

ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА И ГЛУБИННЫЕ ИСТОЧНИКИ ЩЕЛОЧНЫХ - КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ СИБИРИ И МОНГОЛИИ

Владыкин Н.В.

Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, Иркутск, e-mail:vlad@igc.irk.ru

Карбонатиты - одни из сложнейших образований природы, связанные с глубинными силикатными ультраосновными и щелочными комплексами. Их магматический генезис и мантийность первичных магм, дифференциатами которых они являются, в настоящее время у большинства исследователей не вызывает сомнений. Так как на поверхности не всегда присутствуют все разновидности пород карбонатитовых комплексов и из-за плохой обнаженности территорий отнесение карбонатных пород к карбонатитам до сих пор проблематично. Для этого используют минералогические (наличие редкометалльных Nb, Zr, TR -минералов) и геохимические критерии (повышенные концентрации Ba, Sr, Nb, TR и др. элементов). Особое место в геохимической характеристике карбонатитов занимает геохимия стабильных изотопов, благодаря которой возможно определить и тип мантии, из которой выплавлялись магмы, давшие начало карбонатитам. Однако, еще много вопросов изотопной геохимии не решены, а накопление новых данных приводит к расширению установленных ранее границ. Расширился и круг пород, в ассоциации с которыми встречаются карбонатиты и районы распространения карбонатитовых комплексов. Ранее считалось, что карбонатитовые комплексы образуются только по периферии платформ и щитов, но в настоящее время в большом количестве они встречены и в районах завершенной складчатости, например в Монголии или Бурятии. Так как карбонатитовые комплексы имеют мантийное происхождение, то интересно определить связь геодинамических обстановок их образования с типом исходного для них мантийного субстрата.

Как известно, тип мантии, из которой выплавлялись первичные магмы щелочных комплексов определяется по соотношениям **изотопов Sr и Nd**, с учетом возраста образования пород. Выделяются три главных типа мантии: деплетированная (обедненная) мантия, обогащенная мантия EM-1 и обогащенная мантия EM-2 (рис. 1 и 2)

В данной работе использованы изотопные данные, полученные для карбонатитовых комплексов обрамления Сибирской платформы, Алданского щита, Южной Монголии и для сопоставления приводятся данные по лампроитам США, Австралии и Испании. Анализы изотопов проводились в университетах Шинши, Киото и Ниигата (Япония) проф. Т. Морикио и Т. Миазаки. По геологическому положению карбонатитовых массивов выделяются три генетических (геодинамических) района их распространения.

Карбонатиты обрамления Сибирской платформы. Это массивы Восточно-Саянской провинции (Большезиминский, Среднезиминский, Тагнинский и Жидойский), Маймеча-Котуйской провинции (Гули и Ессей), Енисейского кряжа (Кия и Татарский), а так же Восточно-Алданской и Сэтэ-Даванской провинций (Арбарастах, Ингили и Горное Озеро). Здесь преобладала субдукция океанических базальтов и поэтому они образовались из источника **деплетированной мантии**.

Карбонатиты складчатых поясов. Это карбонатиты Монголии, Бурятии, а так же лампроиты Австралии, Испании и карбонатиты Южного Тянь-Шаня (Таджикистан). В Монголии известны проявления карбонатитовых комплексов К-ряда в районе Ю. Гоби. Это вулканы Мушугай Худук, Улугей Хид и Баян-Хушу и массив псевдолейцитовых сиенитов Лугингол, в Прихубсугулье это массив Белтсин-Гол. В Бурятии известны карбонатитовые проявления Халютинской группы (Халюта, Аршан, Южный), карбонатиты в Ошурковском шонкинито-вом массиве и Be-F- карбонатные проявления Ермаковки, (генетически близкие к карбонатитам), та так же карбонатиты Сев. Тянь-Шаня (Дарай-Пиоз), Сев. Прибайкалья (Бурпала и Акит), и лампроиты Австралии, Испании

Массивы складчатых поясов, выплавлялись из обогащенной мантии **EM-2**, где субдуцировались в мантию коровые породы по зонам Бенъофа. Эти коровые породы имели

большие значения изотопов Sr и тяжелого кислорода. При их смешивании с мантийными породами образовалась мантия с повышенными значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. И когда из этой мантии выплавлялись при малой степени плавления бесспорно мантийные лампроиты Австралии и Испании, они так же имели изотопные метки с повышенными значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Такая же ситуация и с изотопией кислорода. Поэтому такая изотопия в щелочных магмах не является доказательством их контаминации коровым материалом во время внедрения и кристаллизации магмы, так как в таком случае будут смешиваться все элементы, а не только изотопы (чего не наблюдается в природе). Это результат выплавления магм щелочных пород из уже контаминированной мантии.

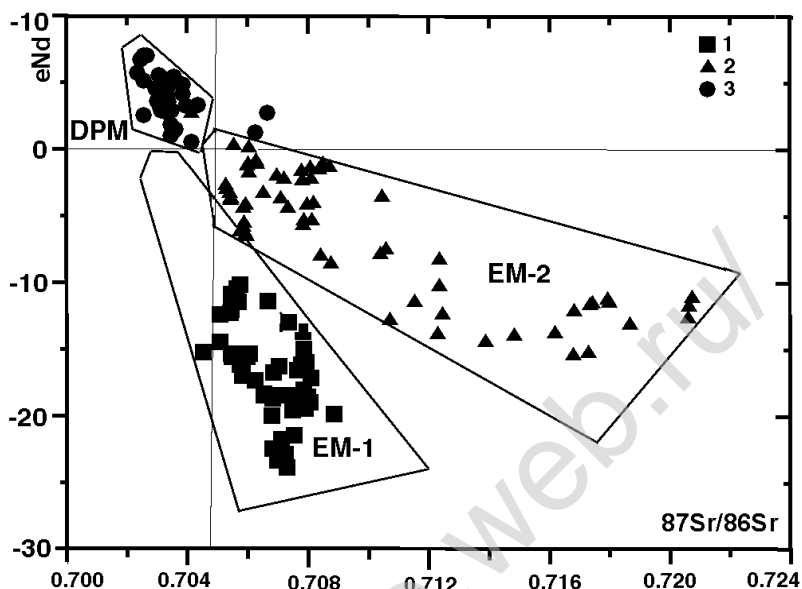


Рис. 1. Соотношение изотопов Sr-Nd в породах лампроитовых и щелочно-карбонатитовых комплексов.

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

Карбонатиты рифтовых зон сочленения Сибирской платформы и Алданского щита. Карбонатитовые комплексы этого района : Мурунский, Рябиновый, Якокутский и Билибинский массивы Mz-возраста, а так же Ханинский массив DoCm-возраста.

Щелочные породы Сев. Америки приурочены к рифтовым зонам между Сев. Американской платформой и Канадским щитом, как и алданские щелочные породы между Алданским щитом и Сибирской платформой. Поэтому мы их так же нанесли на диаграмму соотношений изотопов Sr и Nd (по литературным данным). Здесь не было субдукции и их первичные магмы образовались из наиболее глубокой мантии **EM-1**.

Метки **изотопов С и О** в щелочных породах образуют широкое поле [3], однако, когда мы нанесли на этот график данные по типам мантии, определенной по изотопам Nd и Sr из тех же проб, то в них выделились те же 3 поля типов мантии.

В поле 3 попали точки соотношения изотопов из карбонатитов массивов районов завершенной складчатости (Монголия, Бурятия, Сев. Прибайкалье, Ю. Тянь-Шань и др.). Их первичные магмы образовались из обогащенной мантии EM-2. Ранее верхностных вод. Для изученных карбонатитов этот механизм может действовать, но как вторичный. Механизм образования «не мантийных» меток изотопов кислорода и углерода в этом поле такой же, как и описанные выше для изотопов стронция. При образовании коровых пород зон завершенной складчатости захватывались поверхностные воды и эти породы имели повышенные значения тяжелого кислорода. Когда эти породы опускались по зонам Бенъофа на значительные

глубины мантии, то они смешивались с мантийным материалом и в этой смешанной мантии изменялись изотопные метки мантии по углероду и кислороду. И когда из этой мантии выплавились магмы щелочных пород, то они уже имели эти новые метки изотопов. Так что более тяжелый кислород для этих щелочных магм, как и высокий стронций не является доказательством их контаминации коровым материалом во время внедрения и кристаллизации магмы, а это результат выплавления магм щелочных пород из уже контаминированной мантии. Конечно вулканогенных карбонатитах может действовать и механизм смешения с поверхностными водами. Изотопные метки в поле 3 для карбонатитов объяснялось захватом при их образовании атмосферного кислорода и поверхностных вод.

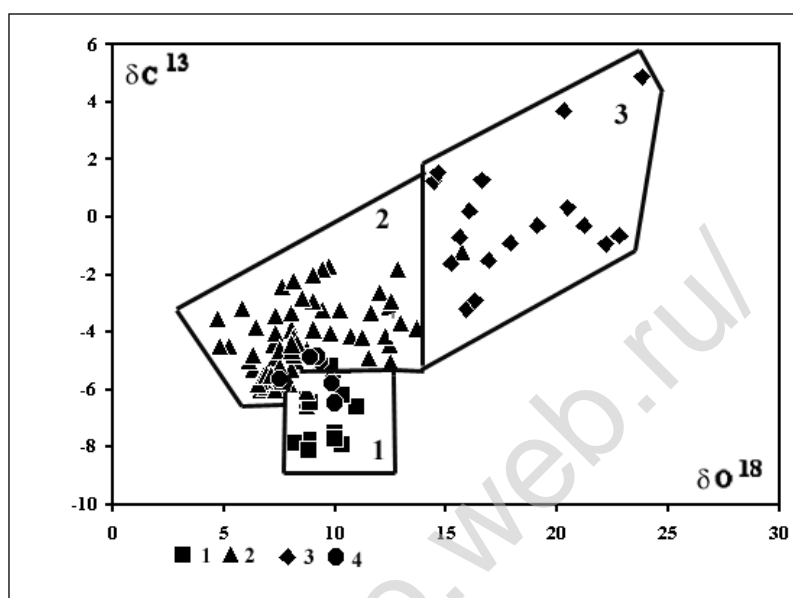


Рис.2 Соотношение изотопов углерода и кислорода в карбонатитах Сибири и Монголии.
Условные обозначения: 1- массивы, расположенные между Алданским щитом и Сибирской платформой. 2- массивы обрамления Сибирской платформы, 3- массивы районов завершенной складчатости, 4- массивы юга Индийского щита.

В поле 2 попали точки карбонатитов массивов района обрамления Сибирской платформы. Это классические карбонатиты щелочно-ультраосновных комплексов На-специализации. Для них характерна **деплетированная мантия**.

И наконец в поле 1 попали точки карбонатитов из массивов, образовавшихся в рифтовых зонах между Алданским щитом и Сибирской платформой или на самом щите. Это К-щелочные породы как Mz- возраста (Мурунский массив), так и DoCm возраста (массив Хани). Сюда же попадают карбонатиты К-комплексов Юга Индийского щита. Они образовывались из **обогащенной мантии EM-1**.

Из геохимии этих изотопов можно сделать фундаментальный вывод, что рудоносные щелочные комплексы могут выплавляться **из различных типов мантии и ее состав не очень влияет на их рудоносность**. Удивительно, как из деплетированной мантии могут образоваться рудоносные щелочные комплексы. Вероятно, главным является **малая степень селективного плавления вещества мантии (менее 1 %)** и привнос плюмами флюидных и щелочных компонентов, которые и стимулируют такое выплавление. А далее очень важны для накопления редкоэлементных и рудных компонентов является **длительная дифференциация магмы и проходящие при ее кристаллизации процессы расслоения вещества**.

Работа проведена при финансовой поддержке РФФИ, гранты: 06-05-64416, 06-05-81016

Литература

1. Владыкин Н.В., Morikiyo T., Miyazaki T., Цылукова С.С. Геохимия изотопов углерода и кислорода карбонатитов Сибири и геодинамика // Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами. Иркутск. 2004. с 89-107
2. Владыкин Н.В. Геохимия изотопов Sr иNd щелочных и карбонатитовых комплексов Сибири и Монголии и некоторые геодинамические следствия //Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. 2005, Иркутск
3. Deines P. (1989) Stable isotope variations in carbonatites //Carbonatites. Genesis and Evolution (Edited by Keith Bell). London. pp 301-359.

ЛАМПРОИТЫ - КЛАССИФИКАЦИЯ И ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ

Владыкин Н.В.

Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, Иркутск, e-mail:vlad@igc.irk.ru

После открытия алмазоносности лампроитов Австралии, за последние 25 лет проведен большой комплекс исследований лампроитов мира, благодаря которому лампроитовая проблема углубилась и расширилась, но не как не разрешилась. Большой накопленный материал из-за разнообразия химического и минерального состава лампроитов уже не вмещается в рамки одной группы пород или формации. Особенно после находок лампроитов среди кимберлитов (Финляндия, Китай, Прианабарье и др.) становится ясно, что породы лампроитового состава могут иметь различное происхождение и связаны с разными формациями пород. В вышедших монографиях [1,2,3] дается детальное описание многих провинций лампроитового вулканизма (особенно австралийской), минералогических и геохимических особенностей и генезиса магм. Вопросы же критериев поисков лампроитов и предсказания потенциальной алмазоносности разработаны пока слабо. Нет четкости и ясности в номенклатуре и систематике лампроитов.

Вопросы номенклатуры и классификации лампроитов.

Впервые лампроиты были описаны Гроссом в 1897 году в Лейцит-Хиллс (США), а в 1906 году в Испании. Лампроиты Австралии изучались в 40-х годах А.Уэйдом и Р.Прайдером. Первую классификацию лампроитов предложил Ниггли в 1923 году. Так что классическими можно по праву считать лампроиты этих трех провинций, а не одни австралийские. В каждой из этих провинций породы лампроитовой группы имели свои местные названия (около 20). В различных районах мира за последние 20 лет круг пород, относимых к лампроитам, значительно расширился, и появилось несколько вариантов их классификаций [1,2,3]. Вопросы номенклатуры лампроитов усложняются из-за больших вариаций химсоставов лампроитов, например: по MgO от 30-5%, SiO₂ от 40-65%, K₂O-3-13% и т.д., что связано со спецификой минерального состава лампроитов. Для лампроитов характерны шесть порообразующих минералов. Контрастный химический состав минералов и их меняющиеся количественные соотношения в породе приводят к сильному изменению химизма лампроитов. С этим же связана и уникальная резкая дифференцированность лампроитов даже на стадии кристаллизации вулканитов - от оливиновых до лейцитовых разновидностей. Элементы систематики лампроитов должны соответствовать общепринятым для всех других пород. Имеющаяся в настоящее время номенклатура и систематика горных пород (интрузивных и вулканических) включает в себя два главных признака: 1) химический состав, 2) минеральный состав. Если по химическому и минеральному составу породы отвечают гранитам, то независимо от их генезиса, они называются гранитами. А дальше идет пояснение, что они магматические, метасоматические и др. Так же должно быть и с лампроитами. Если вулканическая или интрузивная порода по