единицы. По-видимому,

несовместимое поведение Ba и Sr обусловлено очень низкими их концентрациями в пантеллеритовых расплавах хр. Тост, что связано с выносом этих элементов полевыми шпатами на более ранних этапах дифференциации магматического расплава. Вследствие высокой вязкости пантеллеритового расплава вкрапленники полевого шпата, по крайней мере, частично не удалялись, а оставались взвешенными в магме, обеспечивая в несколько раз более высокие концентрации Ba и Sr в пантеллеритах вулканического разреза. Темпы увеличения содержаний Ba и Sr в расплавах образца 20/10 несравнимо ниже, чем в расплавах образца 20/13, что вероятно, обусловлено различием в доле фракционирующего из расплава полевого шпата.

Отчетливые корреляции элементов-примесей с петрогенными элементами, согласующиеся с трендами валовых составов пантеллеритов, наблюдаются у стекол расплавных включений образца 20/13. Увеличение концентрации высокозарядных и некоторых крупнокатионных элементов в них происходит при уменьшении содержания SiO_2 , и, соответственно, остаточный расплав в процессе эволюции становится менее кремнекислым. Таким образом, кристаллизационная дифференциация пантеллеритового расплава приводит к тому, что остаточный расплав обогащается Al_2O_3 , K_2O , Na_2O (рис. 4.11). Такая направленность процесса дифференциации лишь подтверждается увеличением в том же направлении K_a расплава, что характерно для многих многофазных интрузивных комплексов с участием агпаитовых пород, где более поздние магматические фазы становятся все более агпаитовыми (Коваленко, 1977). Экспериментальные исследования кристаллизации акмит- и натрий-метасиликат-нормативных расплавов (Thompson, MacKenzie, 1967; Анфилогов и др., 1972) также свидетельствуют, что на конечных стадиях эволюции происходит чрезвычайное обогащение остаточного расплава натрием. Надо отметить, что, хотя поведение микроэлементов в расплавах, захваченных вкрапленниками кварца образца 20/10, описывается, видимо, более сложными процессами, согласно макрокомпонентам пантеллеритовый расплав также эволюционировал с уменьшением концентрации SiO_2 . Чем определяется поведение железа в расплавах, для нас пока остается не ясным, так как согласующихся отчетливых трендов с другими элементами оно не образует, хотя по составам пантеллеритов фиксируется явная отрицательная корреляционная зависимость между FeO и SiO_2 . Скорее всего, этот тренд также характеризует накопление FeO в остаточном расплаве. Учитывая фазовый состав минералов-вкрапленников и кристаллических включений, такие тренды эволюции пантеллеритового расплава могут объясняться фракционированием в первую очередь кварца, а также щелочного полевого шпата с преобладанием калиевой составляющей над натриевой, в меньшей мере в этом процессе участвуют амфибол, эгирин, сфен и оксиды Fe и Ti.

Сравнительный анализ составов пород и расплавов показывает существенные различия в содержаниях петрогенных элементов и некоторых микроэлементов. На наш взгляд, более основные составы пантеллеритов и

более высокие концентрации в них глинозема и железа по сравнению с расплавами могут быть связаны, главным образом, с кумуляцией щелочного полевого шпата, сфена и рудных минералов, которые наблюдаются в виде фенокристов в пантеллеритах. Кумулятивный характер этих минералов также подтверждается более высокими концентрациями в пантеллеритах Ba, Sr, в меньшей мере Ti. Наибольшие различия между пантеллеритовыми расплавами и пантеллеритами фиксируются в содержаниях щелочей, в частности, в значительно более низких концентрациях натрия в вулканических породах и, как следствие, более низком K_2O , едва превышающем единицу. Учитывая, что в модальном минеральном составе пантеллеритов присутствуют натриевые темноцветные минералы (амфиболы и эгирины) как в форме вкрапленников, так и в девитрифицированной основной массе, следует полагать, что их кристаллизация происходила в агпаитовых условиях при высоких концентрациях Na_2O , зафиксированных в расплавных включениях. Среди пантеллеритов, изверженных в недалеком геологическом прошлом, абсолютно преобладают породы со стекловатой основной массой, поэтому мы предполагаем, что пантеллериты хр. Тост, изверженные в позднем палеозое, первоначально также содержали вулканическое стекло. Потерю натрия и перераспределение калия в этом случае приходится относить на эпигенетические процессы, главным образом, раскристаллизацию вулканического стекла основной массы.

Полученные нами составы остаточных стекол расплавных включений в кварце и их вариации хорошо согласуются с составами расплавов (гомогенных стекол расплавных включений). Поскольку дочерние минералы в изученных расплавных включениях чрезвычайно редки, а жидкая фаза отсутствует, то различия в составах гомогенных и остаточных стекол определяются только количеством выкристаллизовавшегося из расплава и осажденного на стенки включения кварца. Это подтверждается менее кремнекислыми составами остаточных стекол и более высокими содержаниями в них всех других петрогенных элементов.

Изученные два образца пантеллеритов хотя и располагаются в едином вулканическом разрезе, судя по составам захваченных вкрапленниками кварца расплавных включений, не являются производными процесса кристаллизационной дифференциации общего исходного состава магмы. Содержания и отношения петрогенных элементов и микроэлементов свидетельствуют, что расплавы двух изученных образцов не могут быть непосредственно получены один из другого, так как корреляционные зависимости между элементами в гомогенных стеклах обоих образцов не являются продолжением друг друга, а, скорее, располагаются или параллельно, или под некоторым углом, показывая, что отношения элементов в них различны. Тем не менее, эти отношения в гомогенных стеклах расплавных включений каждого из образцов преимущественно остаются постоянными (рис. 4.13). Постоянство отношений микроэлементов в стеклах расплавных включений обоих образцов является также свидетельством того,

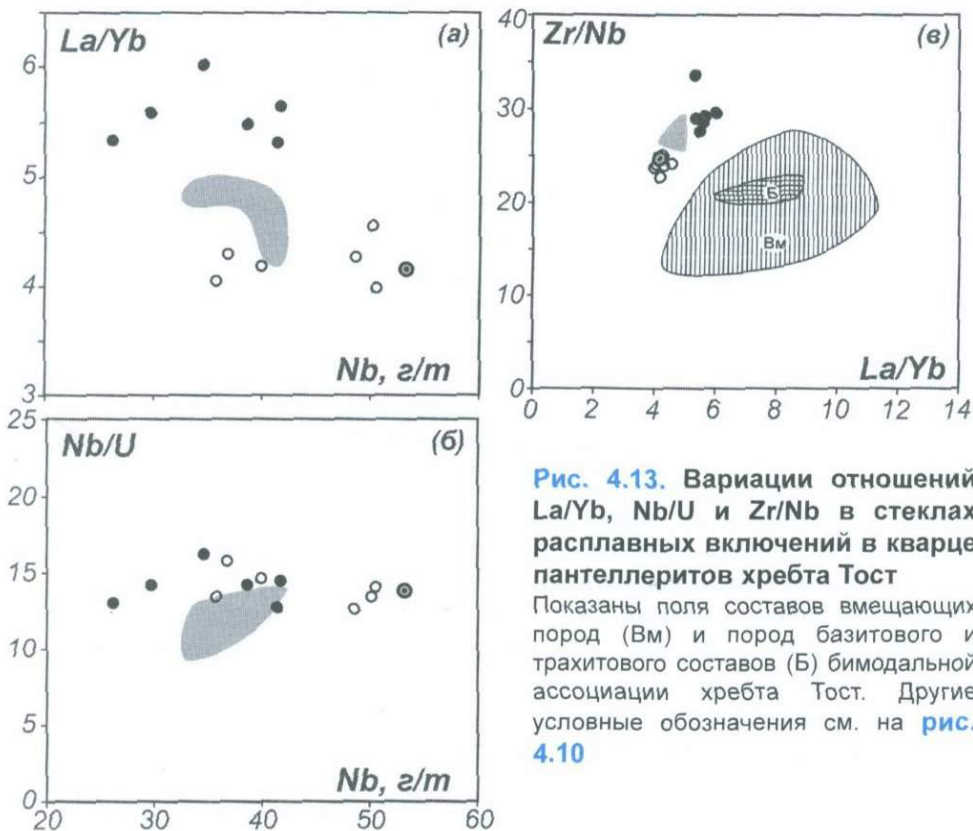


Рис. 4.13. Вариации отношений La/Yb , Nb/U и Zr/Nb в стеклах расплавных включений в кварце пантеллеритов хребта Тост

Показаны поля составов вмещающих пород (Bм) и пород базитового и трахитового составов (B) бимодальной ассоциации хребта Тост. Другие условные обозначения см. на [рис. 4.10](#)

что вкрапленники кварца, находящиеся в одном образце пантеллерита, кристаллизовались из относительно однородного расплава, а не захвачены случайным образом из разных зон магматической камеры. Надо отметить, что многие характерные отношения микроэлементов в пантеллеритах также являются достаточно постоянными (Zr/Nb , La/Yb , Nb/U , Ce/Y и др.) и имеют значения или в пределах вариаций последних для стекол расплавных включений, или промежуточные между стеклами двух образцов. Таким образом, геохимические различия в составах расплавов, фиксируемые по расплавным включениям, являются локальными и отражают неоднородность расплава в магматической камере, а в целом для магматической камеры отношения микроэлементов, вероятно, остаются постоянными и могут быть установлены по составам вулканических пород. Различия в отношениях микроэлементов в расплавах обоих образцов не могут быть связаны с контаминацией щелочных расплавов ни вмещающими породами, ни породами базитового и трахитового составов бимодальной ассоциации хр. Тост. Возникновение же расплавов с отличающимися отношениями микроэлементов, на наш взгляд, связано с различиями в условиях

кристаллизации минералов, способных изменять эти отношения (амфибола, эгирина, ортита, сфена) на разных этапах развития магматического очага, который существовал в режиме открытой системы как для поступления менее дифференцированных глубинных магм, так и для вулканических извержений.

Поведение летучих компонентов в пантеллеритовых расплавах хр. Тост может определяться различными факторами, в том числе кристаллизационной дифференциацией и отделением от расплава флюидной фазы. Хотя сингенетичные с расплавыми флюидные включения в кварце пантеллеритов хр. Тост обнаружены не были, полностью исключать роль второго фактора в генезисе пантеллеритов нельзя, поскольку пантеллериты хр. Тост преимущественно представлены игнимбритами, т.е. вулканическими породами, извержение которых сопровождается выбросом большого количества флюида. Наши данные по концентрациям F, Cl, H₂O и B (максимальные содержания 0.25 мас.%, 0.17 мас.%, 3.13 мас.% и 23 ppm соответственно) в пантеллеритовых расплавах показывают, что расплавы на этапе захвата включений были далеки от насыщения этими компонентами и отделение флюидной фазы не должно было происходить. Корреляционные зависимости фтора и бора с микроэлементами-индексами дифференциации отчетливо показывают их накопление в остаточном расплаве по субпараллельным трендам. Поскольку коэффициенты распределения между флюидом и расплавом для фтора и бора принципиально различны и составляют <0.5 и ~2-3 соответственно, если мы наблюдаем согласованное поведение этих элементов в расплаве, присутствие сосуществующего с расплавом флюида мало вероятно.

Несмотря на то, что фтор и бор, очевидно, ведут себя в расплаве как несовместимые компоненты и их концентрации на рассматриваемом этапе эволюции расплава определяются процессом кристаллизационной дифференциации, содержания воды подвержены влиянию других факторов. Безусловно, некоторый положительный тренд H₂O с несовместимыми высокозарядными элементами показывает увеличение количества растворенной в расплаве воды по мере дифференциации расплава. Наблюдаемую линейную корреляцию с Nb, Zr, La, Yb и др. в области относительно низких содержаний воды (менее 2.3 мас.%), видимо, можно определить как функцию концентрации воды в остаточном расплаве при кристаллизационной дифференциации. Тем не менее, наблюдаются составы расплавов с более высокими содержаниями H₂O. Такие вариации могут быть связаны с импульсными отделениями преимущественно водной флюидной составляющей от расплава в магматической камере, вызванными инъекциями базитовых магм, провоцирующими ретроградное вскипание кислых расплавов и извержение их в форме игнимбритовых потоков.

В нормативном минеральном составе всех пантеллеритовых расплавов преобладающими компонентами, которые составляют около 80%, являются кварц, альбит и ортоклаз; анортитовый компонент в них отсутствует, но присутствуют нормативные щелочные минералы акмит и натриевый

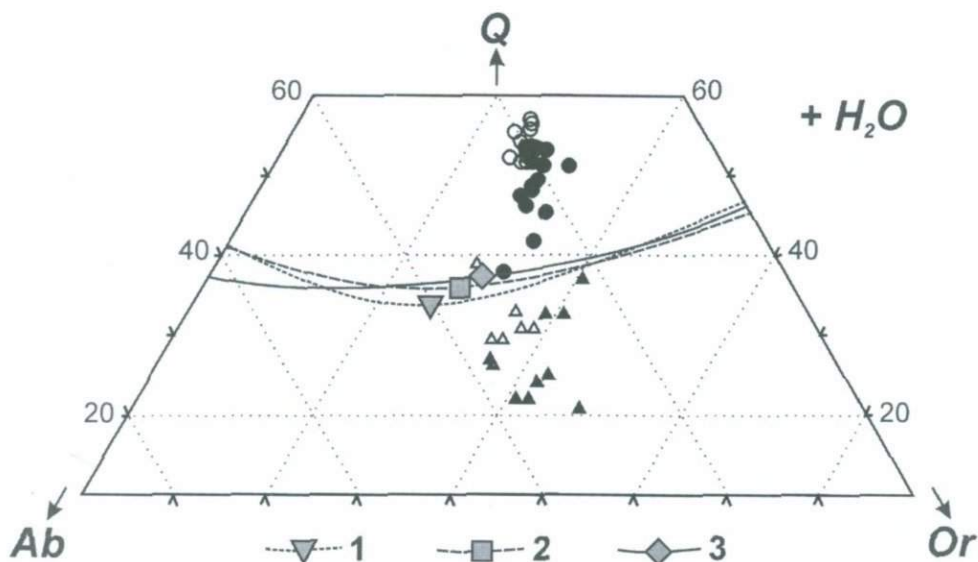


Рис. 4.14. Положение составов стекол расплавных включений в кварце пантеллеритов хребта Тост на диаграмме нормативных минералов Q-Ab-Or

Показаны линии котектики и положение на них температурных минимумов при давлении воды 1 кбар по (Thompson, MacKenzie, 1967): 1 - в чистой системе Q-Ab-Or; 2 - с добавлением 5 мас.% Na_2SiO_3 ; 3 - с добавлением 5 мас.% $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$. Другие условные обозначения см. на [рис. 4.10](#)

метасиликат. Такой состав позволяет рассматривать расплавы в связи с экспериментальными данными в системе Q-Ab-Or ([рис. 4.14](#)), в частности, в присутствии воды и щелочных компонентов. Изученные составы пантеллеритовых расплавов гретых расплавных включений попадают в поле первичной кристаллизации кварца и по мере дифференциации приближаются к котектикам водонасыщенной системы при давлении $P(\text{H}_2\text{O})$ 0.5-1 кбар в чистой системе Q-Ab-Or и с добавлением 5 мас.% Na_2SiO_3 и 5 мас.% $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$ (Thompson, MacKenzie, 1967). Хотя котектические кривые расположены рядом и идентичны по форме, положение температурных минимумов на них несколько различно. Ближе всего к наблюдаемым составам пантеллеритовых расплавов хр. Тост располагается котектика и температурный минимум системы с $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$. Вероятно, именно присутствие нормативного акмита и определяет главные особенности эволюции пантеллеритового расплава в рамках рассматриваемой модельной системы.

Составы гомогенных и остаточных стекол на диаграмме Q-Ab-Or ([рис. 4.14](#)) располагаются по разные стороны от линии котектики. Пересечение последней в процессе кристаллизационной дифференциации расплава

невозможно, хотя, имея дело со стекловатыми включениями вязкого кислого расплава, можно предположить, что скорость нуклеации в них была чрезвычайно мала, и поэтому из захваченного расплава мог кристаллизоваться только минерал-хозяин. Другим объяснением этого факта может служить растворение кварца со стенок включения в природном процессе.

Полученные по расплавленным включениям в кварце пантеллеритов хр. Тост температуры гомогенизации (870°C-960°C) достаточно высоки по сравнению с экспериментальными данными для гранитоидных и щелочно-гранитоидных расплавов в присутствии воды (Tuttle, Bowen, 1958; Thompson, MacKenzie, 1967; Scaillet, MacDonald, 2001). Тем не менее, для таких пород в литературе существуют и более высокие оценки температур, главным образом, полученные по расплавленным включениям (Наумов и др., 1980; Коваленко и др., 1994; Ярмолюк и др., 2001₃). Некоторые различия экспериментальных данных и данных по включениям в минералах связаны с тем, что в экспериментах тем или иным образом происходит идеализация системы, тогда как в расплавленных включениях мы имеем дело с реальными магмами. Достаточно высокие температуры гомогенизации расплавленных включений в кварце пантеллеритов хр. Тост по сравнению с температурами гранитных систем кажутся вполне реальными в свете следующих фактов: во-первых, в минеральном составе пантеллеритов значительная доля принадлежит щелочному полевоому шпату, т.е. фракционная кристаллизация происходила в гиперсольвусных условиях; во-вторых, среди кристаллизующихся фаз отмечаются щелочные амфиболы и пироксены, которые также являются достаточно высокотемпературными; в-третьих, расплавы являются недосыщенными водой, а содержания других летучих компонентов, в частности F и Cl, которые способны существенно понизить температуру магмы в присутствии воды, малы; в-четвертых, изученные расплавы являются акмит-нормативными, а согласно экспериментальным данным добавление этого компонента обеспечивает увеличение температуры кварц-полевошпатового минимума. Высокие температуры пантеллеритовых расплавов могут являться также следствием геологических факторов. Пантеллериты и другие кислые магматические породы, как эффузивные, так и интрузивные, в пределах бимодальных ассоциаций, и, в частности, исследуемой ассоциации хр. Тост, тесно сопряжены с базитовым магматизмом (Ярмолюк, Коваленко, 1991; Ярмолюк и др., 2001₃). При этом нередко происходит внедрение горячих базитовых магм в еще не застывшие кислые магмы с образованием текстур типа «минглинг». Таким образом, базитовые расплавы, которые имеют температуру обычно порядка 1200°C, будут разогревать кислые магмы вместе со взвешенными в них кристаллизующимися минералами, содержащими расплавленные включения. В это время может происходить подплавление минерала-хозяина со стенок расплавленных включений, что в применении к расплавленным включениям в кварце приведет к увеличению концентрации в них кремнезема.

4.5. Магмы – источники щелочнобазальтового вулканизма Южно-Байкальской вулканической области (на примере лавовых «рек» Джиды и Малого Енисея)

Выполнены исследования первичных магм базитов, сформировавших ряд «лавовых рек» огромной протяженности по периферии Южно-Байкальской вулканической области (ЮБВО) (рис. 4.15) (Ярмолюк и др., 2001₂). Лавы этих «рек» обладали исключительно высокой подвижностью, позволяющей им растекаться на расстояния до 175 км (Ярмолюк и др., 2004) от места извержения. Состав этих магм и условия их кристаллизации представляют особый интерес для характеристики источников внутриплитного магматизма, столь широко проявленного в истории Центрально-Азиатского складчатого пояса.

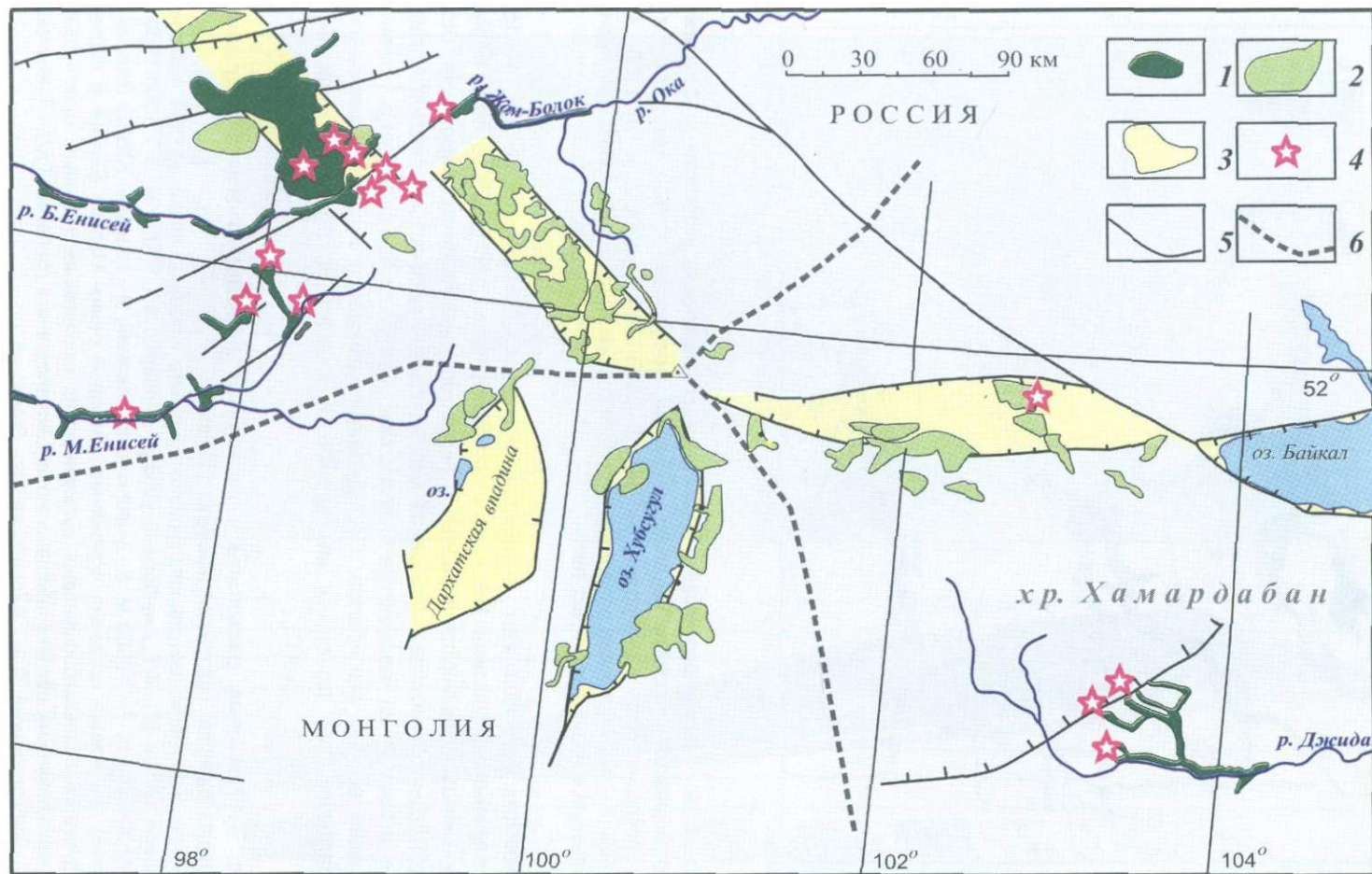
ЮБВО объединяет поля позднекайнозойских базальтов, широко развитые в пределах юго-западного обрамления оз. Байкал на площади 350x450 км (рис. 4.15) (Ярмолюк и др., 2003₂). В строении этой области участвуют трахибазальты, гавайиты и в меньшей степени базаниты, фонотефриты и базальтовые трахиандезиты. Формирование этих областей было связано преимущественно с трещинными излияниями базальтов. Одна из форм проявления базитового магматизма представляет собой протяженные долинные потоки, или «лавовые реки», возникшие на поздней стадии развития ЮБВО в условиях резко расчлененного рельефа.

В пределах Южно-Байкальской вулканической области долинные трахибазальтовые лавовые потоки рассредоточены по ее периферии. Они выполняют долины рек в бассейнах Джиды, Большого и Малого Енисея, Билина (рис. 4.15) (Ярмолюк и др., 2003₁). Особенностью этих долинных излияний является их большая протяженность, достигающая многих десятков километров. Существование таких протяженных «лавовых рек» поднимает ряд важных вопросов, касающихся состава и температуры первичного магматического расплава, а также состава его мантийных источников. Для решения поставленной задачи была изучена представительная коллекция образцов позднекайнозойских базальтовых потоков ЮБВО методом изучения расплавных включений. Были изучены расплавные включения во вкрапленниках оливина трахибазальтовых потоков на примере «лавовой реки» Джиды (рис. 4.16), протяженностью около 60 км (Наумов и др., 2004) и «лавовой реки» М. Енисей (рис. 4.17), протяженностью более 175 км, которые являются крупнейшими долинными излияниями новейшего времени.

Состав пород варьирует от субщелочных базальтов до тефритов. Петрографический состав пород достаточно однообразен. Среди них в

Рис. 4.15. Схема строения Южно-Байкальской вулканической области

1-2 - вулканические поля: 1 - позднеплиоценовые-плейстоцен-голоценовые (<3 млн. лет), 2 - средне-позднемиоценовые-плиоценовые (3-16 млн. лет); 3 - грабены; 4 - вулканические аппараты; 5 - разломы; 6 - границы секторов вулканической области



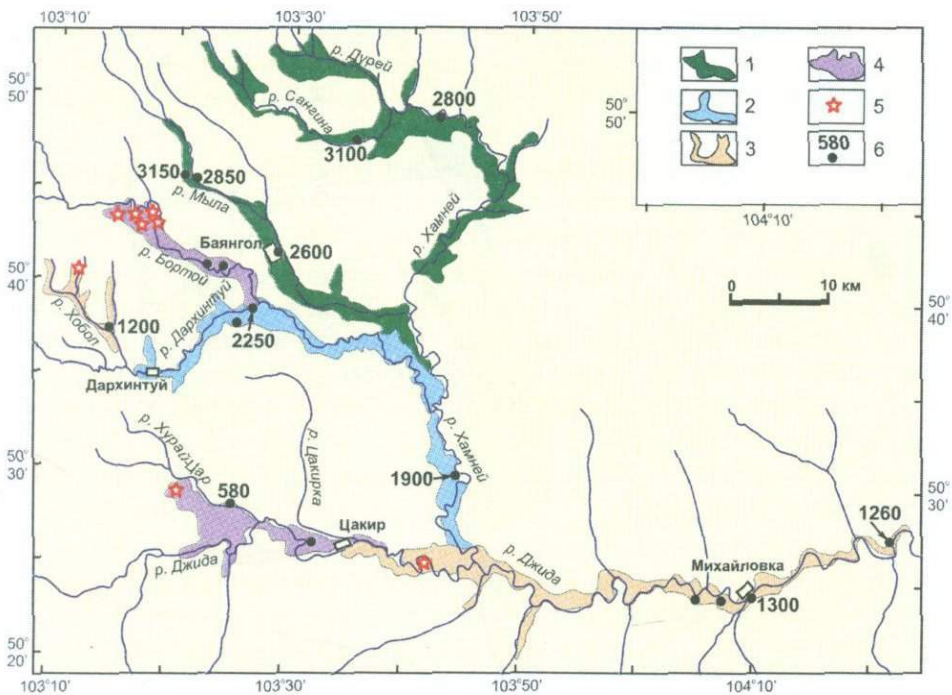


Рис. 4.16. Схема размещения долинных лавовых потоков в бассейне левобережья верхнего течения р. Джида, протяженностью около 60 км
 1-4 - лавовые потоки с возрастом, тыс. лет: 1 - 2600-3150, 2 - 1900-2250, 3 - 1200-1300, 4 - 600; 5 - вулканические аппараты; 6 - места отбора проб для изучения расплавных включений и их возраст в тыс. лет

основном преобладают порфировые породы, содержащие до 10-15% вкрапленников оливина. Местами отмечаются также породы, в которых наряду с оливином появляются в разных сочетаниях вкрапленники пироксена, реже кристаллы плагиоклаза. Основная масса обычно полностью раскристаллизована и состоит из микролитов плагиоклаза, мелких зерен пироксена, оливина, а также рудных минералов. Определения химического состава минералов-вкрапленников, дочерних минералов и стекол расплавных включений

Рис. 4.17. Схема размещения долинных лавовых потоков в долине Малого Енисея, протяженностью 175 км
 1 - лавы; 2 - нижняя (цокольная) терраса; 3 - центр излияний на схеме (а) и в разрезе лавовой толщи (б); 4-7 - высотные уровни рельефа: 4 - <1000 м, 5 - 1000-1500 м, 6 - 1500-2000 м, 7 - >2000 м; 8 - участки опробования; 9 - границы ЮБВО (только на врезке). На врезке показано положение «лавовой реки» Малого Енисея в системе позднеплиоценовых-голоценовых вулканических проявлений (черные поля) ЮБВО. Заштрихованными полями показаны новейшие впадины и грабены: Тунк - Тункинская, Хуб - Хубсугульский, Дар - Дархатская, Ок - Окинский



Рис. 4.18. Расплавные включения в оливинах трахибазальтов «лаво-вых рек» ЮБВО

проводилось на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax SX-50 в ИГЕМ РАН. Составы вкрапленников оливина отвечают Fo_{82-71} . Минералы основной массы имеют следующие составы: оливин – до Fo_{41} , микролиты плагиоклаза – An_{56-40} , клинопироксены соответствуют ферродиопсиду, рудные минералы представлены ильменитом и титаномагнетитом.

Во вкрапленниках оливинов изучены расплавные и кристаллические включения. Кристаллические включения представлены ильменитом и пентландитом, причем в последнем содержания Ni варьируют в пределах от 2.06 до 20.52 мас.%. Расплавные включения состоят из силикатного стекла, газового пузыря и дочерних минералов (рис. 4.18а). Среди дочерних кристаллических фаз установлены клинопироксен, ильменит и пентландит. Клинопироксены представлены ферродиопсидом с содержанием (в мас.%) SiO_2 - 44.1, Al_2O_3 - 14.5, MgO - 9.5, CaO - 19.5, TiO_2 до 5.3, а также авгитом, отличающимся более высоким содержанием MgO до 18.5 и более низкими содержаниями SiO_2 - 42.7, Al_2O_3 - 9.9, CaO - 16.0, TiO_2 - 3.4. Остаточные стекла расплавных включений характеризуются варьирующими величинами SiO_2 (54.0-65.3 мас.%) и отличаются высокими содержаниями Al_2O_3 (20.1-24.2 мас.%), Na_2O (до 7.1 мас.%), K_2O (до 4.4 мас.%) и P_2O_5 (до 1.6 мас.%).

Проведены эксперименты по гомогенизации расплавных включений трахибазальтов. Начало плавления включений происходило при температуре

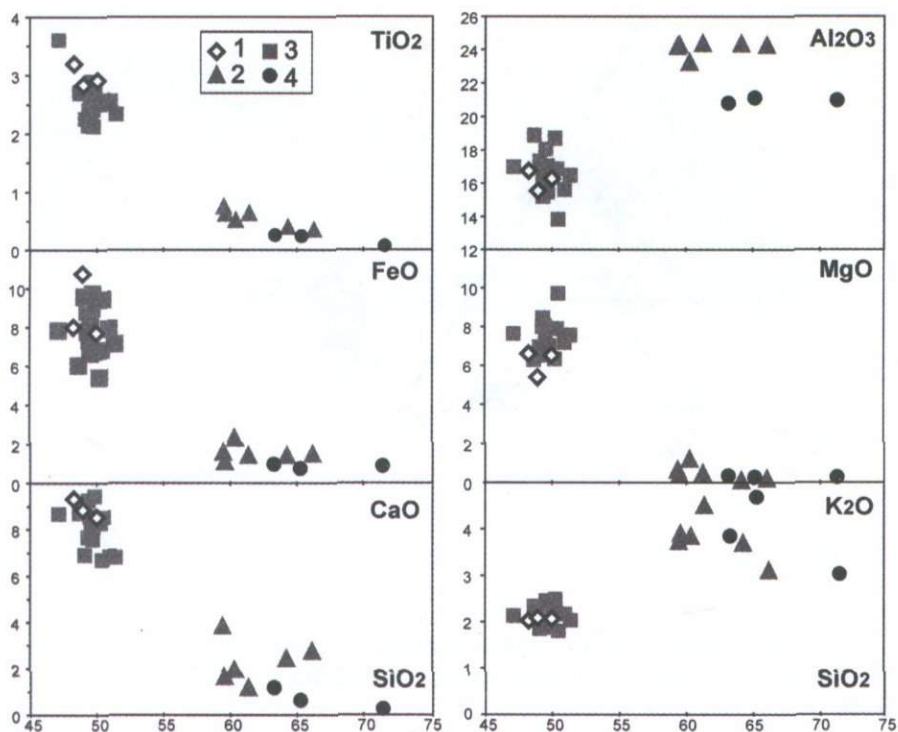


Рис. 4.19. Распределение составов (мас.%) гомогенных и остаточных стекол в оливинах трахибазальтов лавовых «рек» ЮБВО

Гомогенные (1) и остаточные (2) стекла в оливинах трахибазальтов бассейна р. Джиды; 3-4 - данные Наумова В.Б. и др.: 3 - гомогенные, 4 - остаточные стекла

1000±10°C (рис. 4.18б), полное растворение кристаллических фаз наблюдалось при температуре 1100±10°C (рис. 4.18в). В мелких расплавных включениях температура гомогенизации составила 1140±10°C, а в крупных включениях полная гомогенизация не была достигнута, так как даже при температуре 1170±10°C все еще сохранялся газовый пузырь, что, по-видимому, указывает на более высокие температуры исходных расплавов. Таким образом, одной из причин распространения лав на большие расстояния являлась высокая температура расплавов (>1200°C). Составы гомогенизированных стекол включений достаточно однородны и имеют следующие содержания: SiO₂ (47.6-49.9 мас.%), Al₂O₃ (15.4-16.5 мас.%), MgO (5.4-6.5 мас.%), CaO (8.5-9.2 мас.%), а также отличаются повышенными содержаниями Na₂O (4.5-5.1 мас.%), K₂O (до 2.1 мас.%), TiO₂ (до 3.2 мас.%) и P₂O₅ (до 1.1 мас.%). Определены концентрации летучих компонентов в базальтовом расплаве (в мас.%): в среднем 0.09% S, 0.08% F, 0.07% Cl.

Распределение точек состава гомогенных и остаточных стекол подчиняется законам фракционной дифференциации (рис. 4.19). Разрыв в

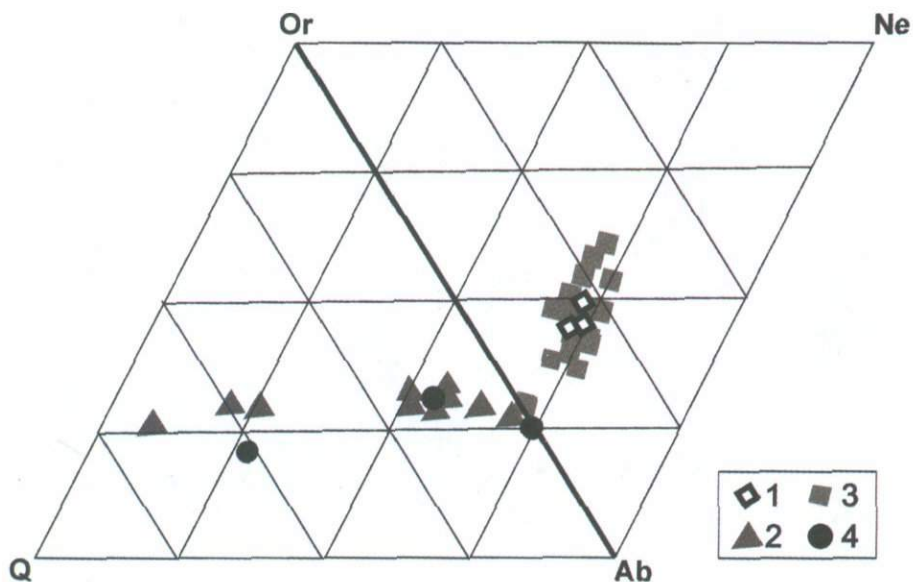


Рис. 4.20. Нормативные составы гомогенных и остаточных стекол в оливинах трахибазальтов лавовых «рек» ЮБВО

Условные обозначения см. на [рис. 4.19](#)

составах между гомогенными и остаточными стеклами связан с образованием таких дочерних минералов, как пироксен, ильменит и пентландит, а также с кристаллизацией оливина на стенках включений. Как видно из [рис. 4.20](#), образование дочерних минералов приводит к тому, что остаточные стекла обогащаются кремнеземом и поэтому в их составе появляется нормативный кварц до 47 мас.%. По составу гомогенные стекла отвечают базанитам с содержанием нормативного нефелина от 4 до 15 мас.% и нормативного оливина от 10 до 20 мас.%. При этом отмечается, что наиболее магниезильные разновидности являются наиболее обогащенными нормативным нефелином.

Полученные характеристики состава расплавных включений согласуются с теми, которые были установлены В.Б.Наумовым, М.Л.Толстых и др. для аналогичных пород других лавовых «рек», сформированных по периферии Южно-Байкальской вулканической области за последние 3 млн. лет (Наумов и др., 2003; Наумов и др., 2004). Для всех пород и породообразующих расплавов характерны высокие содержания Ti и P, типичные для внутриплитных базитов OIB-типа. Сходство состава первичных магм в удаленных друг от друга участках вулканической области свидетельствует об единообразии источников магматизма для всей Южно-Байкальской вулканической области, по крайней мере, для последних 3 млн. лет, во время которых происходили долинные излияния. Такая общность источников связывается нами с участием единого мантийного плюма в процессах магнеобразования (Наумов и др., 2004).



ЗАКЛЮЧЕНИЕ



Первые оценки источников магм редкометалльных гранитоидов и связанных с ними пород, полученные нами ранее, существенно дополнены и развиты на многочисленных и разнотипных новых редкометалльных объектах. Выявлены пространственные и временные закономерности распределения редкометалльных месторождений и проявлений на территории ЦАСП, выделены редкометалльные эпохи, провинции, области и зоны на этой территории, показана связь с внутриплитным магматизмом, связанным с мантийными плюмами, доказана связь редкометалльного магматизма с коровыми, мантийно-коровыми и мантийными источниками. В дополнение к полученным ранее изотопным составам Nd региональных кор и мантии Центральной Азии с выделением рифейской, раннекаледонской, герцинской и индосинийской изотопных провинций детально исследованы изотопная структура и механизм корообразующих процессов в пределах раннекаледонской провинции, показан ювенильный характер ответственных за ее формирование корообразующих процессов, оценена скорость континентального корообразования в каледонидах ЦАСП, оказавшаяся соизмеримой со скоростью образования континентальной коры в докембрии. Это – принципиально новый вывод, поскольку до сих пор считалось, что континентальная кора на нашей планете была сформирована в первые 2.5 млрд. лет, а позднее только перерабатывалась. На территории ЦАСП выделены два главных механизма формирования коры: ювенильно-аккреционный и континентально-коллизийный. Новый ювенильно-аккреционный механизм формирования земной коры, обусловленный аккрецией юных островных дуг, микроконтинентов, океанических островов и плато назван центрально-азиатским типом. На примере офиолитов ЦАСП показано не только участие в источниках магм деплетированной мантии (ДМ), но и обогащенной мантии плюмов. Выявлен внутриплитный характер проявлений щелочных гранитоидов, комендитов, пантеллеритов, трахитов и пространственно связанных с ними других щелочных пород Центральной Азии. Такой внутриплитный магматизм в этом регионе, начиная с рифея, предшествовал во времени всему остальному магматизму, непрерывно сопровождал последний и завершил магматическую активность. Начало формирования ЦАСП предполагается с распада суперконтинента Родиния в рифее под воздействием огромного горячего плюма. Дальнейшее развитие этого пояса, включая рановозрастной гранитоидный магматизм, включая редкометалльный, сопровождалось внутриплитным магматизмом плюмов и, скорее всего, инициировалось последними.

Получены новые данные, свидетельствующие о важной роли мантийных плюмов в ЦАСП и объединенных нами в Северо-Азиатский суперплюм, в процессах корообразования и в фанерозойской геодинамике Центральной Азии, что заставляет говорить о пересмотре всей геологической, геодинамической и металлогенической концепции развития ЦАСП.

Исследованы источники, состав магм, возраст, геохимические черты, геодинамическое положение редкометалльных Li-F гранитоидов и связанных с ними пород на примере Харагульского, Югодзырского, Жанчивланского,

Барун-Цогтинского, Онгон-Хайерханского, Бага-Газрынского, Абдарского массивов и др. в Монголии, Орловского, Этыкинского, Ары-Булакского массивов в Забайкалье, а также определены составы природных магм пегматитов Волыни, фосфор-литий-фтористых гранитов массива Буве (Центральный Французский массив) и сподуменовых гранитов Алахинского массива (Горный Алтай). Также исследованы Ботогольский и Хушагольский массивы нефелиновых сиенитов на Восточном Саяне, редкометалльное месторождение Арыскан там же, Халдзан-Бурегтейское месторождение щелочных редкометалльных гранитоидов в Западной Монголии, раннемезозойская бериллиеносная магматическая провинция Западного Забайкалья (Ермаковское флюорит-фенакит-бертрандитовое месторождение, Оротское бертрандитовое месторождение), позднемезозойская карбонатитовая провинция Центральной Азии.

Источники магм этих объектов изучены с помощью исследования изотопных (неодим, стронций, кислород, углерод) систем, составы магм и минералообразующие среды с помощью изучения расплавных включений электронным и ионным микроанализаторами, геохимические особенности с помощью ICP-mass-анализа, возраст с помощью U-Pb (циркон), Rb-Sr и Ar-Ar геохронометрии.

С помощью изучения включений минералообразующих сред впервые определены составы, условия образования (температура, давление) и эволюции магм позднемезозойского щелочного карбонатитсодержащего комплекса Мушугай-Худук (Южная Монголия) и Белая Зима на Восточном Саяне. В породах последнего впервые выявлены редкометалльные карбонатсодержащие ийолиты, показана роль кристаллизационной дифференциации и расслоения магм при образовании карбонатитов этого месторождения. Также выявлена связь образования некоторых бериллиевых руд месторождения Ермаковка с кристаллизацией солевых карбонат-флюоритовых магм. На основе геохимических и изотопных (Nd, Sr, O, C) данных охарактеризованы источники позднемезозойских карбонатитов Западного Забайкалья и Тувы и разработана модель их формирования. Установлено, что источником карбонатитов являлась метасоматически обогащенная мантия, послужившая также источником для наиболее щелочных позднемезозойских пород Забайкалья (шонкинитов, щелочных сиенитов, тешенитов и др.).



ЛИТЕРАТУРА



1. Абрамович Г.А., Митрофанов Г.Л., Поляков Г.В., Хренов П.М. Карта магматических формаций юга Восточной Сибири и северной части МНР. М-б 1:1500000. Л.: ВСЕГЕИ, 1988.
2. Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. и др. Джидинская зона - фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника. 1996. № 4. С. 25-42.
3. 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.
4. Андреева И.А., Коваленко В.И., Кононкова Н.Н. Химический состав магмы (расплавных включений) мелилитсодержащего нефелинита карбонатитового комплекса Белая Зима (Восточный Саян) // Доклады РАН. 2004₁. Т. 394. № 4. С. 518-522.
5. Андреева И.А., Коваленко В.И., Наумов В.Б. Условия образования, состав магм и генезис силикатных пород щелочного карбонатитсодержащего комплекса Мушугай-Худук, Южная Монголия (данные изучения расплавных включений) // Петрология. 2001. Т. 9. № 6. С. 563-592.
6. Андреева И.А., Коваленко В.И., Наумов В.Б., Кононкова Н.Н. Состав и условия образования силикатных и солевых магм гранатовых сиенит-порфиров (святоноситов) карбонатитсодержащего комплекса Мушугай-Худук (Южная Монголия) // Геохимия. 2004₂. № 6. С. 579-596.
7. Андреева И.А., Наумов В.Б., Коваленко В.И., Кононкова Н.Н. Состав магм и генезис тералитов карбонатитсодержащего комплекса Мушугай-Худук (Южная Монголия) // Геохимия. 1999. № 8. С. 826-841.
8. Андреева И.А., Наумов В.Б., Коваленко В.И., Кононкова Н.Н. Фторидно-сульфатные и хлоридно-сульфатные солевые расплавы карбонатитсодержащего комплекса Мушугай-Худук, Южная Монголия // Петрология. 1998. Т. 6. № 3. С. 307-315.
9. Анфилогов В.Н., Абрамов В.А., Коваленко В.И., Огородова В.Я. Фазовые отношения в агапитовой области системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ при давлении 1000 кг/см^2 // Доклады АН СССР. 1972. Т. 204. № 4. С. 944-947.
10. Баскина В.А., Волчанская И.К. Новый тип редкоземельного оруденения в Южной Монголии, связанный с щелочными вулканитами // Доклады АН СССР. 1976. Т. 228. № 3. С. 670-672.

11. Баскина В.А., Волчанская И.К., Коваленко В.И. и др. Калиевый щелочной вулcano-плутонический комплекс Мушугай-Худук на юге МНР и связанная с ним минерализация // Советская геология. 1978. № 4. С. 86-99.
12. Баскина В.А., Волчанская И.К., Фрих-Хар Д.И., Ярмолюк В.В. Провинция калиевых щелочно-основных и щелочных вулканитов Южной Монголии // Известия АН СССР, серия геол. 1977. № 10. С. 88-106.
13. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др., Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 8-28.
14. Будников С.В., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Антипин В.С. и др. Новые данные о возрасте Баргузинского гранитоидного комплекса Ангаро-Витимского батолита // Доклады РАН. 1995. Т. 344. № 3. С. 377-380.
15. Булнаев К.Б. Генезис флюорит-берtrandит-фенакитовых месторождений // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 2. С. 147-156.
16. Булнаев К.Б., Посохов В.Ф. Изотопно-геохимические данные о природе и возрасте эндогенных карбонатных пород Забайкалья // Геохимия. 1995. № 2. С. 189-195.
17. Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Доклады РАН. 1999. Т. 369. № 6. С. 795-798.
18. Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П. и др. Позднепалеозойский-раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 4. С. 715-729.
19. Владыкин Н.В. Минералого-геохимические особенности редкометалльных гранитоидов Монголии. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1983. 200 с.
20. Владыкин Н.В. Петрология и рудоносность К-щелочных комплексов Монголо-Охотского ареала магматизма // Автореф. докт. диссерт. Иркутск, 1997. 80 с.
21. Владыкин Н.В., Коваленко В.И., Дорфман М.Д. Минералогические и геохимические особенности Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов (МНР). М.: Наука, 1981. 136 с.

22. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. и др. Источники базитовых расплавов девонских бимодальных рифтогенных магматических ассоциаций Центральной Азии (на примере Северо-Западной Монголии) // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 231-252.
23. Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Журавлев Д.З., Макаренко Н.А. Sm-Nd-изотопный возраст и природа источника ассоциации щелочных основных пород и карбонатитов Кузнецкого Алатау // Доклады РАН. 2003. Т. 391. № 3. С. 378-382.
24. Гайдук В.В. Вилуйская среднепалеозойская рифтовая система // Геотектоника. 1987. № 3. С. 66-76.
25. Геологические формации Монголии. М.: Шаг, 1995. 180 с.
26. Гибшер А.С., Хаин Е.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Поздневендский возраст Хантайширского офиолитового комплекса Западной Монголии // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8. С. 1179-1185.
27. Гинзбург А.И., Заболотная Н.П., Куприянова И.И. Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия. М.: Недра, 1975. 247 с.
28. Гинзбург А.И., Заболотная Н.П., Куприянова И.И. Закономерности формирования гидротермальных месторождений бериллия. М.: Недра, 1977. 167 с.
29. Гинзбург А.И., Заболотная Н.П., Куприянова И.И. и др. Берtrandит-фенакитовые месторождения - новый тип бериллиевого сырья. Геология месторождений редких элементов. Вып. 27. М.: Недра, 1965. 171 с.
30. Гинзбург А.И., Заболотная Н.П., Новикова М.И., Гальченко В.И. Генетические особенности флюорит-фенакит-берtrandитового оруденения // Разведка и охрана недр. 1969. № 1. С. 3-10.
31. Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. С. 185-189.
32. Гордиенко И.В., Андреев Г.В., Кузнецов А.Н. Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. М.: Наука, 1978. 220 с.
33. Гусев Г.С., Песков А.И. Геохимия и условия образования офиолитов Восточного Забайкалья // Геохимия. 1996. № 8. С. 723-738.

34. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг средней Сибири) // Геотектоника. 1995. Т. 35. № 7-8. С. 59-76.
35. Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 1989. 192 с.
36. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 59-76.
37. Добрецов Н.Л. Пермо-триасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Доклады РАН. 1997. Т. 354. № 2. С. 220-223.
38. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1-2. С. 5-27.
39. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН, 2001. 407 с.
40. Заболотная Н.П. Месторождения бериллия // Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974. С. 303-353.
41. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
42. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
43. Кепежинскас П.К., Кепежинскас К.Б., Пухтель И.С. Sm-Nd-возраст океанических офиолитов Баянхонгорской зоны (МНР) // Доклады АН СССР. 1991. Т. 316. № 3. С. 718-721.
44. Кляровский В.М., Костюк В.П. О возрасте щелочных пород восточной части Восточного Саяна // Доклады АН СССР. 1965. Т. 162. № 2. С. 125-128.
45. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 207 с.
46. Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Дорфман М.Д. Минералогические и геохимические особенности Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов (МНР). М.: Наука, 1981. 136 с.
47. Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолук В.В., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Антипин В.С. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология. 1999₁. Т. 7. № 4. С. 401-429.

48. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Соловова И.П. и др. Летучие компоненты, составы и условия кристаллизации магм базальт-пантеллеритовой ассоциации о-ва Пантеллерия (по расплавленным и флюидным включениям) // Петрология. 1994. Т. 2. № 1. С. 24-42.
49. Коваленко В.И., Пополитов Э.И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород Северо-Восточной Тувы. М.: Наука, 1970. 258 с.
50. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Будников С.В., Царева Г.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б., Яковлева С.З. Гранитоиды Югодзырского рудного района (юго-восточная Монголия) и связь с ними W-Мо-оруднения // Геология рудных месторождений. 1999₂. Т. 41. № 5. С. 404-424.
51. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Владыкин Н.В. и др. Эпохи формирования, геодинамическое положение и источники редкометалльного магматизма Центральной Азии // Петрология. 2002. Т. 10. № 3. С. 227-253.
52. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие процессы и структура коры и мантии при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999₃. № 3. С. 21-41.
53. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (изотопные и геологические данные) // Геология и геофизика. 2003₁. Т. 44. № 12. С. 1280-1293.
54. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов В.Б., Козаков И.К., Сальникова Е.Б. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные // Геохимия. 1996₁. № 8. С. 699-713.
55. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Иванов В.Г. Источники магм щелочных гранитоидов и связанных с ними пород внутриплитных магматических ассоциаций Центральной Азии // Доклады РАН. 2001. Т. 377. № 5. С. 672-676.
56. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Пухтель И.С. и др. Магматические породы и источники магм офиолитов Озерной зоны (Монголия) // Петрология. 1996₂. Т. 4. № 5. С. 453-495.

57. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология. 2003₂. Т. 11. № 2. С. 164-178.
58. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., и др. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: петрология и геохимия // Петрология. 2003₃. Т. 11. № 3. С. 227-254.
59. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. Халдзан-Бурегтейский массив щелочных и редкометалльных магматических пород: строение, геохронология и геодинамическое положение в каледонидах Западной Монголии // Петрология. 2004. Т. 12. № 5. С. 467-494.
60. Ковач В.П., Котов А.Б., Березкин В.И., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Смелов А.П., Загорная Н.Ю. Возрастные границы формирования высокометаморфизованных супракрустальных комплексов центральной части Алданского щита: Sm-Nd изотопные данные // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7. № 1. С. 3-17.
61. Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Березкин В.И., Смелов А.П., Загорная Н.Ю. Sm-Nd изотопная систематика курумканской толщи иенгрской серии Алданского щита // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 4. № 3. С. 3-10.
62. Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П., Старосельцев К.В., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю., Сафронов А.Ф., Павлушин А.Д. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 2000. Т. 8. № 4. С. 393-406.
63. Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы Монголии. Л.: Наука, 1986. 144 с.
64. Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491-511.
65. Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. Корообразующие процессы в геологическом развитии Байдарикского блока Центральной Монголии: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 227-235.

66. Козловский А.М., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Наумов В.Б. Пантеллеритовые расплавы хребта Тост в Южной Монголии: химический состав, элементы-примеси и летучие компоненты (данные изучения расплавных включений) // Петрология. 2005. № 1. С. 19-40.
67. Конев А.А., Воробьев Е.И., Лазебник К.А. Минералогия Мурунского щелочного массива. Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1996. 221 с.
68. Кононова В.А. Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. М.: Наука, 1976. 215 с.
69. Косалс Я.А., Дмитриева А.Н., Архипчук Р.З., Гальченко В.И. Последовательность и температурные условия формирования флюорит-фенакит-бертрандитового оруденения // Геология и геофизика. 1978. № 4. С. 42-53.
70. Костицын Ю.А. Rb-Sr изотопная система в гранитах Алтынтау (Центральные Кызылкумы): Открытая в породах и закрытая в полевых шпатах // Геохимия. 1991. № 10. С. 1437-1443.
71. Костицын Ю.А., Алтухов Е.Н., Филина Н.П. Rb-Sr изохронное датирование щелочных гранитов Северо-Восточной Тувы // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 7. С. 917-923.
72. Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Мыскова Т.А. Возраст и этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулито-гнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология. 1995. Т. 1. № 1. С. 97-108.
73. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Козаков И.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г. О возрасте метаморфизма Слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология. 1997. Т. 5. № 4. С. 227-239.
74. Крук Н.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. "Девонотипный" магматизм Восточного Саяна (по данным U-Pb изотопных исследований) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Т. 1. Томск: Государственный университет, 2002. С. 189-193.
75. Кузнецов В.А., Андреева И.А., Коваленко В.И., Антипин В.С., Кононова Н.Н. Содержание H₂O и элементов-примесей в онгонитовом расплаве массива Ары-Булак, Восточное Забайкалье (данные изучения расплавных включений) // Доклады РАН. 2004. Т. 396. № 4. С. 713-718.

76. Кузьмин М.И., Альмухамедов А.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Рифтогенез и рифтогенный магматизм - особенности проявления в спрединговых зонах и в областях над "горячими" и "холодными" полями мантии // Проблемы глобальной геодинамики. Второй выпуск. М.: ГЕОС, 2003. С. 7-31.
77. Кузьмичев А.Б. Раннебайкальские тектонические события в Тувино-Монгольском массиве: коллизия островной дуги и микроконтинента // Геотектоника. 2001. № 3. С. 44-59.
78. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива. М.: Пробел-2000, 2004. 190 с.
79. Куприянова И.И., Шпанов Е.П., Новикова М.И. и др. Бериллий России: состояние, проблемы развития и освоения минерально-сырьевой базы. М.: Геоинформмарк, 1996. С. 125-128.
80. Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Глебовицкий В.А., Сальникова Е.Б., Заблоцкий Е.М., Загорная Н.Ю. Этапы формирования континентальной коры центральной части Джугджуро-Становой складчатой области (Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 4. С. 395-399.
81. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Сергеева Н.А., Яковлева С.З. Мезозойские граниты Чубачинского массива тукурингрского комплекса (Джугджуро-Становая складчатая область): новые геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2001. Т. 9. № 4. С. 417-432.
82. Ларин А.М., Немчин А.А., Крымский Р.Ш., Ковач В.П. Sm-Nd изотопные ограничения на генезис гранитов рапакиви кодарского комплекса (западная часть Алдано-Станового щита) // Доклады РАН. 1999. Т. 369. № 2. С. 251-253.
83. Литвин Ю.А. Горячие точки мантии и эксперимент до 10 ГПа: щелочные реакции, карбонатизация литосферы, новые алмазообразующие системы // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 12. С. 1772-1779.
84. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит - крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: Наука, 1992. 141 с.
85. Лобзова Р.В. Графит и щелочные породы района Ботогольского массива М.: Наука, 1975. 123 с.

86. Лучицкий 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.
87. Лыхин Д.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б.. Возраст, состав и источники рудоносного магматизма Оротского бериллиевого месторождения в Западном Забайкалье // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 2. С. 128-146.
88. Лыхин Д.А., Костицын Ю.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Рипп Г.С. 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.
89. Моссаковский А.А., Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В. Важнейшая структурная асимметрия Земли // Геотектоника. 1998. № 4. С. 3-18.
90. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3-33.
91. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Горегляд А.В., Ярмолюк В.В. Условия кристаллизации щелочных гранитов и комендитов Южно-Гобийского пояса МНР по данным изучения расплавных включений // Доклады АН СССР. 1980. Т. 255. С. 1244-1247.
92. Наумов В.Б., Портнягин М.В., Толстых М.Л., Ярмолюк В.В. Состав магматических расплавов Южно-Байкальской вулканической области по данным изучения включений в оливинах трахибазальтов // Геохимия. 2003. № 3. С. 243-253.
93. Наумов В.Б., Портнягин М.В., Толстых М.Л., Ярмолюк В.В. Химический состав и параметры кристаллизации трахибазальтов Джидинского района Южно-Байкальской вулканической области по данным изучения расплавных и флюидных включений // Геохимия. 2004. № 7. С. 424-437.
94. Наумов В.Б., Соловова И.П., Коваленко В.И., Малов В.С., Турков В.А., Самойлов В.С. Природные фосфатно-сульфатные расплавы // Доклады АН СССР. 1988. Т. 300. № 3. С. 672-675.
95. Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., и др. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья: изотопно-геохимические характеристики и источники // Петрология. 2002. Т. 10. № 2. С. 168-188.

96. Новикова М.И., Куприянова И.И., Кукушкина О.А. и др. Индикаторные свойства флюорита Ермаковского флюорит-бериллиевого месторождения (Бурятия, Россия) // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 5. С. 459-476.
97. Новикова М.И., Шпанов Е.П., Куприянова И.И. Петрография Ермаковского бериллиевого месторождения, Западное Забайкалье // Петрология. 1994. Т. 2. № 1. С. 114-127.
98. Панина Л.И., Подгорных Н.М. Включения расплавов в минералах карбонатитов Белозиминского массива // Доклады АН СССР. 1975. Т. 223. № 6. С. 1447-1450.
99. Плотников А.В., Ступаков С.И., Бабин Г.А. и др. Возраст и геодинамическая природа офиолитов Кузнецкого Алатау // Доклады РАН. 2000. Т. 372. № 1. С. 80-85.
100. Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М.: Наука, 2000. 229 с.
101. Покровский Б.Г., Жидков А.Я. Источники вещества ультракалиевых щелочных пород Сыннырского и Южно-Сакунского массивов Забайкалья по изотопным данным // Петрология. 1993. Т. 1. № 2. С. 195-204.
102. Рейф Ф.Г., Ишков Ю.М. Ве-носные сульфатно-фторидные рассолы - продукт дистилляции остаточных пегматитов щелочно-гранитной интрузии (Ермаковское F-Ве-месторождение, Забайкалье) // Геохимия. 1999. № 10. С. 1096-1111.
103. Рипп Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракшинов А.О. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2000. 224 с.
104. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир, 2001. 185 с.
105. Рублев А.Г., Шергина Ю.П., Шкорбатова Г.С. Девонский магматизм Агульского прогиба // Отечественная геология. 1994. № 3. С. 42-48.
106. Руженцев С.В., Бурашников В.В. Тектоника салаирид Западной Монголии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 25-40.
107. Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3-15.

108. Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванов Н.Г. и др. Олоkitская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрогеохимические данные // Геотектоника. 2002. № 1. С. 29-41.
109. Самойлов В.С., Коваленко В.И. Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии. М.: Наука, 1983. 200 с.
110. Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. и др. Дайковые рои южного фланга Сибирского кратона - индикаторы распада суперконтинента Родинии // Геотектоника. 2000. № 6. С. 59-75.
111. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
112. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 219 с.
113. Хаин Е.В., Амелин Ю.В., Изох А.Э. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых комплексов в зоне обдукции западной Монголии // Доклады РАН. 1995. Т. 341. № 6. С. 791-796.
114. Харин Г.С. Импульсы магматизма Исландского плюма // Петрология. 2000. Т. 8. № 2. С. 115-130.
115. Чернышева Е.А., Сандимирова Г.П., Банковская Э.В. и др. Rb-Sr возраст и изотопный состав Sr в щелочных породах дайковой серии карбонатитовых комплексов Присаянья // Доклады РАН. 1995. Т. 345. № 3. С. 388-392.
116. Шанин Л.Л., Кононова В.А. Иванов И.Б. О применении нефелина в K-Ar геохронометрии // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1967. № 5. С. 19-30.
117. Ярмолюк В.В., Аракелянц М.М., Лебедев В.А. и др. Хронология долинных излияний в Южно-Байкальской вулканической области (данные K-Ar датирования) // Доклады РАН. 2003₁. Т. 3. № 5. С. 657-662.
118. Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И. и др. Геохронологическая и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. 1997₁. Т. 5. № 5. С. 451-466.
119. Ярмолюк В.В., Воронцов А.А. Девонский вулканизм восточного обрамления Монгольского Алтая и его структурная приуроченность // Геотектоника. 1993. № 4. С. 76-86.

120. Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Байкин Д.Н., Сандимирова Г.П. Эпохи бимодального и щелочногранитного магматизма в Западном Забайкалье (геохронологические данные по району Тугнуйской впадины) // Доклады РАН. 2000₁. Т. 373. № 1. С. 576-579.
121. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. Позднемезозойская - кайнозойская Западно-Забайкальская внутриплитная вулканическая область (закономерности развития, магматизм и геодинамика) // Геотектоника. 2000₂. № 3, С. 75-93.
122. 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.
123. 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. 2003₂. Т. 11. № 1. С. 3- 33.
124. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геохимические и изотопные параметры аномальной мантии Северной Азии в позднем палеозое - раннем мезозое (данные изучения внутриплитного базитового магматизма) // Доклады РАН. 2000₃. Т. 375. № 4, С. 525-530.
125. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003₃. Т. 44. № 12. С. 1305-1320.
126. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Позднерифейский раскол Сибири и Лаврентии в проявлениях внутриплитного магматизма // Доклады РАН. 2001₁. Т. 379. № 1. С. 94-98.
127. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
128. 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.
129. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Nd-изотопная систематика коровых магматических протолитов Западного Забайкалья и проблема рифейского корообразования в Центральной Азии // Геотектоника. 1999₁. № 4. С. 3-20.

130. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады РАН. 2003₄. Т. 393. № 3. С. 354-359.
131. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Изотопный состав, источники корового магматизма и строение коры каледонид Озерной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады РАН. 2002₁. Т. 387. № 3. С. 387-392.
132. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центральноазиатском складчатом поясе // Геотектоника. 1997₂. № 5. С. 18-32.
133. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000₄. № 5. С. 3-29.
134. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Тектономагматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника. 2002₂. № 4. С. 42-63.
135. Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А. и др. Крупнейшие долинные излияния в кайнозое Азии: особенности строения, состава и условия формирования "лавова реки" долины Малого Енисея // Вулканология и сейсмология. 2004. № 4. С. 3-20.
136. Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. и др. Восточно-Тувинский ареал новейшего вулканизма Центральной Азии: этапы, продукты и характер вулканической активности // Вулканология и сейсмология. 2001₂. № 3. С. 3-32.
137. 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. 2001₃. Т. 9. № 4. С. 351-380.
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. 1999₂. № 10. С. 1027-1042.

139. Andreeva I.A., Kovalenko V.I. Crystallisation conditions and magma composition of the melilitolites from the Belaya Zima carbonatite complex (eastern Sayan, Russia) // Abstract volume. 4th Eurocarb Workshop. Canary Islands. Spain. 2003₁. P. 27-29.
140. Andreeva I.A., Kovalenko V.I. Magma composition and genesis of the ijolites from the Belaya Zima carbonatite complex (eastern Sayan, Russia): evidence from melt inclusions // Abstract volume, 32nd IGC Florence. 2004. P. 160.
141. Andreeva I.A., Kovalenko V.I. Magma compositions and genesis of the rocks of the Mushugai-Khuduk carbonatite-bearing complex (southern Mongolia): evidence from melt inclusions // Periodico di Mineralogia. 2003₂. Special issue: Eurocarb. P. 95-105.
142. Andreeva I.A., Kovalenko V.I. Magmas of the melilitolites of the Belaya Zima carbonatite complex (eastern Sayan, Russia) // ACTA Mineralogica-Petrographica. Abstract series 2. Szeged. 2003₃. Hungary. P. 8-9.
143. Andreeva I.A., Kovalenko V.I., Naumov V.B. Composition and genesis of alkalic magmas of the Late Mesozoic intraplate carbonatite-bearing complex of Southern Mongolia: Evidence from melt inclusions. IGCP-420, Continental Growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia, Abstracts and excursion Guidebook // China. 2002. P. 5-9.
144. Barberi F., Ferrara G., Santacrose R. et al. Transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia) // J. Petrology. 1975. V. 16. P. 22-56.
145. Bogatikov O.A., Kononova V.A., Pervov V.A., and Zhuravlev D.Z. Petrogenesis of Mesozoic Potassic Magmatism of the Central Aldan: A Sr-Nd isotopic and Geodynamical Model // Intern. Geol. Rev. 1994. V. 36. P. 629-644.
146. Campbell J.H. Identification of ancient mantle plumes / Ed's Ernst R.E., Buchan K.L. Mantle plumes: their identification through time // Geol. Soc. Amer. Special Paper. 2001. V. 352. P. 5-22.
147. Civetta L., D'Antonio M., Orsi G., Tilton G.R. The geochemistry of volcanic rocks from Pantelleria island, Sicily Channel: petrogenesis and characteristics of the mantle source region // J. Petrology. 1998. V. 39. № 8. P. 1453-1491.
148. Condie K.C. Continental growth during formation of Rodinia at 1.35-0.9 Ga // Gondwana Research. 2001₁. V. 4. № 1. P. 5-16.
149. Condie K.C. Mantle plumes and their record in Earth history. Cambridge: University Press, 2001₂. 305 p.

150. De Paolo D.J. Neodymium isotope Geochemistry: an introduction. New York: Springer Verlag, 1988. 187 p.
151. De Paolo D.J., Linn A.M., Schubert G. The continental crust age distribution methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern United States // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. P. 2071-2088.
152. Dergunov A.B., Kovalenko V.I., Ruzhentsev S.V., Yarmolyuk V.V. Tectonics, Magmatism, and Metallogeny of Mongolia. London and New York: Routledge.Taylor and Francis Group. 2001. 288 p.
153. Dupuy C., Michard A., Dostal J. et al. Isotope and trace-element geochemistry of Proterozoic Natkusiak flood basalts from the northwestern Canadian shield // *Chemical Geology.* 1995. V. 120. P. 15-25.
154. Ernst R.E., Buchan K.L. Mantle plumes: their identification through time // *Geol. Soc. Amer. Special Paper.* 2001. V. 352. P. 567.
155. Frost B.R., Avchenko O.V., Chamberlain K.R., Frost C.D. Evidence for extensive Proterozoic remobilization of the Aldan shield and implication for Proterozoic plate tectonic reconstructions of Siberia and Laurentia // *Precambrian Research.* 1998. V. 89. P. 1-23.
156. Fukao Y., Maruyama S., Obayashi S., Inoue H. Geological implication of the whole mantle P-wave tomography // *J. Geol. Soc. Japan.* 1994. V.100. P. 4-23.
157. Goodenough K.M., Upton B.G.J., Ellam R.M. Geochemical evolution of the Ivigtut granite, South Greenland: a fluorine-rich "A-type" intrusion // *Lithos.* 2000. V. 51. № 6. P. 205-221.
158. Hoffman P.F. Did the breakout of Laurentia turn Gondwana inside-out? // *Science.* 1991. V. 252. P. 1409-1412.
159. Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature.* 1997. V. 385. № 16. P. 219-229.
160. Jahn Bor-ming, Gruau G., Capdevila R., Cornichet J., Nemchin A., Pidgeon R., Rudnik V.A. Archean crustal evolution of the Aldan Shield, Siberia: geochemical and isotopic constraints // *Precambrian Research.* 1998. V. 91. P. 333-363.
161. Jahn Bor-ming, Wu F., Chen B. Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic // *Trans. Royal Soc. Of Edinburg.* 2000₁. V. 91. P. 181-193.

162. Jahn Bor-ming, Wu F., Chen B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // Episodes. 2000₂. V. 23. P. 82-92.
163. Khain E.V., Bibikova E.V., Kroner A. et al. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implication // EPSL. 2002. V. 199. P. 311-325.
164. 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, 1995. 226 p.
165. Kostisyn Yu.A., Vystavnoi S.A., Vladimirov A.G. Age and genesis of the spodumen-bearing granines of the SW Altai (Russia): an isotopic and geochemical study // Acta Universitatis Caroline-Geologica. 1998. V. 42. P. 60-63.
166. Kovalenko V.I., Hervig R.L., Scheridan M.F. Ion-microprobe analyses of trace elements in anorthoclase, hedenbergite, aenigmatite, quartz, apatite and glass in pantellerite: evidence for high water contents in pantellerite melt // Amer. Mineral. 1988. V. 73. № 9-10. P. 1038-1045.
167. Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Bogatikov O.A. Magmatism, Geodynamics and Metallogeny of Central Asia. Moscow: Mico, 1995. P. 272.
168. Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Larin A.M. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence // Journal of Asian Earth Sciences. 2004. V. 23. P. 605-627.
169. Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V. et al. Palaeomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and palaeogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma // Geophys. J. Int. 2002. V. 148. P. 1-33.
170. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485-494.
171. Kuzmichev, A.B., Bibikova, E.V., Zhuravlev, D.Z. Neoproterozoic (~800 Ma) orogeny in the Tuva-Mongolia Massif (Siberia): island arc - continent collision at the northeast Rodinia margin // Precambrian Research. 2001. V. 110. P. 109-126.

172. Larin A.M., Amelin Yu.A., Neymark. L.A., Krymsky R.S. The origin of the 1.73-1.70 Ga anorogenic Ulkan volcano-plutonic complex, Siberian Platform, Russia: inferences from geochronological and Nd-Sr-Pb isotopic data // *Annales of Academy Brasil Sciences*. 1997. V. 69. P. 296-312.
173. Litvinovsky B., Antipin V., Reyf F., Kuzmin M. Rare metal and paligenetic granitoids of Transbaikalia and related mineralization // *Irkutsk- Ulan-Ude- Moscow*. 1995. P. 50-61.
174. Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS, version 2.50 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-557. 1991₁. 64 p.
175. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991₂. 35 p.
176. MacDonald R. Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks // *Bull. Volcanol*. 1974. V. 38. P. 498-516.
177. Mahood G.A., Halliday A.N., Hildreth W. Isotopic evidence for the origin of pantellerites in a rift-related alkalic suit: Pantelleria, Italy // *Abstr. of IAVCEI*. 1990. P. 64
178. Maruyama S. Plume tectonics // *Journ. Geol. Soc. Japan*. 1994. V.100. № 1. P. 24-49.
179. Morikiyo T., Miyazaki T., Kagami H., Vladykin N.V., Chernysheva E.A., Panina L.I., Podgornich N.M. Sr, Nd, C, and O isotope characteristics of Siberian carbonatites // *Alkaline magmatism and the problems of mantle sources*. Irkutsk, 2001. P. 69-84.
180. Nelson D.R. Isotopic Characteristics of potassic rocks: Evidence for the involvement of subducted sediments in magma genesis // *Lithos*. 1992. V. 28. P. 403-420.
181. Neymark L.A., Kovach V.P., Nemchin A.A., Morozova I.M., Kotov A.B., Vinogradov D.P., Gorokhovskiy B.M., Ovchinnikova G.V., Bogomolova L.M., Smelov A.P. Late Arhaean intrusive complexes in the Olekma granite-greenstone terrain (eastern Siberia): geochemical and isotopic study // *Precambrian Research*. 1993. V. 62. P. 453-472.
182. Pavlov V., Gallet Y. Upper Cambrian to Middle Ordovician magnetostratigraphy from the Kulumbe river section (northwestern Siberia) // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1998. V. 108. P. 49-59.

183. Pfander J.A., Jochim K.P., Kozakov I.K. et al. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. V. 143. P. 154-174.
184. Powell C.Mc.A., Li Z.X., McElhinny M.W., Meert J.G., Park J.K. Paleomagnetite constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana // *Geol.* 1993. V. 21. P. 889-892.
185. Reimer A., Schubert G. Phanerozoic addition rates to the continental crust and crustal growth // *Tectonics.* 1984. V. 3. P. 63-77.
186. Scaillet B., MacDonald R. Phase relation of peralkaline silicic magmas and petrogenetic implications // *J. Petrol.* 2001. V. 42. № 4. P. 825-845.
187. Schissel R., Smail D. Deep-mantle plumes and ore deposits // *Geological Society America Special Paper.* 2001. V. 352. P. 291-322.
188. Schmitt A.K., Trumbull R.B., Dulski P., Emmermann R. Zr-Nb-REE mineralization in peralkaline granites from the Amis Complex, Brandberg (Namibia): evidence for magmatic pre-enrichment from melt inclusions // *Econom. Geol.* 2002. V. 97. P. 399-413.
189. Scotese C.R. Continental Drift. The PALEOMAP Project. 1994. 80 p.
190. Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature.* 1993. V. 364. P. 299-307.
191. Stosch, H.G., Ionov, D.A., Puchtel I.S. Lower crustal xenoliths from Mongolia and their bearing on the nature of the deep crust beneath central Asia // *Lithos.* 1995. V. 36. P. 227-242.
192. Sun S.S., MacDonough W.F. Chemical and isotopic systematizations of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Ed. by Saunders A.D., Norry M.J. // *Magmatism in the Ocean Basins Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 1989. V. 42. P. 313-346.
193. Thompson R.N., MacKenzie W.S. Feldspar-liquid equilibria in peralkaline acid liquids: an experimental study // *Amer. J. Sci.* 1967. V. 265. P. 714-734.
194. Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G. et al. Continental break up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic - a tale of Baltica and Laurentia // *Earth-Sci. Rev.* 1996. V. 40. P. 229-258.

195. Trua T., Deniel C., Mazzuoli R. Crustal control in the genesis of Plio-Quaternary bimodal magmatism of the Main Ethiopian Rift (MER): geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) evidence // *Chemical Geology*. 1999. V. 155. P. 201-231.
196. Turner A., Arnaud N., Liu J. et al. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of Ocean Island basalts // *J. Petrology*. 1996. V. 37. № 1. P. 45-71.
197. Tuttle O.F., Bowen N.L. Origin granite in light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1958. V. 74. 153 p.
198. Vidal Ph. Mantle: more HIMU in the future? // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1992. V. 56. P. 4295-4299.
199. Vladykin N.V. The Aldan Province of K-alkaline rocks and carbonatites: problems of magmatism, genesis and deep sources // *Alkaline magmatism and the problems of mantle sources*. Irkutsk, 2001. P. 16-40.
200. Wang Shiguang, Han Baofu. Geochemistry and tectonic significance of alkali granites along Ulungur River, Xingan // *Scientia Geologica Sinica*. 1994. V. 29. № 4. P. 373-383.
201. Webster J.D., Taylor R.P., Bean C. Pre-eruptive melt composition and constraints on degassing of a water-rich pantellerite magma, Fantale volcano, Ethiopia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1993. V. 114. P. 53-62.
202. Weis D., Demaiffe D., Cauet S., Javoy M. Sr, Nd, O and H isotopic ratios in Ascension Island lavas and plutonic inclusions; cogenetic origin // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 82. P. 255-268.
203. Wilson M., Patterson R. Intraplate magmatism related to short-wavelength convective instabilities in the upper mantle: evidence from the tertiary-Quaternary volcanic province of western and central Europe // *Geological Society America Special Paper*. 1991. V. 352. P. 37-58.
204. Windley B.F. *The Evolving Continents*. New York etc., John Wiley and Sons, 1995. 526 p.
205. Woolley A.R. *Alkaline rocks of the World. Part 1: North and South America*. London: British Museum Publ., 1987. 217 p.
206. Yarmolyuk V.V., Nikiforov A.V., Kovalenko V.I., Ivanov V.G., Zhuravlev D.Z. Sources of the late Mesozoic carbonatites of western Transbaikalia: trace-element and Sr-Nd isotopic data // *Geochem. Intern.* 2001. Supp. 1. P. S60-S78.

207. York D. Least-squares fitting of a straight line // *Can. J. Physics*. 1966. V. 44. P. 1079-1086.
208. Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1986. V. 14. P. 493-571.
209. Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Bocharova N.Yu. Hot-field tectonics // *Tectonophysics*. 1991. V. 199. P. 165-192.
210. Zorin Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // *Tectonophysics*. 1999. V. 306. P. 33-56.

Научное издание

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Андреева И.А., Ашихмина Н.А.,
Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Кузнецов В.А., Листратова Е.Н.,
Лыхин Д.А., Никифоров А.В.

Типы магм и их источники в истории Земли

**Часть 2. Редкометалльный магматизм:
ассоциации пород, состав и источники магм,
геодинамические обстановки формирования**

Утверждено к печати
Ученым Советом ИГЕМ РАН
12.10.2005



Издательская группа
Центра инновационных проектов ИГЕМ РАН
Ответственный редактор И.А.Чижова
Компьютерная подготовка оригинал-макета: Н.П.Салтыкова
Художественное оформление: Е.В.Фомина

Подписано к печати 19.10.2005.
Формат 70x100/16. Бумага офсетная.
Печать офсетная. Уч. изд. л. 17.5.
Тираж 300 экз. Заказ № 1897

ГУП ППП Типография "Наука" АИЦ РАН,
121099, Москва, Шубинский пер., д. 6.

5845