

МОДЕЛЬ ЗАРОЖДЕНИЯ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ЩЕЛОЧНЫХ-КАРБОНАТИТОВЫХ МАГМ СИБИРСКОГО РЕГИОНА, ПРОБЛЕМЫ ИХ РУДОНОСНОСТИ, МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ И СВЯЗЬ С ПЛЮМОВЫМ ПРОЦЕССОМ

Н.В. Владыкин

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

Обсуждается проблема, каким образом могли образоваться крупные массивы щелочных пород с большими месторождениями стратегических редких элементов на примере массивов Сибирского региона. По преобладанию щелочей (калия или натрия) и с учетом коэффициента агпаитности (миаскитовые и агпаитовые) эти эталонные массивы разделены на несколько групп. Приводятся новые авторские схемы магматизма массивов (Томторского, Мурунского, Бурпалинского, Сыннырского, Билибинского), подтвержденные петрохимическими и геохимическими данными, новые возрастные датировки. Обсуждаются типы их рудоносности и генетические аспекты образования редкометалльных руд. Так как карбонатиты являются одними из главных рудных образований этих щелочных комплексов, то дается формационное разделение карбонатитов и их рудоносности по отношению калиевых или натриевых комплексов. По более ранним авторским данным обосновывается глубинность образования первичных магм этих массивов и на основе изотопных данных их мантийные источники. Предлагается модель выплавления щелочно-ультраосновных магм под действием плюмовых процессов.

Петрология щелочных пород, рудоносность, геохимия редких элементов и изотопов, мантийные источники, модель зарождения магм.

GENESIS AND CRYSTALLIZATION OF ULTRAMAFIC ALKALINE CARBONATITE MAGMAS OF SIBERIA: ORE POTENTIAL, MANTLE SOURCES, AND RELATIONSHIP WITH PLUME ACTIVITY

N.V. Vladyskin

This paper discusses the genesis of large Siberian alkaline massifs hosting major ore deposits. These reference massifs are grouped based on the predominance of alkalies (K or Na) and their agpaite index (miaskitic and agpaite). We proposed new emplacement schemes for the Tomtor, Murun, Burpala, Synnyr, and Bilibino massifs supported by petrochemical and geochemical data, as well as new age estimates. Types of their ore potential and genesis of rare-metal mineralization are discussed. The formational types of carbonatites as the main ore-bearing rocks are given. The depth of magma generation and types of mantle sources are determined using isotopic data from previous studies. A model of plume-related generation of ultramafic alkaline magmas is proposed.

Petrology of alkaline rocks, ore potential, trace element and isotope geochemistry, mantle sources, magma genesis model

ВВЕДЕНИЕ

Щелочные породы — уникальные образования Земли. С ними связаны крупнейшие месторождения Nb, Ta, Zr, Y, REE, Cu, P и других рудных элементов, а также и уникальные месторождения самоцветов: чароита, Cr-диоксида, дианита. В лампроитах Австралии добываются алмазы. Сложности процессов их образования вызвали многолетние научные споры, которые не утихают и до сих пор. Развитие новых методов исследований постоянно расширяются и углубляют знания об особенностях их вещественного состава, а данные изотопно-геохимических анализов подтверждают мантийную природу источников вещества щелочных комплексов. По особенностям минеральных парагенезисов и происхождения щелочных пород можно расшифровывать глубинную геодинамику Земли.

К щелочным комплексам (как и большинство исследователей в мире) мы относим многокомпонентные массивы пород, производные щелочно-ультраосновных магм (натриевой и калиевой серий), а также комплексы агпаитовых щелочных гранитов.

Большинство магм ультраосновных-щелочных пород имеет глубинное (мантийное) происхождение, и их генерация связана с плюмовыми процессами. Внедряются эти магмы часто по кольцевым

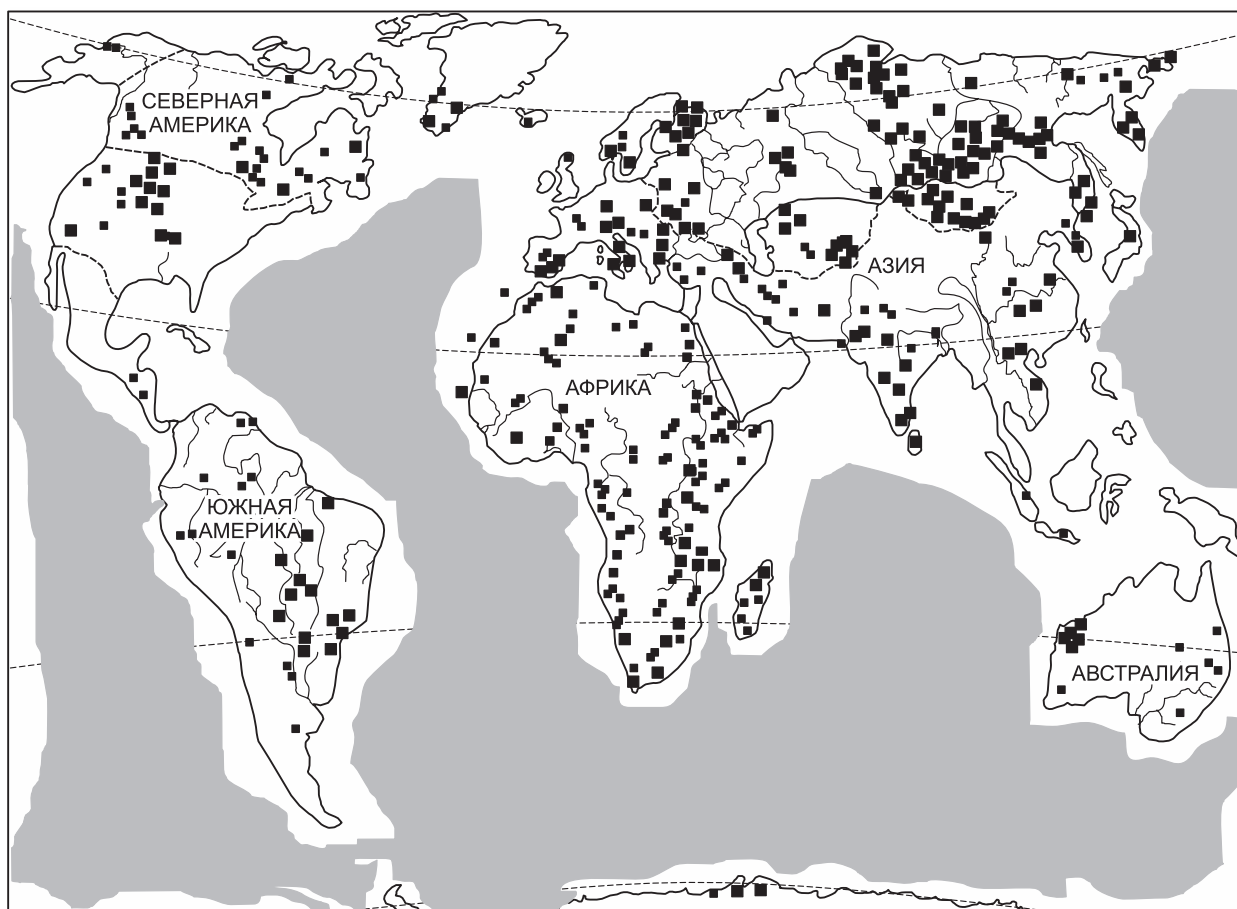


Рис. 1. Распространенность массивов щелочных пород, составлена по атласу [Woolley, 2001].

разломам, образуя кольцевые комплексы центрального типа. Эти массивы сложены несколькими фазами внедрения, имеющими между собой вертикальные контакты. Довольно часто в них присутствуют как вулканические, так и плутонические породы, образуя генетически связанные вулканоплутонические комплексы.

В петрохимическом отношении очень важным для разделения щелочных пород и их рудоносности является коэффициент агпаитности (K_a — отношение суммы натрия и калия к алюминию (в молекулярных количествах)). Если он меньше единицы, то это миаскитовые породы, а более единицы — агпаитовые. В настоящее время в мире известно довольно много проявлений массивов щелочных пород (рис. 1).

ПРИМЕРЫ КРУПНЫХ, УНИКАЛЬНЫХ ПО РАЗМЕРАМ И РУДОНОСНОСТИ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ

Считается, что щелочные породы в природе встречаются довольно редко, однако это не так. На рис. 1 нанесена только часть массивов щелочных пород мира из атласа [Woolley, 2001]. Кроме того, известны крупные щелочные массивы размером от 100 до 500—1000 км² и более. Это Покос де Кальдос и Итатия в Бразилии, Пилансберг в ЮАР, в России — Хибинский и Ловозерский на Кольском полуострове, Гулинский и Томторский в Прианбарье, Сыннырский в Северном Прибайкалье. К уникальным по минерализации и рудоносности можно отнести Мурунский и Билибинский массивы площадью по 150 км² на Алдане, Бурпалинский (250 км²) в Северном Прибайкалье, Хан-Богдинский (более 1000 км²) в Монголии [Владыкин, 2013] и др.

Щелочные массивы играют громадную роль в редкометалльной экономике. С ними связано большинство месторождений редких элементов (Ta, Nb, Zr, REE, Y, Be, Sr, Ba и др.), без которых невозможно представить современную технику, а значительные размеры таких массивов дают основание прогнозировать и крупные запасы редкометалльных месторождений. Кратко рассмотрим наиболее предста-

вительные из них в Сибирском регионе, по которым мы имеем собственные данные, разделив массивы по соотношению К-Na химизма.

Щелочные массивы натриевой серии

Бурпалинский массив представляет собой интрузию центрального типа площадью около 250 км² и находится в Северном Прибайкалье (рис. 2). Он относится к уникальным редкометалльным щелочным объектам, в породах которого известно месторождение, имеющее промышленный интерес. Нами получены новые данные по возрасту сиенитов главной фазы (283 ± 1 млн лет) и редкометалльных руд — пегматитов (294 ± 1 млн лет) по цирконам U-Pb классическим методом [Котов и др., 2013]. Эти данные подтверждают непосредственную связь рудоносных пегматитов со щелочным массивом. Полученный возраст Бурпалинского массива и известный возраст Сыннырского массива (300 млн лет) свидетельствуют о едином магматическом щелочном цикле палеозойского возраста в Северном Прибайкалье. Нами предложена новая схема магматизма Бурпалинского массива, подтвержденная петрохимическими данными (от ранних пород к поздним): шонкиниты → нефелиновые сиениты → щелочные сиениты → кварцевые сиениты → жильные породы (нефелин-содалитовые сиениты → редкометалльные пегматиты → апатит-флюоритовые породы → карбонатиты → аляскиты и щелочные граниты) [Владыкин и др., 2014a].

Главные разновидности пород относятся к миаскитовым разновидностям, а более поздние жильные образования к агпайтовым горным породам. Для силикатных щелочных пород массива характерны ассоциации следующих породообразующих минералов: слюды, амфиболы, пироксены. В породах массива известно около 100 минералов, многие из которых редкометалльные [Сотникова, 2009].

Редкометалльные сиениты и пегматиты внедрились по разломам приконтактной ю.-з. и центральной частей массива. Это в основном мелко- и среднезернистые, редко крупнозернистые породы. Они состоят из микроклина, альбита, пироксенов, амфиболов и редкометалльных минералов, содержания которых иногда доходят до 30 %. Редкометалльная минерализация щелочно-сиенитовых пород очень разнообразна и содержит: Zr-силикаты — циркон, эвдиалит, ловенит, Ti-ловенит, велерит, бурпа-

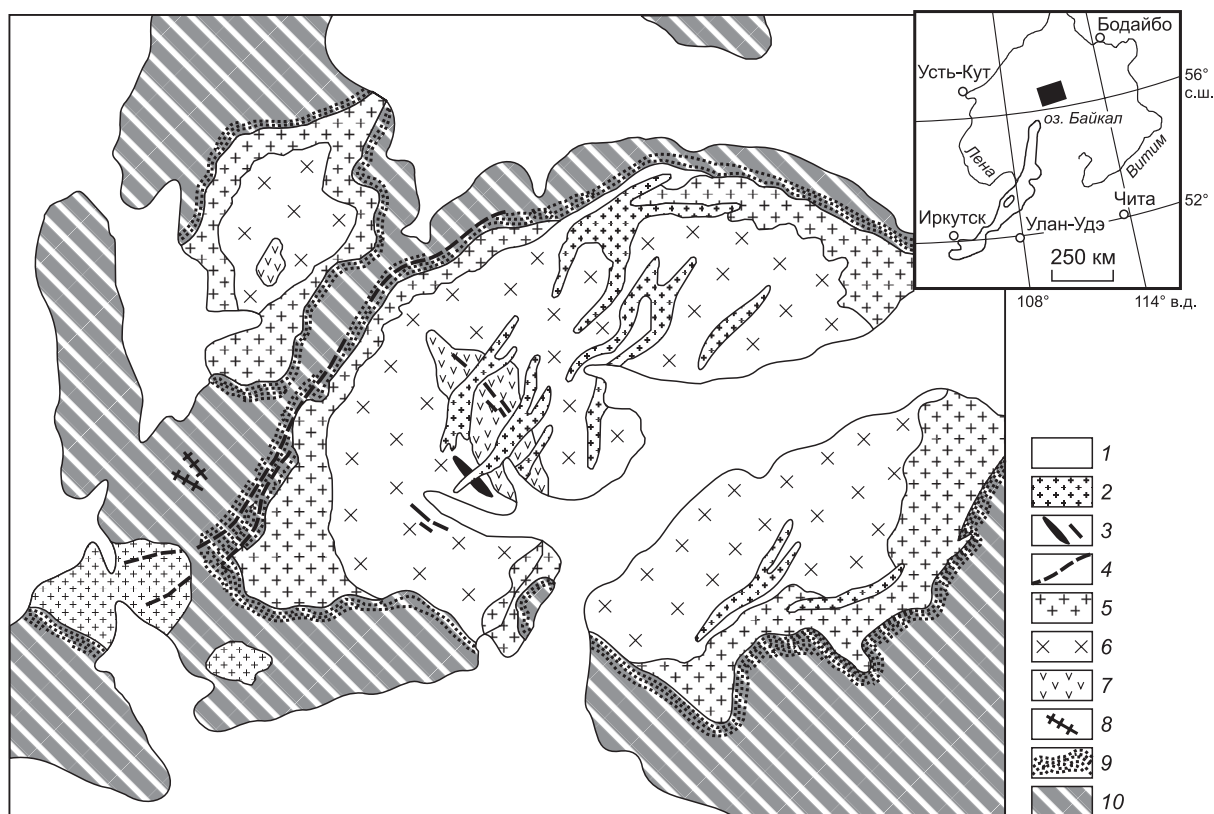


Рис. 2. Геологическая карта Бурпалинского массива.

1 — четвертичные отложения, 2 — щелочные граниты, 3 — апатит-флюоритовая жила, 4 — пегматиты, 5 — массивные кварцевые сиениты, 6 — полосчатые трахитоидные сиениты, 7 — нефелинсодержащие сиениты, 8 — шонкениты, 9 — пироксен-биотитовые кордиеритовые роговики, 10 — сланцы.

лит, сейдозерит, Са-сейдозерит, розенбушит, власовит, катаплеит, Са-катаплеит; минералы титана — сфен, астрофиллит, рамзаит, лопарит, металопарит, ринколит, Мп-нептунит, бафертисит, чевкинит, Мп-ильменит, пирофанит, Sr-перьерит, ландауит, рутил, анатаз, брукит; минералы редкоземельных элементов — лопарит, металопарит, бритолит, ринколит, меланоцерит, бастнезит, паризит, флюоцерит, анкилит, монацит, REE-апатит; минералы ниобия и тантала — пироксид, бетафит, лопарит, четыре разновидности металопарита, а также другие редкие минералы — лейкофан, гамбергит, эвдидимит, торит, тайниолит, брюстерит.

В некоторых участках на контакте редкометалльных пегматитов с алевролитами образуются фениты мощностью до 5—10 м. В фенитах редкометалльная минерализация представлена меланоцеритом, ринколитом, цирконом и породообразующими — альбитом, арфведсонитом и эгирином.

Особое место в схеме магматизма занимает крупная дайка апатит-флюоритовых пород. Апатит-флюоритовое жильное тело мощностью 10—20 м и протяженностью 2—3 км расположено в пуласкитах и нефелиновых сиенитах центральной части массива. Это тело сложено апатитом (10—30 %), флюоритом (20—70 %), а в эндоконтактных местах встречаются магнетит (1—10 %), биотит (3—15 %), пироксен (2—10 %), нефелин (1—5 %). Дайка средне- и крупнозернистого строения имеет резкие контакты с вмещающими пуласкитами. В южной части эта дайка пересекается жилой аляскитового гранита. Ранее исследователи эти породы отнесли к низкотемпературным гидротермальным образованиям. Термобаро-геохимические исследования наших образцов, проведенные В.Ю. Прокофьевым (ИГЕМ РАН), показали довольно высокие температуры образования минералов дайки (флюорита — более 560 °С и апатита — более 800 °С) [Сотникова и др., 2011]. Эти породы похожи на фоскориты карбонатных комплексов, только вместо кальцита в них кристаллизуется флюорит и отсутствует оливин. Концентрации редких элементов в сиенит-пегматитах достигают следующих максимальных значений (%): Zr = 4, REE = 3.5, Y = 0.5, Nb = 0.5, Th = 0.5, U = 0.1 и представляют промышленный интерес.

Щелочные массивы калий-натриевой серии

Томторский массив щелочно-карбонатных пород (площадь 250 км²) — крупнейший карбонатный массив мира. Он относится к вулканоплутоническим комплексам центрального типа. По геофизическим данным, породы прослежены на глубину не менее 10 км. Он расположен в Восточном Прианабарье на Уджинском поднятии и образует с Богдинским и двумя не вскрытыми массивами Уджинскую провинцию щелочных пород [Фролов и др., 2003]. Проведенное недавно новое датирование

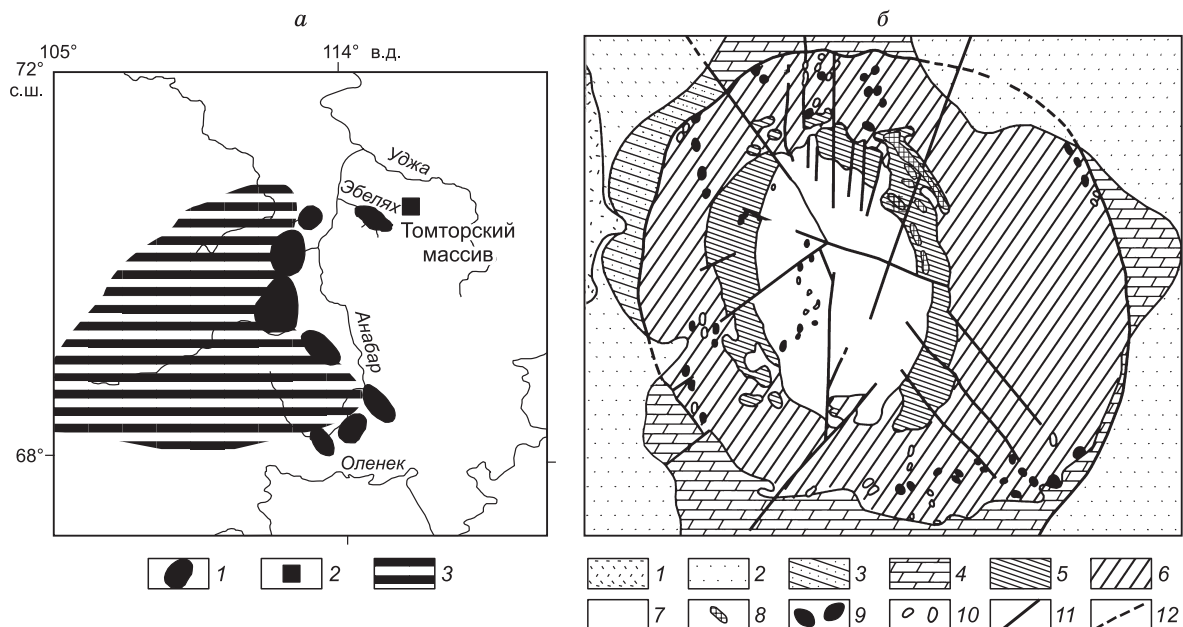


Рис. 3. Географическое положение Томторского массива (а) и геологическая карта (б).

а — 1 — кимберлитовые аномалии Прианабарья, 2 — Томторский массив, 3 — Анабарский щит; б — вмещающие породы: 1 — нижний триас: туфолавы, туфы, основные лавы; 2 — пермь: алевролиты, песчаники, угли; 3 — венд, томторская свита: алевролиты, песчаники; 4 — рифей: тирригенно-карбонатная (доломиты) свита; интрузивные породы: 5 — ийолиты, 6 — щелочные и нефелиновые сиениты, 7 — карбонатиты и руды, 8 — магнетит-апатитовые породы, 9 — диатремовые структуры, 10 — альениты; 11 — разломы, 12 — предполагаемые границы.

пород массива по цирконам указывает на двухэтапность становления массива с возрастом 700 и 400 млн лет [Владыкин и др., 2014б]. Геологическая карта массива представлена на рис. 3.

Нами разработана наиболее полная схема магматизма Томторского массива [Владыкин и др., 2014б]. Самыми ранними породами являются оливин-пироксеновые, пироксениты и Вт-пироксениты, встречающиеся в некоторых скважинах в виде ксенолитов. Следующая порция магмы была мелилит-ийолитового состава, имеющая и жильные аналоги. Далее внедрялись нефелиновые и щелочные сиениты миаскитового состава, занимающие 70 % площади массива, притом К-щелочные сиениты значительно преобладают над Na-нефелиновыми сиенитами.

Как видно из треугольных корреляционных диаграмм петрогенных элементов (рис. 4), содержания натрия не влияют на калиевый тренд кристаллизации массива.

Карбонатитовая составляющая отделялась как от мелилит-ийолитовой, так и от сиенитовой магмы, о чем свидетельствуют многочисленные сложные пересечения силикатных и карбонатных пород. Среди карбонатитов выделяются кальцитовые, кальцит-доломитовые, доломитовые и анкеритовые разновидности [Фролов и др., 2003]. Апатит-магнетитовые и апатит-слюдистые породы, вероятно, являются нельсонитами и связаны с карбонатитовыми породами. Все они относятся к плутонической истории становления массива с возрастом 700 млн лет.

Последующие тектонические движения приводят к выходу пород на поверхность и через 300 млн лет начинается вулканическая история формирования массива, представленная эффузивными потоками, силлами и жильными породами, диатремовыми брекчиями и рудоносными туфовыми образованиями. Наиболее ранние из них — вулканиты, силлы и дайки пикрит-лампроитовой серии [Владыкин, Торбева, 2005] — пересекают ранние карбонатиты и сами секутся более поздними карбонатитами, возможно, отделившимися от лампроитовой магмы. Силикатные породы подвергнуты процессам карбонатизации. В лампроитах первичные оливины и лейциты полностью замещены кальцитом. От них остались только

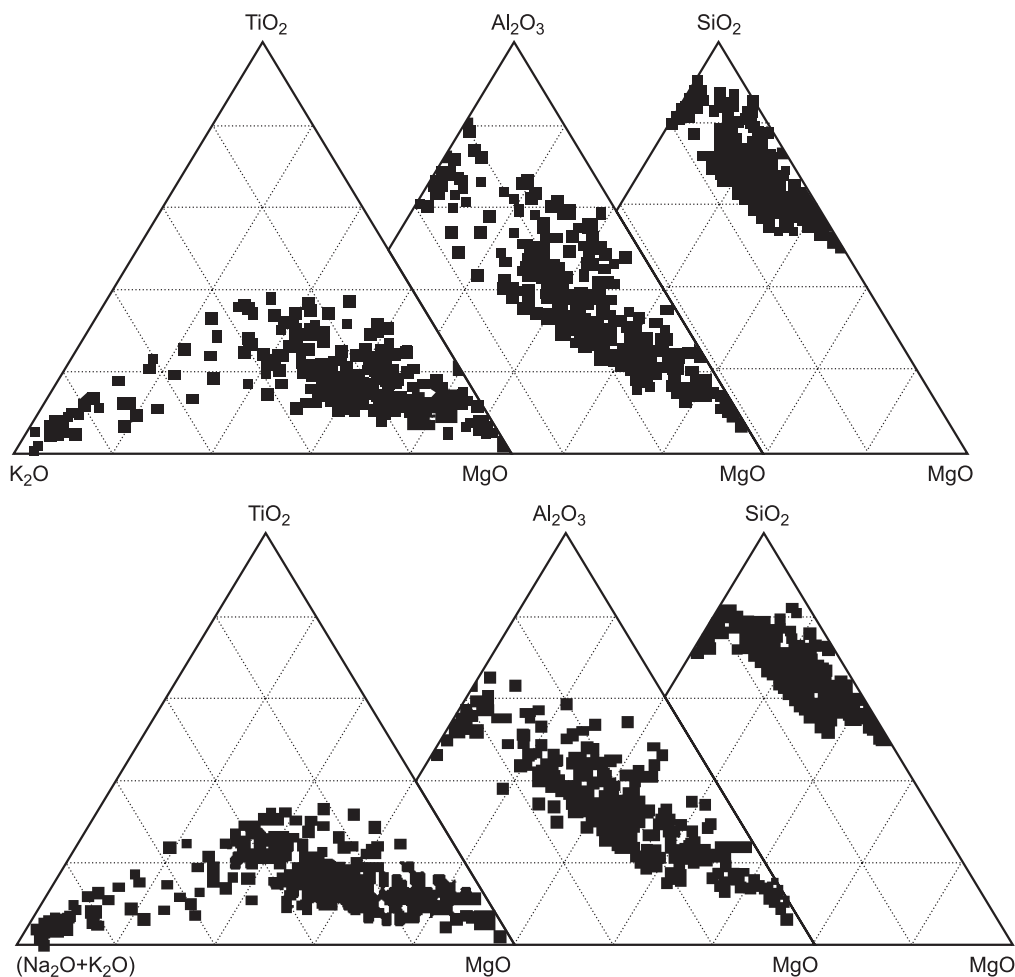


Рис. 4. Тройные корреляции породообразующих элементов с K_2O и $(Na_2O + K_2O)$ в силикатных породах Томторского массива.

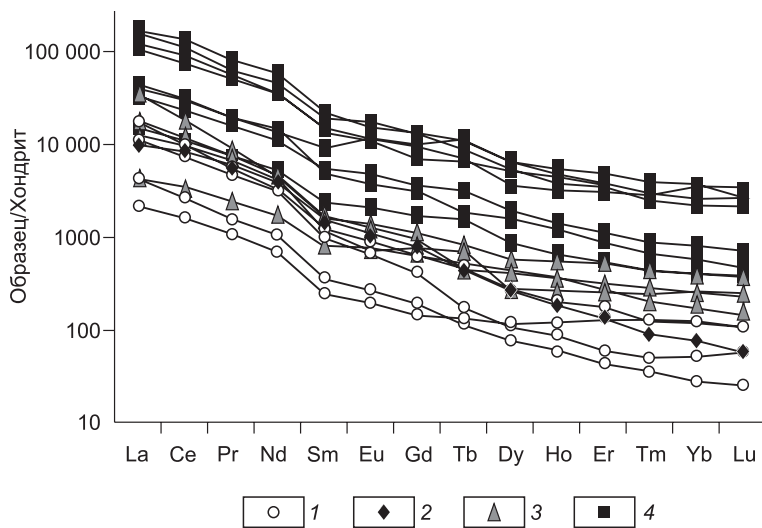


Рис. 5. Спектры REE в карбонатах и рудах Томторского массива.

1 — карбонаты кальцитовые, доломитовые, анкеритовые; 2 — апатит-магнетитовые породы; 3 — сидеритовые карбонаты; 4 — эксплозивные туфы (руды).

очертания форм кристаллов. По керну скважин эта толща имеет мощность не менее 300 м. Завершается вулканическая деятельность диатремовыми кимберлитоподобными брекчиями и извержениями лампроитовых и эксплозивных образований — рудоносных карбонатно-фосфатных туфов (Fe, P, CO₂, Nb, REE), которые сохранились в кальдере проседания в центральной части массива. Возможно, что состав этих эксплозивных образований был усложнен фумарольными процессами и выветриванием (гетитовые участки).

Эксплозивные рудоносные породы кристаллизовались из пересыщенных редкими элементами фосфором и железом водных и газовых продуктов, вылетая в атмосферу вместе с туфовым материалом, и осаждались на поверхность в виде горизонтальных полосчатых вулканогенно-осадочных образований. Кристаллизация рудных минералов происходила быстро. Этот вывод подтверждается скрытокристаллическим характером фосфатно-редкоземельных монацитоподобных минералов и землистой консистенцией пироксенов, которые обрастали вокруг кристаллических затравок, образовавшихся до извержения. Эти землистые образования сохраняют октаэдрическую форму пироксенов. Большинство кристаллических минералов имеет размер менее 0.01 мм. Среди этих вулканогенных образований встречаются и участки сидеритовых карбонатов с кристаллическим пироксеном. Руды Томторского массива комплексные и содержат (%): Nb до 20, REE до 14, Y до 1.5, Sc до 0.1, Zn до 5, V до 0.8, Ba до 4, Sr до 7.5, Ti до 8, Be до 0.03. Спектры REE для карбонатов и руд имеют одинаковые конфигурации и отличаются только общими содержаниями (рис. 5).

Двухэтапность вулканоплутонической деятельности массива связана с циклической работой глубинного плюма, прорвавшегося в наиболее ослабленную рифтовую зону Уджинского поднятия. Данные по изотопии Sr, С и О [Покровский, 2000], а также наши результаты по изотопии Sr-Nd свидетельствуют об эндогенном происхождении всех пород массива (при близких метках изотопов для всех пород), что не противоречит вулканотуфогенной природе редкометалльных руд. Эти данные однозначно отвергают модели осадочного переотложения и зон вторичного обогащения образования рудного комплекса массива, при которых значения меток изотопов руд отличались бы от меток изотопов других пород массива не менее, чем на два порядка.

Миаскитовые щелочные массивы калиевой серии

Сыннырский массив — самый крупный в мире К-щелочной массив площадью 600 км². Геологическая карта массива представлена на рис. 6 [Костюк и др., 1990]. Нами обоснована новая схема магматизма массива: Вт-пироксениты — шонкиниты — лейцитовые сиениты (сынныриты) — нефелиновые сиениты (дитроиты) — Fsp-сиениты (пуласкиты) — кварцевые сиениты — щелочные граниты — щелочные лампрофиры (дайки) — фоскориты — карбонаты — гидротермальные кварцевые жилы с Au.

Это комплекс миаскитовых ультракалиевых пород с самыми высокими в мире содержаниями K₂O = 19 мас. %. На петрохимических диаграммах наблюдаются единые тренды составов, что подтверждает гомодромность пород комплекса и новую схему магматизма. В ЮВ приконтактовой зоне массива известны фоскориты: кальцит-apatит-магнетит-форстеритовые породы, переходящие в кальцитовые карбонаты. В расплавленных включениях в сиенитах при их гомогенизации образуются капли, аналогичные по составам карбонатам. Исследования гранитного штока в с.-в. части массива показали, что это щелочные граниты, которые на петрохимических диаграммах образуют один тренд с другими породами Сыннырского массива (как и Мурунском), поэтому мы их относим также к сыннырскому комплексу. На левом берегу р. Лев. Мама напротив Сыннырского массива находится Якшинский. Химический состав пород в нем полностью аналогичен сыннырским. Вероятно, это проявление является саттелитом Сыннырского массива, а к востоку от последнего известны небольшие выходы щелочных

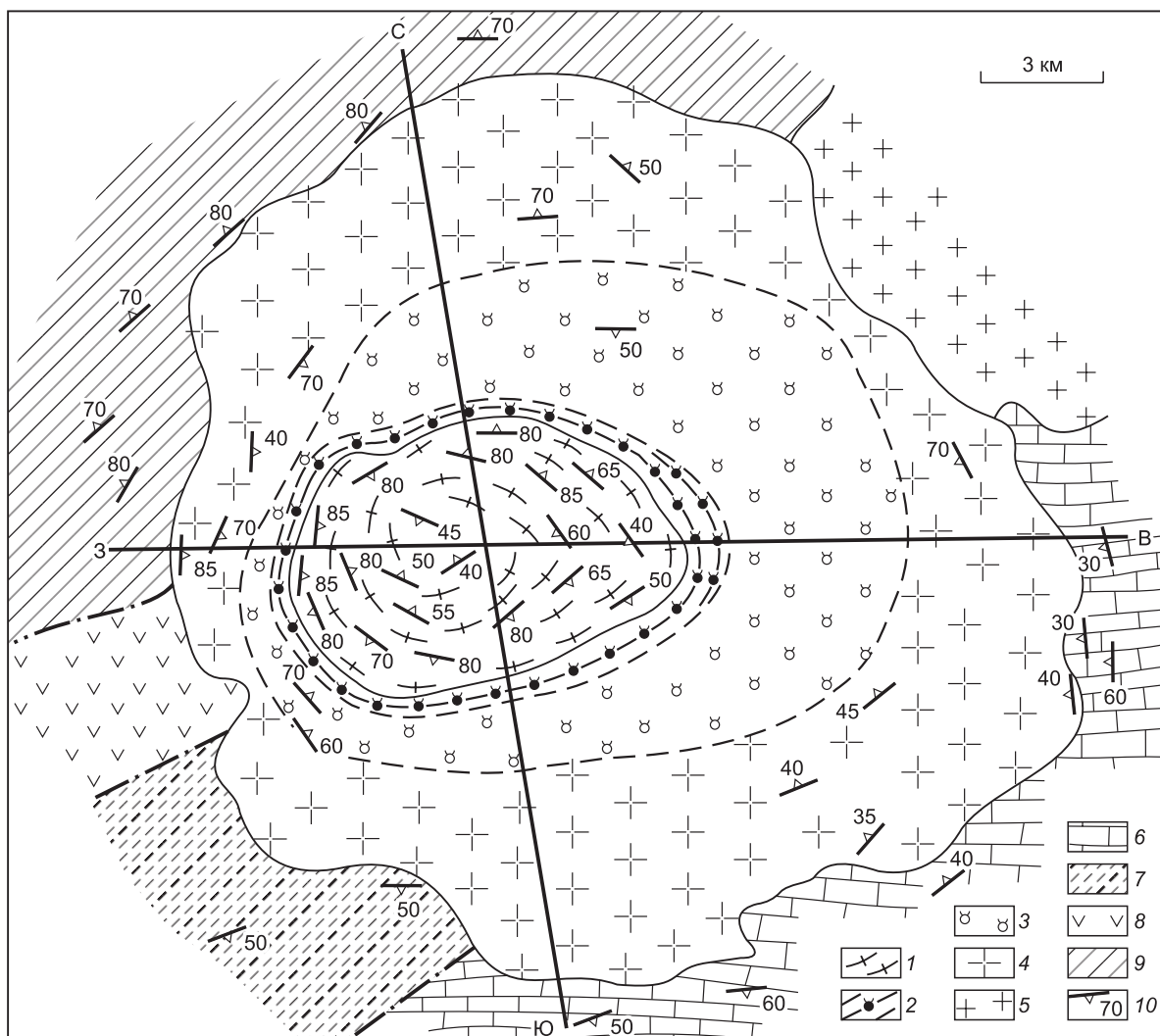


Рис. 6. Схема строения Сыннырского массива [Костюк и др., 1990].

1 — шток пуласкитов, вторая интрузивная фаза; 2 — кальсилит-калишпатовые псевдолейцитовые сиениты (сынныриты) и светло-сланцеватые калишпатовые метасоматиты; 3 — псевдолейцитовые и пойкилитово-зернистые нефелиновые сиениты; 4 — нефелиновые сиениты, фойяиты; 5 — гранитоиды; 6 — известняки среднего кембрия; 7 — песчаники, алевролиты холоднинской свиты раннего кембрия; 8, 9 — эффузивы: основного (8) и среднего (9) составов; 10 — элементы залегания пород.

гранитов, аналогичных восточному гранитному штоку. С учетом перечисленных выходов пород площадь сыннырского комплекса увеличивается вдвое.

Сынныриты — это лейкократовые лейцитовые сиениты, состоящие из одного лейцита с небольшим количеством слюды и пироксена. Лейцит распался в виде симплектитовых сростаний на $K-Fsp +$ кальсилит. Они содержат (мас. %): $SiO_2 = 53-56$, $Al_2O_3 = 22-25$, $K_2O = 16-20$, $Na_2O = 0.3-1.0$. В настоящее время для алюминиевой промышленности России имеется большой дефицит руды. Кия-Шалтырское месторождение нефелина выработано и руду продолжают вывозить из Гвинеи. Сынныриты являются перспективной рудой на $K-Al-Si$. Если извлекать все три компонента, то производство будет безотходным. Запасы руды громадные. Это монолитная горная порода и отрабатывается карьерным способом. Разработано пять технологических схем извлечения Al и K . Калий используется для изготовления бесхлорных удобрений. Прогнозные запасы суперчистых сынныритов Сыннырского массива оценены в 2.3 млрд т.

Агпайтовые калиевые щелочные массивы

К ним относятся Мурунский и Билибинский массивы Алданского щита [Vladykin, 2000]. В этих массивах обнаружен полный генетический ряд пород от ультраосновных до кислых. Геологические карты массивов приведены на рис. 7.

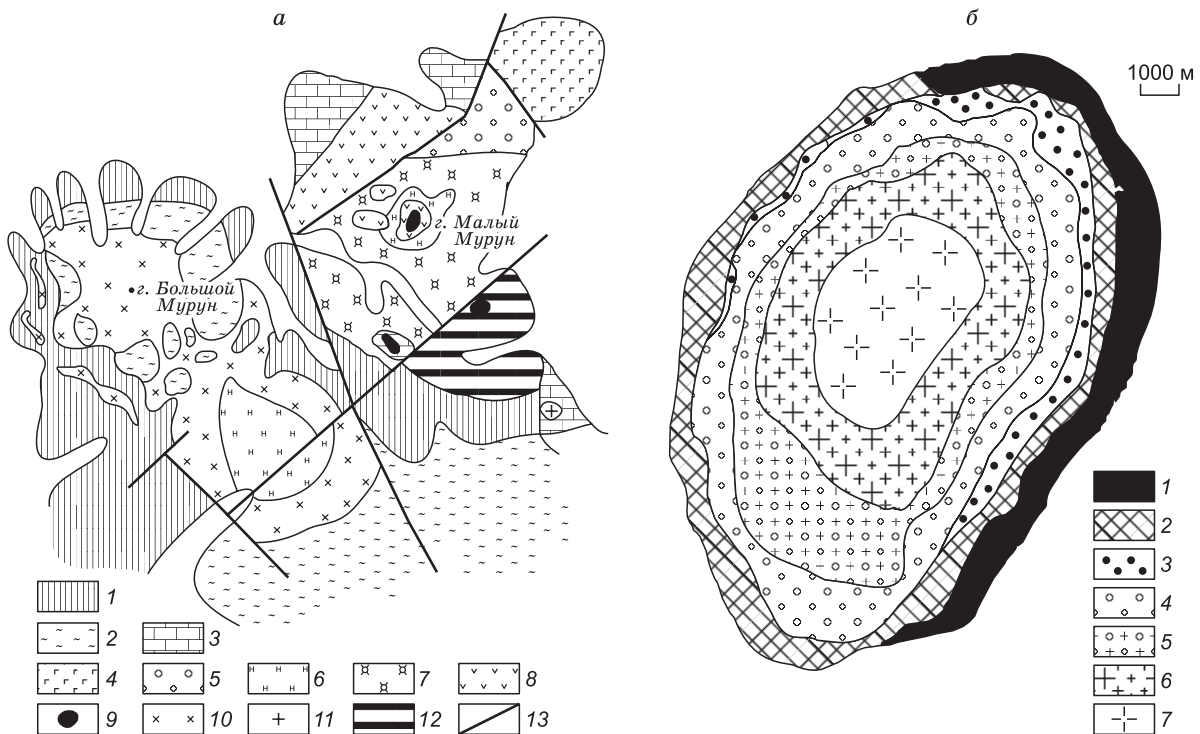


Рис. 7. Схемы геологического строения Мурунского (а) и Билибинского (б) массивов.

а: 1 — архейские гранитогнейсы, 2 — протерозойские кварцевые песчаники, 3 — доломиты; 4—12 — породы массива: 4 — сложенный комплекс Вt-пироксенитов, 5 — псевдолейцитовые сиениты, 6 — нефелиновые сиениты, 7 — щелочные сиениты, 8 — эффузивный комплекс лейцитовых фанолитов, лейцитовых лампроитов, 9 — эгириниты, 10 — щелочные и кварцевые сиениты, 11 — щелочные граниты, 12 — породы чароитового комплекса; 13 — разломы; б: 1 — сложенный комплекс К-ультраосновных-щелочных пород, 2 — шонкиниты, 3 — мезосиениты, 4 — щелочные сиениты, 5 — кварцевые сиениты, 6 — щелочные граниты, 7 — субщелочные амфибол-биотитовые граниты.

Мурунский массив является классическим представителем уникальных комплексов агапитовых К-щелочных пород. Площадь массива 150 км², возраст 120—145 млн лет. Мурунский массив делится на Западный Большемурунский и Восточный Маломурунский выход. Далее речь пойдет о последнем. Для Маломурунского массива характерна лампроитовая специфика кристаллизации первичной магмы [Владыкин, 1997, 2009], при которой не кристаллизуются альбит и нефелин. Из-за высокой калиевой щелочности при кристаллизации магмы интенсивно проявляются процессы дифференциации и расслоения магматического расплава. Эти процессы характерны для всех этапов становления интрузии — от ранней ультраосновной-щелочной фазы, затем для главной лейцит-сиенитовой фазы и вулканической лейцит-фанолитовой и кончая поздней остаточной от кристаллизации ранних пород силикатно-карбонатной фазой внедрения магмы [Vladykin, 2008; Владыкин, 2009]. Далее представлена детальная схема магматизма пород Маломурунского массива:

1. Ранняя фаза массива проявлена в с.-в. части массива (Мартовская аномалия). Самые ранние породы — это оливин-шпинелиевые и оливин-монтichelлит-флогопит-пироксеновые породы с мелилитом, которые в виде ксенолитов встречаются в Вt-пироксенитах. По данным термобарогеохимии [Панина, Владыкин, 1994], температуры их кристаллизации следующие (°C): оливин — 1500, монтichelлит — 1400, пироксен — 1300, мелилит и апатит — 900. Главные представители ранней фазы — это К-ультраосновные-щелочные породы расслоенной серии: Вt-пироксениты (Вt + Ру + Ар)*, лейцитовые шонкиниты (Вt + Ру + Lc), калишпатовые шонкиниты (Вt + Ру + KFsp), оливиновые лампроиты (Ol + Вt + Ру + Lc + KFsp), К-ийолиты (Ks + Вt + Ру + Gr). Мощность слоев пород 1—5 м, контакт этой серии пород с вмещающими породами тектонический.

2. Главная фаза массива представлена расслоенной серией различных сиенитов: это лейцитовые сиениты — сынныриты (Вt + Ру + Lc), кальсилитовые сиениты (KFsp + Ks), калишпатовые сиениты (Вt + Ру + KFsp), лейкосиениты (KFsp) и в небольшом количестве кварцевые сиениты (KFsp + Qu). Они

* Ар — апатит, Вt — биотит, Ру — пироксен, Ol — оливин, Плц — псевдолейцит, Gr — гранат, Ks — кальсилит, Fsp — калиевый полевой шпат, Qu — кварц, Lc — лейцит, Кс — кальцит.

образуют переслаивающиеся тела мощностью 1—3 м. Переслаиваются не только сиениты разного минерального состава, но и разной текстуры и меланократовости, т. е. слои мелко- и крупнозернистые, лейко- и меланократовые. Последними в этой серии кристаллизовались дайки и штоки щелочных гранитов. Породы главной фазы занимают более 50 % площади и располагаются в центральной части Мало-мурунского массива.

3. Следующая фаза массива — вулканическая. Она представлена лавами и покровами, туфолавами, лавобрекчиями также расслоенного комплекса лейцитовых фонолитов, лейцититов и лейцитовых лампроитов. С этой фазой внедрения связаны различные дайковые породы: лейцитовые тингуаиты, санидиновые лампроиты, эгирин-микроклин-кальсилитовые лампрофиры с таусонитом, эгирин-KFsp-кальсилитовые лампрофиры с К-батиситом, KFsp-эгирин-лампрофиллитовые лампрофиры и кальсилит-эгирин-эвдиалитовые луювриты с владыкинитом. Вулканические породы располагаются в центре и в северной части массива, а дайки по всему массиву.

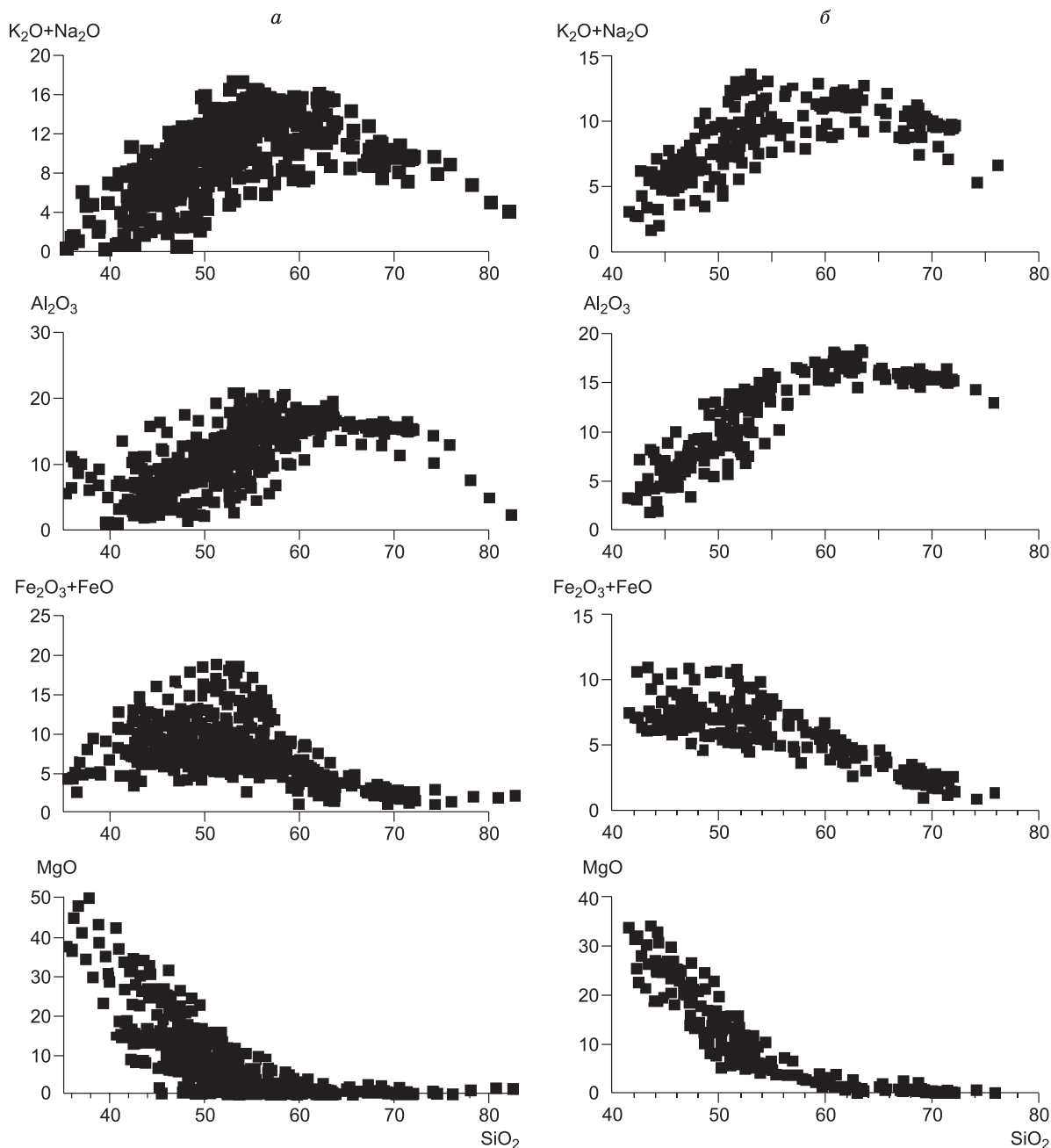


Рис. 8. Парные корреляции петрогенных элементов Мало-мурунского (а) и Билибинского (б) массивов (мас. %).

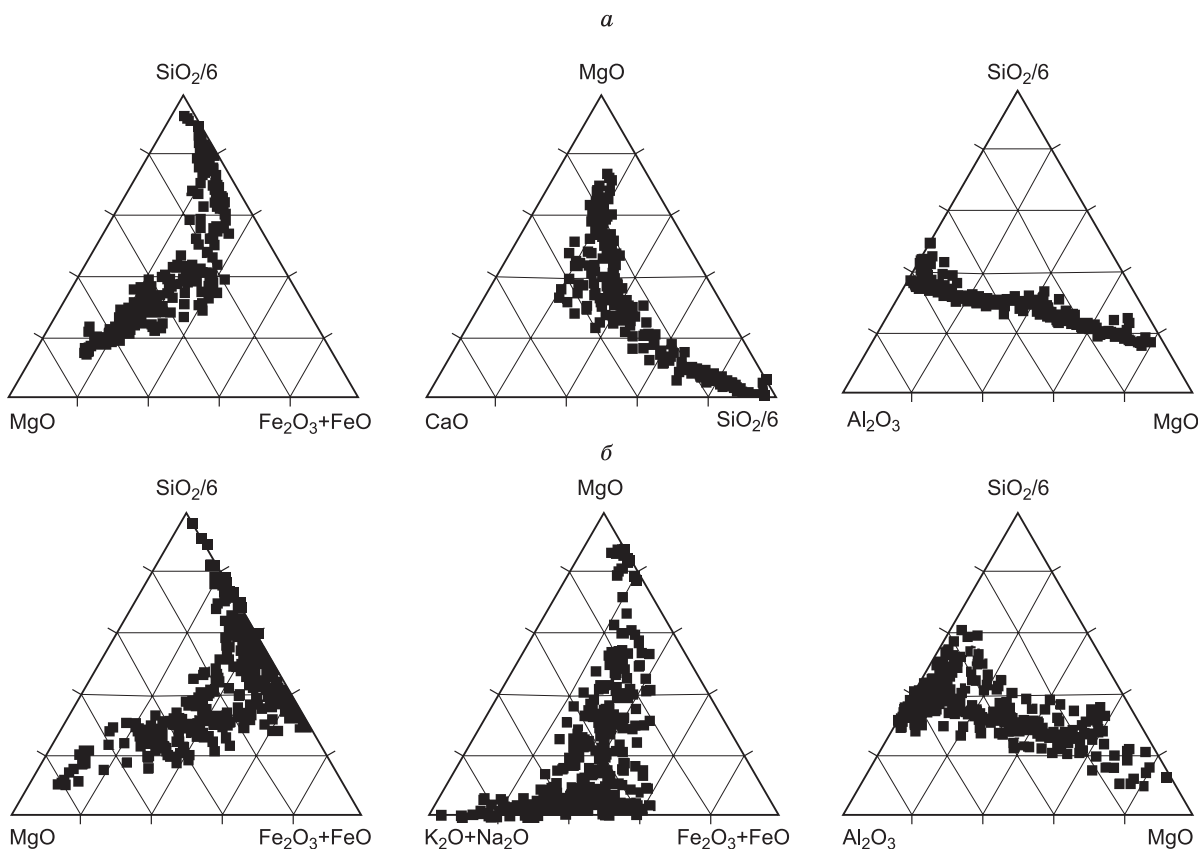


Рис. 9. Тройные корреляции петрогенных элементов Маломурунского (*а*) и Билибинского (*б*) массивов.

4. Последняя фаза массива представлена расчлененным комплексом силикатно-карбонатных пород чароит-карбонатитовой серии. Они содержат микрокалшпатиты, калишпат-пироксеновые и кварц-кальцит-калшпат-пироксеновые породы, чароитовые породы различного минерального состава и карбонатиты. Среди карбонатитов выделяются три разновидности — бенстонитовые, кальцитовые и кварц-кальцитовые с графическими структурами. Породы этой серии занимают площадь в 10 км² в ю.-в. приконтактной части массива. Они образовались из остаточного расплав-флюида, обогащенного щелочами и Ba-Sr. Он был реакционный и реагировал с ксенолитами лампроитовых даек, а провес доломитовой кровли над этими породами превратился в кальцит-К-рихтерит-тетраферрифлогопитовые породы с месторождением К-рихтерит-асбеста. Самыми поздними образованиями массива являются гидротермальные жилы и зоны с такими рудными компонентами, как U, Th, Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Mo, Ti, Nb.

На петрохимических диаграммах (рис. 8, 9) наблюдается единый тренд составов пород от ультраосновных до гранитных, что подтверждает гомодромность пород комплекса. Проведенные термобарогеохимические исследования [Панина и др., 1989] показывают, что кристаллизация первичной магмы в ранних породах начинается с оливина при $T = 1500$ °С, лампроиты кристаллизуются при 1200—1050 °С. В расплавных включениях в монтчеллите наблюдается силикатно-карбонатная несмесимость, причем силикатная составляющая отвечает составу лампроитов, а карбонатная — карбонатитам [Панина, Моторина, 1999]. Эта карбонатная составляющая отделяется от силикатного расплава, кристаллизуется тут же в монтчеллитовых породах и не является прообразом более поздних карбонатитов.

В некоторых сиенитах и чароитовых породах также наблюдаются округлые выделения карбонатитов. Кроме того, в сиенитовых и силикатно-карбонатных породах массива встречаются все минералы, характерные для лампроитов, — К-рихтерит, К-батисит, вадит, делит, прайдерит. В них, как и в лампроитах, не кристаллизуются плагиоклаз и нефелин, геохимическая специфика аналогичная. Исходя из этих данных, мы считаем, что состав первичной магмы Маломурунского массива был близок к лампроитовому и породы массива — производные раскристаллизованной высокодифференцированной лампроитовой магмы. В мире больше нет примера такого объема лампроитовой магмы. Этим же объясняется и уникальность минерала чароита, который даже в микроколичествах не встречен нигде в мире.

Термобарогеохимические исследования чароитовых пород и карбонатитов [Владыкин и др., 1994] показывают, что их кристаллизация начинается из расплава при 750 °С. Экспериментальные данные ступенчатого распада бенстонита (до 12 фаз) подтверждают начальную $T = 750$ °С. Новые термобарогеохимические исследования расплавных и флюидных включений в чароитовых и карбонатитовых породах показали, что кристаллизация этих пород начинается с пироксена при 800 °С и заканчивается при 400 °С. Для этих пород характерна полосчатая и капельная расслоенность, структуры течения и зоны закалки, состоящие из микрокристаллических иголок чароита. Объяснить эти явления метасоматическим путем невозможно. Кроме того, кварциты, по которым должен был развиваться чароит (по метасоматической гипотезе его образования), — самая инертная для метасоматоза среда, и при взаимодействии нужно привести все компоненты, а на контакте чароитовых пород с кварцитами наблюдается всего 10 см зон контактового взаимодействия.

На Мурунском массиве известны месторождения апатита, сынныритов, К-рихтерит-асбеста, Ва и Sr в карбонатной форме, TiO_2 (брукит, анатаз) и серия месторождений металлов. По данным геохимии изотопов Nd и Sr [Владыкин, 2005], источником первичной магмы Маломурунского массива была обогащенная мантия EM-1, возраст которой, определенный по изотопам Pb, равен 3.2 млрд лет.

Билибинский массив, напротив, кристаллизовался в спокойной тектонической обстановке в центральной части Алданского щита. Он также имеет кольцевую структуру (см. рис. 7). Для большей части массива характерна камерная кристаллизация с постепенными переходами от одной породы к другой [Владыкин, 1996]. Можно выделить две фазы внедрения.

1. Расслоенный комплекс ультраосновных-щелочных пород: перидотиты (Ol + Py + Bt), Bt-пироксениты (Bt + Py + Ap), Ol-лампроиты (Ol + Py + Bt + Lc), Lc-фергуситы (Bt + Py + Lc + Fsp).

2. Камерная кристаллизация: шонкиниты (Bt, Py, Fsp), Плц-сиениты, Fsp-сиениты, Qu-сиениты, щелочные граниты, субщелочные граниты.

Такой полный набор пород (дифференциаты К-щелочных комплексов) известен только в Мурунском массиве. Парные и тройные корреляции петрогенных элементов (см. рис. 8, 9) подтверждают гомогенность пород массива. Вероятно, первичная магма Билибинского массива (в отличие от Мурунского) не содержала карбонатной составляющей, поэтому в нем образовались карбонатиты и чароитовые породы.

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ КАРБОНАТИТОВ

Другой петрологической особенностью щелочно-ультраосновных комплексов является присутствие среди их поздних дифференциатов карбонатитов. Карбонатитовая проблема — одна из крупнейших в современной петрологии, геохимии и геологии рудных месторождений. С карбонатитовыми комплексами связаны крупнейшие месторождения редких элементов: ниобия, тантала, редкоземельных элементов, циркония, стронция, бария, железа, меди, апатита, флюорита, флогопита, вермикулита, форстерита, К-рихтерит-асбеста, самоцветов — чароита, Cr-диоксида, дианита и других полезных ископаемых.

В 60-е годы прошлого столетия карбонатитами было принято называть эндогенные карбонатные породы с более чем 50 %-й карбонатной составляющей, имеющие определенный набор редких элементов и связанные с комплексами (натриевых) ультраосновных-щелочных пород. Позже карбонатиты были обнаружены и с комплексами (калиевых) щелочных пород, хотя отнесение последних к «карбонатитам» ставилось под сомнение. В генетическом отношении в то время большинство русских геологов считали карбонатиты метасоматическими образованиями. Однако в процессе разноплановых исследований (геологических, минералого-петрографических, геохимических, изотопных) была подтверждена эндогенная природа карбонатитов и их магматический генезис. Особую роль в расшифровке генезиса карбонатитов сыграло обнаружение карбонатитовых лав в действующем влк. Олдоньи-Ленгай (Танзания) и находки расплавных включений термобарогеохимическим методом, который особенно интенсивно развивался в СССР. К этому времени накопилось очень много спорных моментов в вопросе генезиса отдельных проявлений карбонатитов и отнесении различных пород к карбонатитам. В конце 80-х годов прошлого столетия вышла фундаментальная монография под редакцией К. Белла [Carbonatites..., 1989], где на современном уровне были освещены многие аспекты карбонатитовой проблемы. По ассоциации пород в массивах [Mitchel, 2005] выделено несколько кланов карбонатитов, но эти кланы не объединены в более крупные формации ни по химизму, ни по рудоносности. В начале XXI в., в связи с развитием представлений плюмовой тектоники, изучение карбонатитов получило дальнейшее развитие как представителя глубинного магматизма и с их помощью появилась возможность расшифровывать процессы глубинной геодинамики. Кроме того, доказана устойчивость карбонатитов в нижней мантии Земли. Рассмотрим некоторые вопросы формационной принадлежности различных карбонатитовых комплексов по геохимическим и генетическим критериям.

В основу выделения формационных типов карбонатитовых комплексов мы предлагаем вносить следующие критерии: тип щелочности (Na или K) щелочных пород комплексов и временной этап отделения карбонатитовой жидкости от силикатных расплавов различных уровней дифференциации первичной магмы [Vladykin, 2008]. Эти два параметра генетически связаны, от них зависит и тип рудоносности карбонатитовых комплексов. Большинство исследователей считают, что **карбонатиты являются поздними дифференциатами** глубинных по происхождению щелочно-ультраосновных магм, имеющих мантийные источники.

По времени отделения карбонатитовой жидкости от силикатной магмы и типу щелочности первичных силикатных магм комплексов можно выделить три формационных типа карбонатитов, а в четвертый тип мы объединяем все карбонатитовые проявления неясного генезиса.

Первый формационный тип карбонатитов наименее дифференцирован и связан с K-ультраосновными пикрит-кимберлитовыми магмами. Эти карбонатиты образуют жильные тела или брекчии в диагматитовых структурах с ксенолитами кимберлитов [Маршинцев, 1974]. Первичная кимберлитовая магма содержит наибольшее количество карбонатной составляющей, чем другие, с большим внутренним давлением CO_2 в магме, что и приводит к ее взрыву в приповерхностной зоне земной коры. При этом карбонатная и силикатная магма разделяется, и обе они вскипают. Силикатная часть образует кимберлитовую туфобрекчию, а карбонатная — газ CO_2 и H_2O (при окислении водорода), которые тут же карбонатизируют и серпентизируют кимберлитовую силикатную часть. Остаточный гидротермальный раствор кристаллизуется в виде кварц-карбонатных жил. В другом случае, если магма не вскипает, то кристаллизуются массивные кимберлиты, а карбонатная составляющая отделяется в виде солевого расплава и кристаллизуясь, образует даечные тела. Для таких карбонатитов характерна кимберлитовая ассоциация редких элементов (Cr, Ni, Co, Ba, Sr) и редко Nb. Они, как и кимберлиты, иногда содержат ксеногенные алмазы.

Второй формационный тип карбонатитов связан с ультраосновными-щелочными комплексами натриевой специализации. Это классические карбонатиты Кольской, Маймеча-Котуйской, Саянской и других провинций. Отделение карбонатно-силикатной составляющей в них идет при более низких температурах при кристаллизации пироксенитов и ийолитов. Эти карбонатиты более дифференцированы и содержат накопившиеся высокотемпературные редкие элементы Nb и Ta. В силикатных минералах карбонатитов присутствует радикал $[\text{SiO}_4]$ — это гранаты, форстериты, клиногуммиты и т. д., что также характеризует высокие температуры их кристаллизации. Образуются кальцитовые, кальцит-доломитовые, доломитовые и анкеритовые разновидности карбонатитов. Главным рудоносным минералом, формирующим месторождения Nb-Ta, является пирохлор и его разновидности.

Третий формационный тип карбонатитов связан со щелочными комплексами калиевой специализации. Ранние породы в них представлены ультраосновными Вт-пироксенитами, шонкинитами, оливин-мелилитовыми (камафугитами) и меланефелинитовыми вулканитами. Наиболее яркие представители этого типа — щелочные вулканиты Африки и Монголии, а также Мурунский вулканоплутон на Алданском щите [Владыкин, Царук, 2003]. К этому же формационному типу мы относим карбонатиты Маунтин Пасс в США, Баюнь-Обо в Китае [Владыкин, 2013], Тамил-Наду в Индии [Vladykin et al., 2008]. Как говорилось выше, калий обладает более сильными щелочными свойствами, чем натрий, поэтому отделение силикатно-карбонатной составляющей от силикатной магмы в K-комплексах идет на еще более поздней стадии дифференциации магмы, чем в Na-комплексах, при кристаллизации сиенитов и гранитов. Силикатные минералы в карбонатитах представлены калиевыми полевыми шпатами, пироксенами и слюдами. В них редко встречаются минералы Nb и Ta, но характерны месторождения редкоземельных элементов, Ba-Sr, флюорита. В особых случаях встречаются самоцветы: чароит и дианит. В комплексах этого типа широко развиты процессы расслоения вещества. С гидротермальной стадией связаны месторождения урана, золота и полиметаллов.

ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ Sr, Nd, С, О В ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ КОМПЛЕКСАХ

Как известно, тип мантийного источника щелочных магм определяется по соотношению изотопов Sr и Nd с учетом возраста образования пород. Выделяются три главных типа мантии: деплетированная (обедненная) мантия, обогащенные мантии EM-1 и EM-2. Для разных типов мантии отмечаются разные значения меток изотопов. Так, для деплетированной мантии типичны положительные значения ϵ_{Nd} и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в пределах 0.702—0.705, для EM-1 отмечаются отрицательные значения ϵ_{Nd} и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705$ —0.711, а для EM-2 — отрицательные ϵ_{Nd} и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705$ —0.725. Раньше вызывали сомнения отнесение щелочных пород к мантийным образованиям с метками изотопов Sr более 0.705. Однако в несомненно мантийных породах — лампроитах Испании и алмазоносных лампроитах Австралии — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ доходит до 0.722 [Владыкин, 1997].

Нами были получены данные по геохимии изотопов Nd и Sr многочисленных массивов щелочно-карбонатитовых комплексов Сибири и Монголии (рис. 10, а), описанные детально в работе [Владыкин,

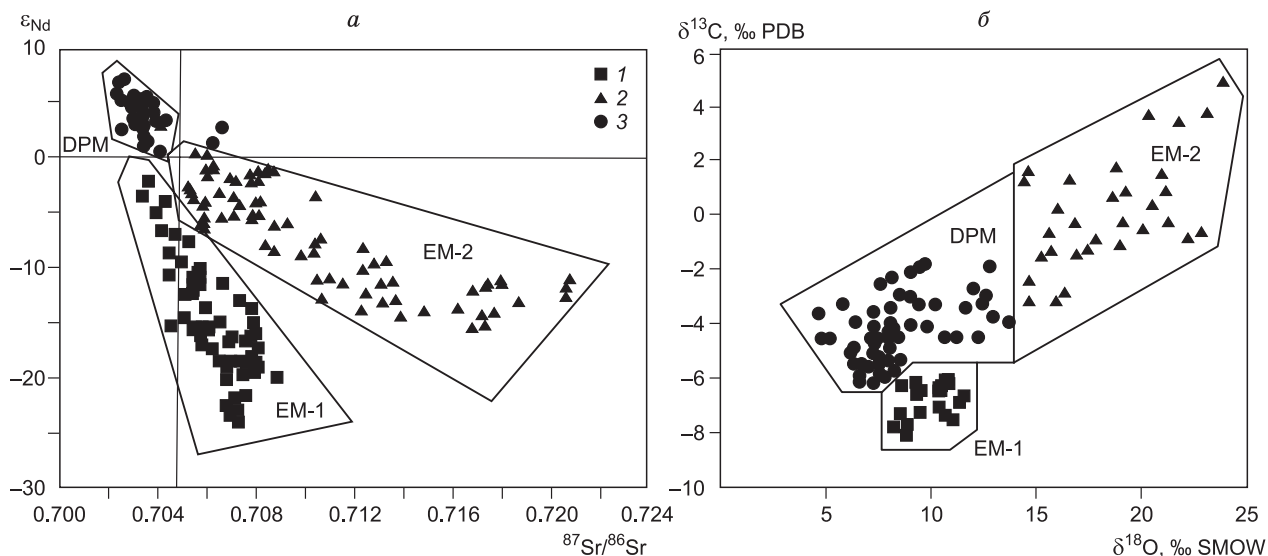


Рис. 10. Соотношение изотопов Sr-Nd и C-O в породах щелочно-карбонатитовых комплексов [Владыкин и др., 2004; Владыкин, 2005].

a, б — пояснение см. в тексте. 1 — щелочные, лампроитовые, карбонатитовые комплексы рифтовых зон между Сибирской платформой и Алданским щитом, а также Северо-Американской платформой и Канадским щитом; 2 — щелочные, лампроитовые, карбонатитовые комплексы складчатых областей; 3 — щелочные и карбонатитовые комплексы обрамления Сибирской платформы. DPM — деплетированная мантия.

2005]. Обобщение изотопных данных по этим щелочно-карбонатитовым комплексам различного химизма и их систематика привели к интересным геодинамическим выводам. Оказалось, что карбонатитовые комплексы обрамления Сибирской платформы (где преобладала субдукция океанических базальтов) образовались из источника деплетированной мантии. Это массивы Восточно-Саянской провинции (Большезиминский, Среднезиминский, Тагинский и Жидойский), Маймеча-Котуйской провинции (Гули и Ессей), Енисейского кряжа (Кия и Татарский), а также Восточно-Алданской и Сетте-Дабанской провинций (Арбарастах, Ингили и Горное Озеро).

Щелочно-карбонатитовые комплексы складчатых поясов (где субдуцировались в мантию по зонам Бенюффа коровые породы) образовались из обогащенной мантии EM-2. В процессе рециклинга в складчатых зонах смешалось мантийное вещество с коровыми породами, поэтому для этой смешанной мантии характерны высокие метки отношений изотопов Sr. При плавлении этой смешанной мантии с высокими отношениями изотопов Sr образовались магмы карбонатитовых комплексов Монголии (Мушугай-Худук, Улугей Хид и Баян-Хушу, Лугингол, Бэлтсин-Гол), Бурятии (Халюта, Аршан, Южный, Ошурково и Ермаковка), карбонатиты Северного Тянь-Шаня (Дарай-Пиоз), Северного Прибайкалья (Бурпала), а также лампроиты Австралии, Испании, Италии [Владыкин и др., 2004].

Щелочные комплексы рифтовых зон между Сибирской платформой и Алданским щитом, между Северо-Американской платформой и Канадским щитом (где не было субдукции из-за их большого удаления от океана) выплавлялись из наиболее глубокой обогащенной мантии EM-1. Это массивы Алданского щита — Мурунский, Рябиновый, Якокутский, Билибинский, Ханинский и лампроиты Северной Америки — Лейцит Хиллс, Смоки Бьют, Прери Крик. Для них типичны отрицательные значения ϵ_{Nd} (до -25).

Цифровые метки изотопов C и O в щелочных породах обычно образуют большое поле [Carbonatites..., 1989], в котором трудно разобраться. Однако, когда мы нанесли на этот график данные по типу мантии, определенной по изотопам Nd и Sr из тех же проб, то выделились также три поля типов мантии, в которые попадают изотопные метки щелочных массивов [Владыкин и др., 2004], образовавшиеся в различной геодинамической обстановке (см. рис. 10, б). Для массивов обрамления платформы это деплетированная мантия, для складчатых зон — мантия EM-2 и для массивов между щитом и платформой — EM-1. В отношении связи рудоносности и типом мантии, из которой выплавлялись щелочные магмы, выявилась интересная закономерность. Два массива близкого состава могут располагаться рядом, выплавляться из одного типа мантии и иметь разную рудоносность, а массивы с близкой рудоносностью могут находиться в совершенно разных тектонических районах и выплавляться из мантии

разного типа. Определяющим фактором рудоносности является малая степень селективного плавления мантийного вещества при образовании ультраосновной-щелочной магмы и ее количество, а также дальнейшие процессы дифференциации этой магмы.

ДИНАМИКА ОБРАЗОВАНИЯ ПЕРВИЧНОЙ УЛЬТРАОСНОВНОЙ-ЩЕЛОЧНОЙ КАРБОНАТИТОВОЙ МАГМЫ

Схема образования щелочно-ультраосновной магмы под действием тепла плюмов показана на рис. 11. Горячий плюм, представляющий собой сгусток энергии, образуется в ядре Земли из-за перегрева ядра и несоответствия скорости вращения жидкого и твердого ядра, которые вращаются еще и в разные стороны. Эта энергия вместе с углеводородами, H, CH, CN и др. накапливается до величин, когда она способна преодолеть магнитное притяжение ядра и переходит в нижнюю мантию, в слой D". Из-за высокого давления в нижней мантии плавления субстрата не происходит. По физическим законам передвижения от горячего к холодному плюм поднимается в участки с более низким давлением по ослабленным зонам до такого уровня PT-мантии, где под действием более высокой температуры плюма по сравнению с температурой мантии начинается плавление верхнемантийного субстрата. При плавлении ультраосновного мантийного субстрата происходит окисление углеводородных (газов), пришедших с плюмом. Положительным фактором для плавления мантийного субстрата является его предварительная метасоматическая переработка более ранними геологическими процессами, особенно карбонатизация и ослюднение. Здесь же может происходить реакция с образованием первичных карбонатных обособлений и выплавление силикатной ультраосновной-щелочной магмы. По объему выплавленной силикатной магмы в 500—1000 раз больше, чем карбонатного расплава. Силикатный расплав легко поглощает карбонатный расплав и смешивается с ним. Главным фактором при выплавлении ультраосновных-щелочных магм является очень низкая степень селективного плавления мантийного вещества, обычно менее 1 %. Вероятно, первыми плавятся слюды, гранат, амфибол, ильменит, хромдиоксид, обогащенные редкими элементами относительно оливина и ромбического пироксена.

В настоящее время единственными представителями мантии являются ультраосновные ксенолиты в кимберлитах и щелочных базальтах. Учитывая их химический и минеральный состав, мы считаем, что в природе нет первичных чисто щелочных магм. Они — дифференциаты ультраосновных-щелочных магм, источником щелочей в которых могут являться метасоматизированные участки мантии, обогащенные слюдой или калиевым рихтеритом. Щелочи в какой-то мере могут привноситься и плюмами. При изучении мантийных ксенолитов из кимберлитов мы встречали ксенолит (20 % оливина, 20 % ромбического пироксена, 15 % ильменита и 5 % граната), содержащий Nb = 500 г/т, Ta = 15 г/т, и другой

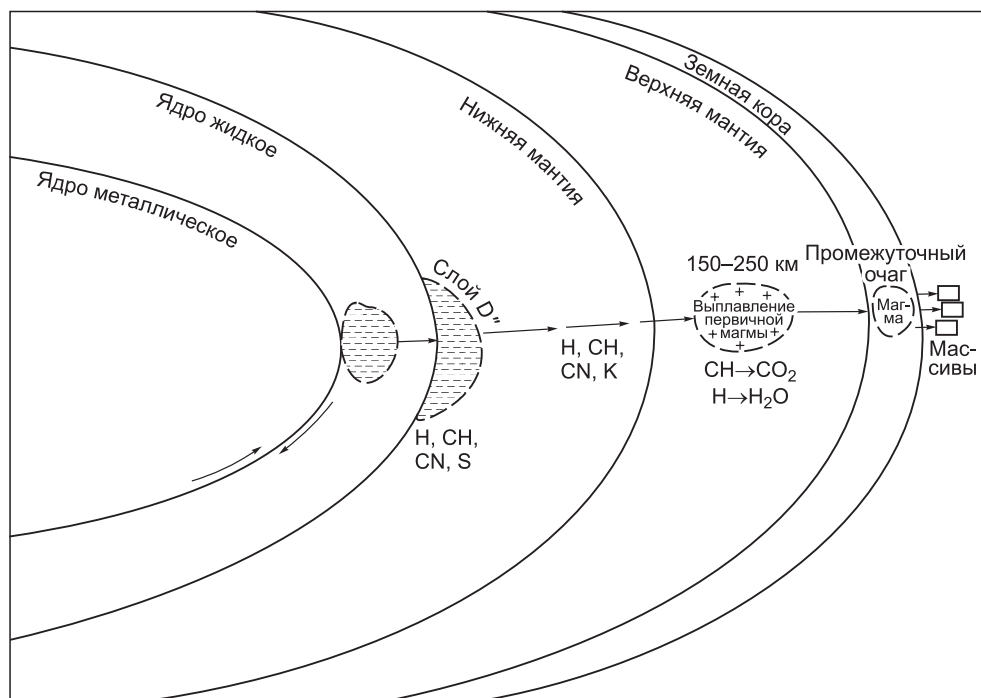


Рис. 11. Схема динамики образования магмы щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов.

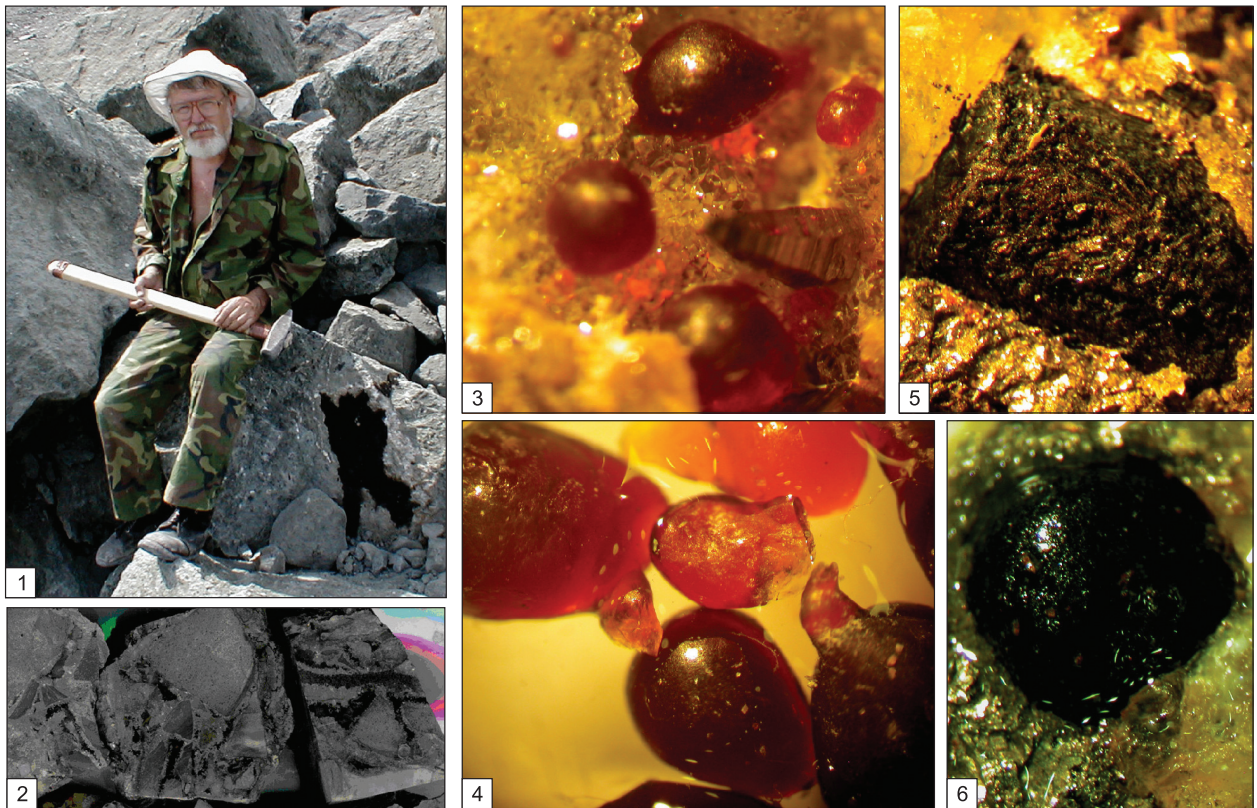


Рис. 12. Битумы в кимберлитах тр. Удачная.

1, 2, 5, 6 — черные битумы, заполнившие пустоты в кимберлитах, 3, 4 — цветные битумы в гидротермальных жилах совместно с кварцем и сульфидами.

ксенолит ($Nb = 52$ г/т, $Ta = 65$ г/т) (данные анализа ICP-MS). Чтобы получить хоть какое-то представление о плюмовых углеводородных газах мы собрали коллекцию битумов из кимберлитов. Встречаются черные твердые битумы, заполняющие пустоты в кимберлитах. На рис. 12 черный битум при $43^\circ C$ в воздухе расплавился и превратился в жидкость. Цветные битумы (желтые, красные) образуют удлиненные пузыри, которые одним концом зацеплены между кристаллами пирротина (см. рис. 12). Отделяются они из раствора после кристаллизации кварца совместно с сульфидами и до кальцита, и гипса. Они отделяются в гидротермальную стадию, но имеют глубинное плюмовое происхождение и сохраняются в магме в течение всего магматического процесса.

Далее эта большеобъемная силикатная магма с растворенными в ней карбонатами (или обогащенная CO_2) и перегретая плюмовым теплом начинает подниматься по ослабленным рифтовым зонам в верхние горизонты земной коры, пока ее внутреннее давление не уравнивается с литостатическим давлением вмещающих пород. Здесь образуется промежуточный магматический очаг и начинается кристаллизация ранних вкрапленников. В зависимости от степени перегретости магмы и термостатических свойств вмещающих пород эта магма может находиться в жидком состоянии довольно значительный промежуток времени. Пока магма передвигалась с места выплавления до последнего магматического очага, происходила дифференциация различных элементов и образование их специфических комплексных соединений. Произошло перераспределение некоторых редких элементов из силикатного расплава в пользу карбонатной жидкости, которая удерживается в силикатной магме щелочными элементами и летучими компонентами в виде комплексных соединений. Дальнейшие тектонические движения в районе магматического очага приводят к внедрению отдельных порций магмы в еще более верхние этажи с образованием массивов щелочных пород или изливанием их магмы на земную поверхность в виде лавовых покровов. Кристаллизация ультраосновной магмы с небольшим количеством щелочей и карбонатно-флюидных компонентов начинается с высокотемпературных минералов — оливина, диопсида, хромита (магнетита). Образуются дуниты (оливиниты), перидотиты и пироксениты, а в остаточном расплаве идет резкое насыщение его щелочами, карбонатной составляющей. Отделение же последней, обогащенной редкими элементами, в виде карбонатитового солевого расплава-флюида от силикатной щелочной магмы происходит при разных температурах, в разные этапы дифференциации и кристалли-

зации магмы, в зависимости от преобладания разных щелочей: натрия или калия (натриевые и калиевые щелочные комплексы). В натриевых комплексах карбонатитовая жидкость отделяется на стадии кристаллизации пироксенитов и ийолитов. Так как калий в химическом отношении обладает более щелочными свойствами, чем натрий, он дольше удерживает флюидно-карбонатные комплексы от разделения с силикатным расплавом, и в калиевых комплексах это отделение происходит при кристаллизации более поздних порций силикатного расплава (сиенитов и гранитов) и при более низких температурах, чем в натриевых. Этим объясняется различная рудоносность калиевых и натриевых комплексов пород, а также связанных с ними карбонатитов. Отделяется от силикатного расплава не чисто карбонатная составляющая, а в первый этап — силикатно-фосфатно-карбонатная, с повышенными содержаниями железа, а карбонатной составляющей в ней всего 20—40 %. В натриевых комплексах из нее кристаллизуются фоскориты, камафориты, нельсониты — породы рудного комплекса (например, классические карбонатные комплексы Кольской провинции). Эти породы содержат высокие концентрации фосфора. При их кристаллизации накапливается карбонатная составляющая второго этапа, из которой и образуются карбонатиты. Карбонатиты и фоскориты содержат рудные концентрации Nb, Ta, U, Th, Zr.

В калиевых комплексах от силикатной магмы отделяется силикатно-карбонатная составляющая, которая расслаивается на микроклиновую, пироксен-микроклиновую, силикатную чароитовую (с Ba-Sr) и карбонатитовую составляющую (например, Мурунский массив). Карбонатная составляющая содержит еще значительные концентрации силикатных компонентов и высокие содержания Ba и Sr. При охлаждении она расслаивается на три части: Ba-Sr силикатно-бенстонитовую (30 % BaO, 10 % SrO, 20 % CaO), силикатно-кальцитовую и кварц-кальцитовую. Процесс расслоения характерен и для карбонатитов. При кристаллизации первой составляющей образуются бенстонитовые карбонатиты, в которых силикатные минералы (микроклин и пироксен) отделяются от карбонатной части в виде полос или округлых капель. Из второй составляющей кристаллизуются кальцитовые карбонатиты также с полосами и округлыми выделениями микроклина и пироксена. Наиболее поздние породы этой порции — кварц-кальцитовые карбонатиты с необычными графическими сростаниями кальцита и кварца. Фосфора в карбонатной части калиевых комплексов мало, так как он в виде апатита отделился в раннюю стадию в биотитовых пироксенитах. Зато в калиевых карбонатитах накапливаются $[SO_4]$ и F, образующие в гидротермальную стадию целестин-баритовые и флюоритовые жилы. С гидротермальной стадией этих калиевых комплексов связаны месторождения U, Th, Au, Ag, Mo, Cu, Pb, Zn, Ti, Nb. Силикатные породы калиевых комплексов рудоносны на апатит, К-рихтерит-асбест и К-Al сырье (сынныриты), а в карбонатитах имеются рудные концентрации REE, Ba-Sr в карбонатной форме, флюорита.

Карбонатитовые солевые расплавы содержат высокие концентрации щелочей, с которыми они образовывали комплексные соединения в силикатной магме. При кристаллизации карбонатных минералов в карбонатите эти щелочи отделяются вместе с гидротермальным раствором и фенитизируют вмещающие породы. Если щелочная карбонатитовая магма не успела закристаллизоваться, а излилась из вулкана (как в щелочном влк. Олдоньи-Ленгай в Африке), то из нее кристаллизуются щелочные K-Na карбонаты, которые легко растворимы в воде и поэтому редко сохраняются. При понижении температуры карбонатный солевой расплав переходит в гидротермальный раствор. В щелочных комплексах такого крупного размера, как Томторский массив в Восточном Прианабарье, бывают случаи, когда при извержении карбонатитовых туфов редкометалльный карбонатно-фосфатный флюид-расплав вскипает и в виде газа и водного пара вылетает из вулкана вместе с туфами, образуя гигантские месторождения Nb, REE, Y, Sc, сохранившиеся от разрушения в кальдерах проседания.

Из анализа геохимии изотопов в многочисленных массивах щелочных пород можно сделать фундаментальный вывод: рудоносные щелочно-ультраосновные комплексы могут выплавляться из различных типов мантии, и ее состав не очень влияет на их рудоносность. Главными для образования щелочно-ультраосновных магм является малая степень селективного плавления мантии (менее 1 %) и привнесением флюидных и щелочных компонентов, стимулирующих такое плавление. Важным фактором для накопления редкометалльных и рудных компонентов является большой объем первичной магмы, ее длительная дифференциация и проходящие при ее кристаллизации процессы расслоения вещества.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 15-05-01005).

ЛИТЕРАТУРА

- Владыкин Н.В.** Билибинский массив — расслоенный высокодифференцированный комплекс К-ультраосновных-щелочных пород // ДАН, 1996, т. 349, № 6, с. 972—975.
- Владыкин Н.В.** Геохимия и генезис лампроитов Алданского щита // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (1), с. 123—135.
- Владыкин Н.В.** Геохимия изотопов Sr и Nd щелочных и карбонатитовых комплексов Сибири и Монголии и некоторые геодинамические следствия // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы / Ред. Н.В. Владыкин. 2005, Иркутск, Ин-т географии СО РАН, с. 13—30.

- Владыкин Н.В.** Петрология калиево-щелочных лампроит-карбонатитовых комплексов, их генезис и рудоносность // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1443—1455.
- Владыкин Н.В.** Петрология и вещественный состав мезозойских редкометалльных щелочных комплексов Южной Гоби (Монголия) // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (4), с. 545—568.
- Владыкин Н.В., Царук И.И.** Геология, химизм и генезис Ba-Sr («бенстонитовых») карбонатитов Мурунского массива // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (4), с. 325—339.
- Владыкин Н.В., Торбеева Т.С.** Лампроиты Томторского массива (Восточное Прианабарье) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (10), с. 1038—1049.
- Владыкин Н.В., Симонов В.И., Соколов В.С.** Температура образования минералов чароитовых пород // Термобарогеохимия минералообразующих процессов. Летучие компоненты. Новосибирск, Наука, 1994, с. 52—60.
- Владыкин Н.В., Морикио Т., Миязаки Т., Цыпукова С.С.** Геохимия изотопов углерода и кислорода карбонатитов Сибири и геодинамика // Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами. Иркутск, Ин-т географии СО РАН, 2004, с. 89—107.
- Владыкин Н.В., Сотникова И.А., Котов А.Б., Борисенко А.С., Ярмолюк В.В., Похиленко Н.П.** Строение, возраст и рудоносность Бурпалинского редкометалльного щелочного массива (Северное Прибайкалье) // Геология рудных месторождений, 2014а, т. 56, № 4, с. 272—290.
- Владыкин Н.В., Котов А.Б., Борисенко А.С., Ярмолюк В.В., Похиленко Н.П.** Возрастные рубежи формирования щелочно-ультраосновного массива Томтор: результаты U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологических исследований // ДАН, 2014б, т. 454, № 2, с. 250—254.
- Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я., Орлова М.П., Базарова Т.Ю.** Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск, Наука, 1990, 234 с.
- Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Сотникова И.А., Яковлева С.З.** Пермский возраст Бурпалинского щелочного массива (Северное Прибайкалье): геодинамические следствия // ДАН, 2013, т. 453, № 3, с. 295—299.
- Маршинцев В.К.** Карбонатитовые образования Восточного склона Анабарского сводового поднятия. Якутск, Якут. кн. изд-во, 1974, 119 с.
- Панина Л.И., Владыкин Н.В.** Лампроиты породы Мурунского массива и их генезис // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (12), с. 100—113.
- Панина Л.И., Моторина И.В.** Щелочные высококальциевые сульфатно-карбонатные расплавные включения в мелилит-монтichelлит-оливиновых породах Маломурунского щелочного массива // Петрология, 1999, т. 7, № 6, с. 653—669.
- Панина Л.И., Моторина И.В., Шарыгин В.В., Владыкин Н.В.** Биотитовые пироксениты и оливин-монтichelлит-пироксеновые породы Маломурунского массива // Геология и геофизика, 1989 (12), с. 41—51.
- Покровский Б.Г.** Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М., Наука, 2000, 229 с.
- Сотникова И.А.** Минералого-геохимические особенности редкометалльных щелочных пород Северного Прибайкалья: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Иркутск, ИГХ СО РАН, 2009, 22 с.
- Сотникова И.А., Прокофьев В.Ю., Владыкин Н.В.** Генезис апатит-флюоритовых пород массива Бурпала // ДАН, 2011, т. 441, № 5, с. 1270—1273.
- Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В.** Карбонатитовые месторождения России. М., НИИ-Природа, 2003, 493 с.
- Carbonatites: genesis and evolution** / Ed. K. Bell. London, Unwin Hyman, 1989, 560 p.
- Mitchel R.H.** Carbonatites and carbonatites and carbonatites // Can. Mineral., 2005, v. 43, p. 2049—2068.
- Vladykin N.V.** Malyi Murun volcano-plutonic complex: an example of differentiated mantle magmas of lamproitic type // Geochem. Int., 2000, v. 38, sl. 1, p. 573—583.
- Vladykin N.V.** Formation types of carbonatites: geochemistry and genesis // Deep-seated magmatism, its sources and plumes. Proc. 8th Int. Workshop. Inst. Geography SB RAS, Irkutsk, 2008, v. 1, p. 14—25.
- Vladykin N.V., Viladkar S.G., Miyazaki R., Ram Mohan V.** Benstonite carbonatites — a new type of carbonatites and Ba-Sr ores // J. Geol. Soc. India, 2008, v. 72, № 3, p. 334—353.
- Woolley A.R.** Alkaline rocks and carbonatites of the world. London, Geol. Soc. London, 2001, part 3, 372 p.

Поступила в редакцию
8 июля 2015 г.