

## АСТЕНОСФЕРНЫЙ И ЛИТОСФЕРНЫЙ ИСТОЧНИКИ КИМБЕРЛИТОВОГО ВУЛКАНИЗМА

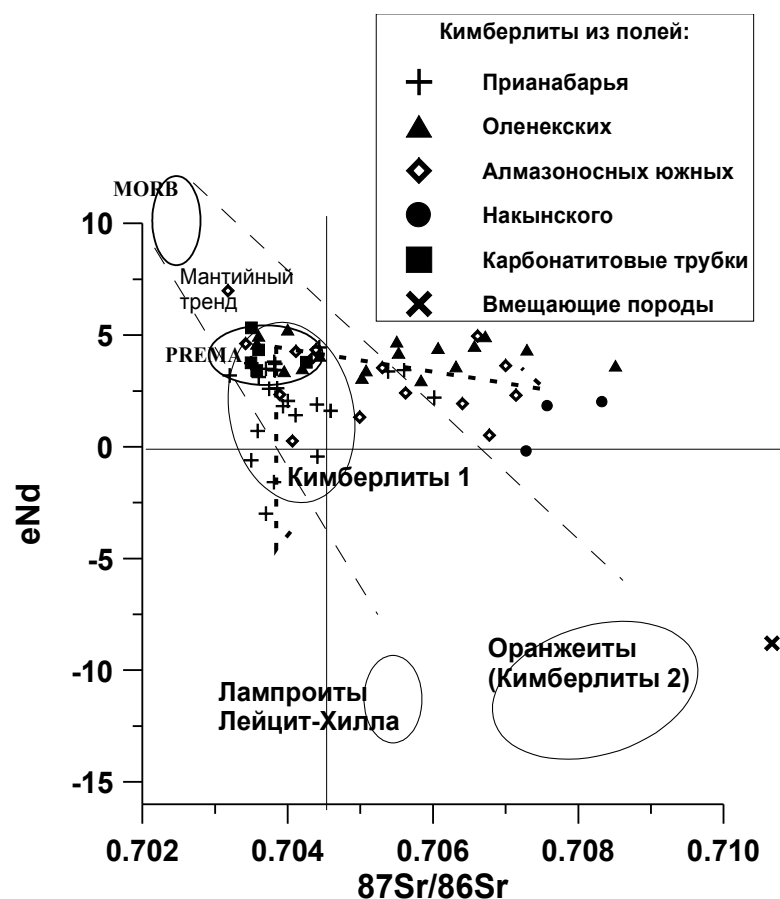
**Костровицкий<sup>1</sup> С.И., Соловьева<sup>2</sup> Л.В., Яковлев<sup>1</sup> Д.А., Калашникова<sup>1</sup> Т.В.,  
Эсенкулова<sup>1</sup> С.А.**

<sup>1</sup>Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск,  
e-mail: [serkost@igc.irk.ru](mailto:serkost@igc.irk.ru)

<sup>2</sup>Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Широкий диапазон изменчивости химического состава кимберлитов, а с другой стороны, устойчивые различия в составе кимберлитов, выполняющих отдельные трубки, кусты трубок и даже поля трубок, явились основанием для разработки петрохимической классификации кимберлитов [Костровицкий и др., 2007]. Было выделено 5 петрохимических типов кимберлитов, различающихся по содержанию FeO, TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, в том числе два основных для алмазоносных кимберлитовых полей – высокомагнезиальный и магнезиально-железистый. Характерно, что кимберлиты разных петрохимических типов отличаются по минеральному составу. В тяжелой фракции высокомагнезиальных кимберлитов доминируют гранаты и шпинелиды и практически отсутствует низко-Sr мегакристная ассоциация минералов. Во фракции магнезиально-железистых кимберлитов преобладает пикроильменит.

В координатах (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub> – εNd изотопные характеристики кимберлитов и родственных пород Якутской провинции отвечают (рис. 1) таковым для изученных ранее кимберлитов из разных провинций Мира [Smith, 1983] – большинство точек изотопных составов попадает в область слабо истощенной мантии, отвечающей источнику PERMA. График показывает, что имеются два направления отклонения от данного источника: 1) в сторону возрастания изотопного <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr отношения от 0.703-0.704 до 0.709-0.710; 2) в сторону отрицательных значений εNd. Первое отклонение обусловлено, на наш взгляд, доминирующей ролью гидротермально-метасоматических процессов карбонатизации и серпентинизации, специфика воздействия которых связана с вмещающими породами существенно



карбонатного состава. Отклонение изотопных данных по εNd в сторону отрицательных значений, обнаруженное для кимберлитов Прианабарья, возможно, связано с тем, что в их формировании более заметную роль сыграл более обогащенный литосферный источник мантии. Об этом свидетельствуют гистограммы распределения εNd, построенные зарубежными исследователями для мантийных пород [Pearson et al, 1995]. Из гистограмм видно, что

Рис. 1. График изотопных составов для кимберлитов и родственных пород разных полей Якутской провинции в координатах (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub> – εNd. Поля составов для кимберлитов и лампроитов приведены по данным из работ [Smith, 1983; Mitchell, 1986; Tainton, McKenzie, 1994].

низкотемпературным перидотитам, которыми сложена большая часть литосферной мантии под кратонами, соответствуют, в основном, отрицательные значения величины  $\epsilon Nd$ .

Изучение микроэлементного состава и Sr-Nd систематики для кимберлитов и родственных пород из разных кимберлитовых полей Сибирской платформы позволило сделать вывод о существовании самостоятельных мантийных источников для петрогенных и редких некогерентных элементов кимберлитов (Костровицкий и др., 2007), соответственно, литосферного и астеносферного. Такое заключение было основано на факте отсутствия корреляции между изотопно-геохимическими и петрохимическими параметрами [Костровицкий и др., 2007]. Отсюда последовало предположение о том, что мощный поток флюида из астеносферного источника при подъеме в условиях гетерогенной литосферы провоцировал образование локальных кимберлитовых очагов, которые, собственно, и обусловили образование контрастных петрохимических типов кимберлитов. При этом геохимическая специализация кимберлитов обязана, в основном, единому (для всех трубок поля, а возможно, даже для нескольких полей одного возраста) астеносферному флюиду, который, как правило, резко доминировал в редкоэлементном балансе гибридного расплава очага.

В формировании макрокомпонентного состава кимберлитов, помимо расплава, немаловажное, иногда ведущее значение, имел обломочный макрокристалльный материал литосферного происхождения. Максимальное значение литосферный источник приобретает при формировании высокомагнезиального типа кимберлитов, нередко оказывающихся и алмазонасными. Например, в трубке Интернациональная встречаются разновидности порфиривого кимберлита, в котором макро-мегакристы, представленные обломками мегакристаллических дунит-гарцбургитов, занимают 40-60% от объема кимберлита. К такому же выводу мы приходим и при рассмотрении особенностей состава брекчиевых и массивных кимберлитов, слагающих трубочные и даечные тела Куойкского поля, и в частности, трубку Обнаженная. Брекчиевые по сравнению с массивными разновидностями кимберлиты характеризуются более высоким содержанием  $SiO_2$ ,  $MgO$  и более низким  $CaO$  и  $CO_2$  (рис. 2).

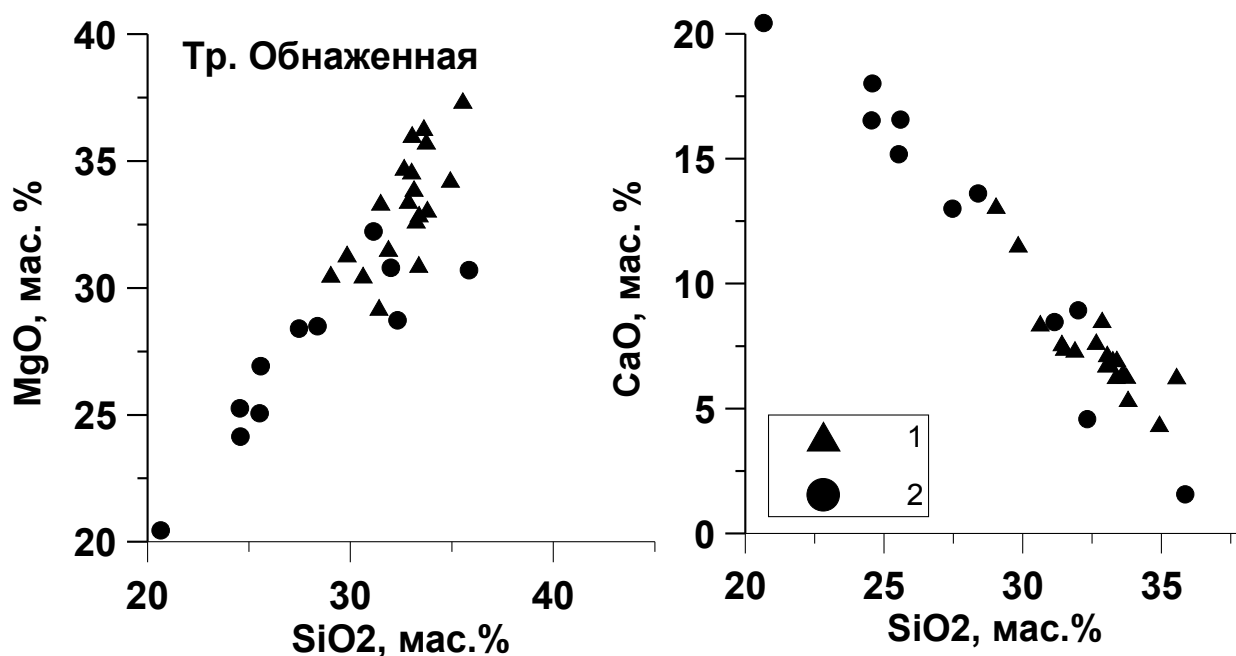


Рис. 2. Корреляционные графики зависимости породообразующих оксидов для кимберлитов трубки Обнаженная. 1 – кимберлитовая брекчия; 2 – массивный порфириновый кимберлит.

Начало формирования брекчий, по-видимому, следует отнести к моменту прохождения кимберлитовым расплавом-флюидом литосферной мантии и связано с процессами

дезинтеграции, захвата и контаминации ее пород. В результате этих процессов магнезиальность кимберлитовых пород, слагающих трубку Обнаженная, существенным образом повысилась.

Как правило, макрокристы оливина (Ol) по составу демонстрируют двухвершинный тип гистограмм [Костровицкий, 1986]. Считается, что Ol с более магнезиальным составом (91-94% Fo) появился за счет дезинтеграции в целом высокомагнезиальной литосферной мантии, а Ol с более железистым составом (86-90% Fo) кристаллизовался из первичного кимберлитового расплава. Соотношение высоко-Mg и относительно низко-Mg оливинов в кимберлитах разных трубок и даже в пределах одной трубки, но в разных структурно-текстурных разновидностях кимберлитов, широко варьирует – от 50 до 100% только высоко-Mg оливина [Костровицкий, 1986]. На наш взгляд, именно соотношение оливинов разного состава может служить в определенной мере показателем степени обогащенности или «засоренности» кимберлитового расплава ксеногенным материалом. Приближенный характер оценки засорения связан с тем, что этот показатель не учитывает количество уже контаминированного расплава ксеногенного материала. Соотношение оливинов может лишь качественно указывать на масштаб происшедшей контаминации. Соотношение оливинов четко коррелируется и с химическим составом породы, и с содержанием пикроильменита в кимберлите. При повышенной концентрации  $FeO_{total}$  в кимберлитах относительное количество высоко-Mg оливина заметно снижается; содержание пикроильменита в высокомагнезиальных кимберлитах падает до нуля.

Происхождение низко-Cr мегакристной ассоциации минералов связывается с астеносферным расплавом [Boyd, Nixon, 1975], который, в свою очередь, послужил основой для формирования первичного кимберлитового расплава. Об этом свидетельствуют близость изотопных Sr-Nd систематик, возрастных характеристик для мегакристов и кимберлитов, модельные расчеты состава исходного материнского расплава для мегакристов граната [Костровицкий и др., 2008; Соловьева и др., 2008; Nowell et al, 2004]. Если принять за начало становления кимберлитов кристаллизацию мегакристной ассоциации минералов, а за конец – кристаллизацию оливина основной массы, то эволюция состава кимберлитового расплава будет выглядеть, как происходящая в направлении повышения его магнезиальности. Этот аномальный тренд развития магматического расплава может быть объяснен только непрерывно происходящим процессом контаминации высокомагнезиальными породами литосферной мантии.

Изучение минералов низко-Cr мегакристной ассоциации – пикроильменита и граната показывает [Костровицкий и др., 2007; Костровицкий и др., 2012], что их состав эволюционировал в сторону возрастания содержания MgO и  $Cr_2O_3$ , что явилось отражением проявления процесса контаминации обломочного материала из высоко-Mg, высоко-Cr литосферной мантии. При росте содержания хрома в гранатах распределение REE на графиках начинает приобретать синусоидальную форму.

Таким образом, как химический и микроэлементный состав кимберлитовых пород, так и составы содержащихся в них мегакристов свидетельствуют об участии в их формировании (кристаллизации) двух мантийных источников – литосферного и астеносферного.

Проявления кимберлитового вулканизма нами рассматриваются, как каналы прорыва астеносферного расплава-флюида через литосферную мантию к поверхности Земли, сопровождающегося дезинтеграцией и частичной контаминацией пород мантии. Возникновение разных петрохимических типов кимберлита, возможно, обязано разному соотношению флюидной и расплавной частей астеносферного источника и обусловленной этой причиной разному объему захваченного обломочного материала литосферной мантии. Высокомагнезиальный тип кимберлита формировался при прорыве преимущественно флюидной части астеносферы, производящей более интенсивную дезинтеграцию и последующий захват обломочного литосферного материала. В образовании магнезиально-железистого типа кимберлита участвовали как флюидная, так и расплавная части

астеносферного вещества. Расплавная часть объясняет и повышенное содержание в кимберлитах FeO, TiO<sub>2</sub>, и наличие в них мегакристных оливина, граната и пикроильменита.

*Исследование выполнено при поддержке Интеграционных проектов № 27.1, №59 и №115.*

### Литература

Костровицкий С. И. Геохимические особенности минералов кимберлитов. – Новосибирск: Наука. 1986. – 263 с.

Костровицкий С.И., Морикио Т., Серов И.В., Яковлев Д.А., Амиржанов А.А. Изотопно-геохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 3. С. 350-371.

Костровицкий С.И., Соловьева Л.В., Горнова М.А., Алымова Н.В., Яковлев Д.А. О происхождении мегакристов граната из кимберлитов // Доклады Академии наук. 2008. Т. 420. № 2. С. 225-230.

Костровицкий С.И., Суворова Л.Ф., Яковлев Д.А. Эволюция состава пикроильменита из кимберлитовых трубок Якутии. Тезисы Всес. Совещания «Современные проблемы геохимии» (настоящий сборник). 2012. Иркутск: Институт геохимии СО РАН.

Соловьева Л.В., Лаврентьев Ю.Г., Егоров К.Н., Костровицкий С.И., Королюк В.Н., Суворова Л.Ф. Генетическая связь деформированных перидотитов и мегакристов граната из кимберлитов с астеносферными расплавами // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 4. С. 281-301.

Boyd F.R., Nixon P.H. Origin of the ultramafic nodules from some kimberlites of Northern Lesotho and the Monastery Mine, South Africa. In: Physics and Chemistry of the Earth. New York: Pergamon Press. 1975. V. 9. P. 431-454.

Mitchell R.H. Kimberlites: mineralogy, geochemistry, and petrology. – New York, Plenum Press, 1986. – 442 p.

Nowell G.M., Pearson D.G., Bell D.R., Carlson R.W., Smith C.B. and Noble S.R. Hf isotope systematics of kimberlites and their megacrysts: new constraints on their source regions // Journal of Petrology. 2004. V. 45. N. 5. P. 1583-1612.

Pearson D.G., Shirey S.B., Carlson R.W., Boyd F.R., Pokhilenko N. P., Shimizu. Re-Os, Sm-Nd, and Rb-Sr isotope evidence for the thick Archean lithospheric mantle beneath the Siberian craton modified by multistage metasomatism // Geochem. Et Cosmochimica Acta. 1995. V 59 (5). P. 959-977.

Smith C.B. Pb, Sr and Nd isotopic evidence for sources of African Cretaceous kimberlite // Nature, 1983. V. 304. P. 51-54.

Tainton K.M., McKenzie D., The generation of kimberlites, lamproites, and their source rocks // Journal of Petrology, 1994. V.35. P. 787-817.