

Митрофанов Ф.П. Новые виды минерального сырья Кольской провинции: открытые и перспективы. // Смирновский сборник – 2005. Москва. 2005. С. 39-54.

Schissel D., Tsvetkov A. A., Mitrofanov F. P., Korchagin A. U. Basal Platinum-Group Element Mineralization in the FedorovPansky Layered Mafic Intrusion, Kola Peninsula, Russia // Economic geology. Vol. 97. 2002. P. 1657-1677.

Stacey J.S., Kramers J.O. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. p. 207-221.

## **ВЕРХНЕМАНТИЙНЫЕ КСЕНОЛИТЫ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ И ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ ПРИБАЙКАЛЬЯ: ПЕТРОГРАФИЯ, ГЕОХИМИЯ, ПРОЦЕССЫ ПЛАВЛЕНИЯ**

Пестриков А.А.

ГГУП СФ «Минерал», Санкт-Петербург

Целью данной работы было выяснить: различается ли состав мантии по степени деплетированности ее магмофильными, редкими и редкоземельными элементами и одинаковы ли термальные режимы в мантии под архейскими кратонами в фундаменте Восточно-Сибирской платформы (Якутская кимберлитовая провинция - ЯКП) и в пределах фанерозойского Центрально-Азиатского складчатого пояса (Витимское плато - ВП).

Исследованы две коллекции верхнемантийных ультраосновных ксенолитов – ксенолиты, вынесенные щелочными базальтами ВП и кимберлитами трубок Удачная и Обнаженная (ЯКП).

Определение химического состава пород ксенолитов было произведено в химической лаборатории Санкт-Петербургского Горного института рентгено-флюорисцентным методом. Определение содержания редких и РЗЭ производилось в ЦИИ ВСЕГЕИ методом ICP MS. Для анализа были отобраны неизмененные образцы ксенолитов, которые очищались от кайм и жилок вмещающих щелочных базальтов и кимберлитов.

Химический состав минералов определялся микрозондовым методом в лаборатории ИГГД РАН на приборе LINK AN 1000 при ускоряющем напряжении 15 кВ с силой тока 0,4 - 0,5 мА и диаметром электронного пучка 2 – 5 мкм.

Валентное состояние железа и его распределение в структуре гранатов изучено методом Мессбауэровской спектроскопии в лаборатории ИГГД РАН.

Для оценки P-T условий образования глубинных ксенолитов в данной работе использовался гранат-ортопироксеновый термобарометр (Никитина, Иванов, 1992). Термометр, основан на обменной реакции  $MgSiO_3 + FeAl_{2/3}SiO_4 = FeSiO_3 + MgAl_{2/3}SiO_4$  и зависимости распределения железа между минералами от температуры, концентрации железа в ромбическом пироксене и кальция в гранате. Барометр, основан на зависимости растворимости Al в структуре ромбического пироксена, находящегося в равновесии с гранатом, от давления .

Породообразующими минералами пород ксенолитов являются форстерит, энстатит, диопсид, пироп и, в некоторых случаях, герцинит. В качестве аксессуарных минералов присутствуют хромит, пентландит, ильменит и титаномагнетит.

Исходя из вариаций минерального состава и структурно-текстурных особенностей выделено несколько характерных групп пород:

- Пироксениты
- Лерцолиты
- Гранатовые лерцолиты
- Гранат-шпинелевые лерцолиты
- Катаклазированные гранатовые лерцолиты

На диаграмме MgO/SiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub> (рис.1) фигуративные точки ксенолитов из базальтов ВП располагаются вблизи примитивной мантии (ПМ). Ксенолиты из кимберлитов ЯКП располагаются вдоль тренда (Walter, 1998) отражающего изменение состава рестита при возрастании степени плавления пиrolита с образованием расплава коматитового состава.

1 – ЯКП (тр. Удачная); 2 – ВП; 3 – состав ПМ (Taylor, McLennon, 1985; McDonough, Sun, 1995; Allegree, 1995); 4 – состав пиrolита (Walter, 1998); 5 – реститовый тренд (Walter, 1998).

Такие данные свидетельствуют о различной степени плавления верхней мантии в пределах данных регионов. Это подтверждается результатами расчета степени плавления первичного субстрата (Глебовицкий и др., 2005 г.), которые выполнены с использованием уравнения (Takazava et al., 2000), полученного на основе экспериментальных данных по плавлению перидотитов:

$$F, \% = (-1.54 + 0.0407MgO) \cdot 100, \text{ (при } p = 3.0 \text{ ГПа).}$$

Для большинства ксенолитов ВП характерны значения степени плавления в пределах от 0 до 10%, в то время как для большинства ксенолитов ЯКП – более 20%.

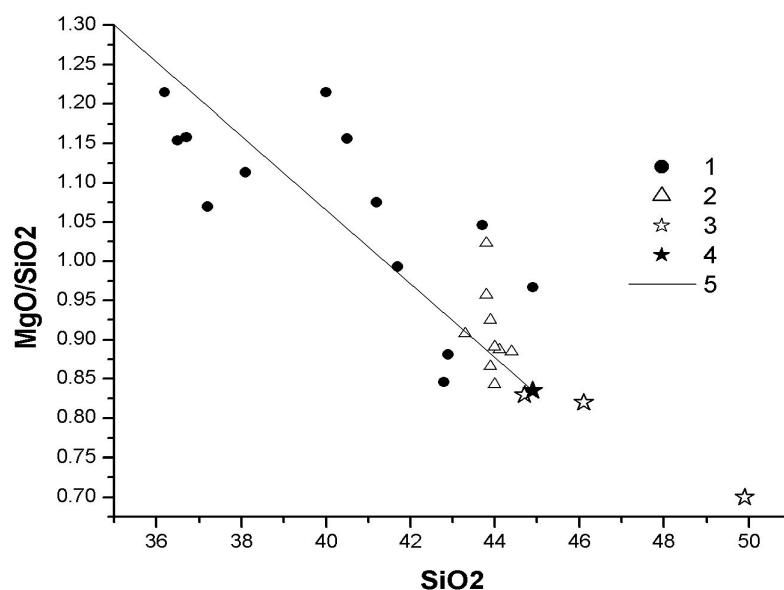


Рис.1. Диаграмма MgO/SiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub> (мас. %) состава ксенолитов:

Диаграммы содержания РЗЭ (рис.2), нормированного к ПМ (Taylor, McLennan, 1985), показывают существенное различие между ксенолитами из щелочных базальтов ВП и ксенолитами из кимберлитов ЯКП.

По содержанию РЗЭ среди ксенолитов ВП выделяется две группы. Ксенолиты из первой существенно обогащены легкими РЗЭ и наиболее близки к ПМ по содержанию средних и тяжелых. Вторая группа деплетирована средними и тяжелыми, но содержание легких РЗЭ очень близко к содержанию в ПМ.

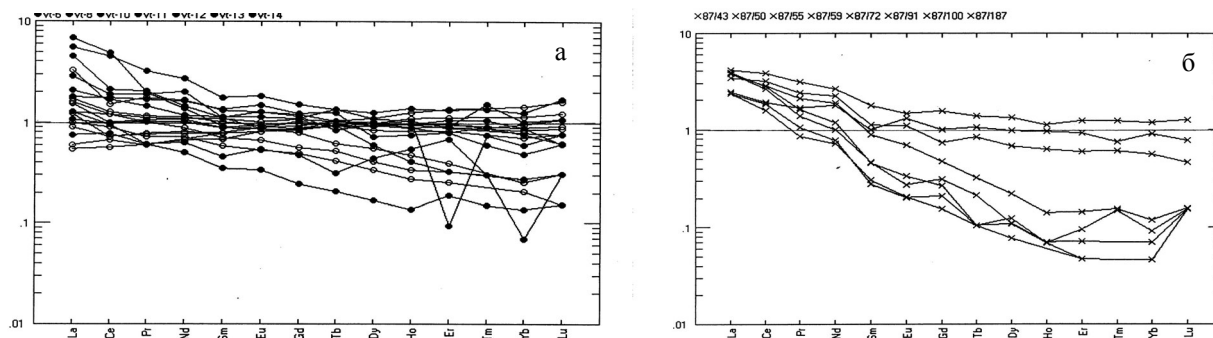


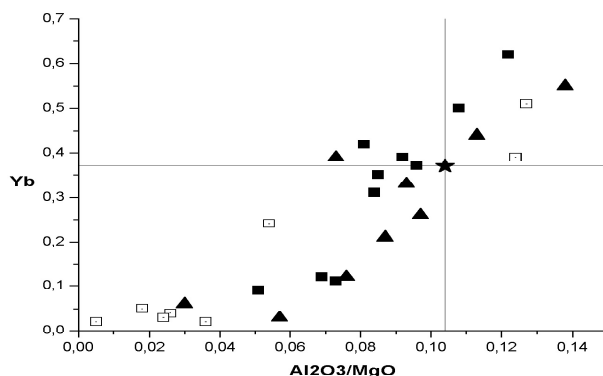
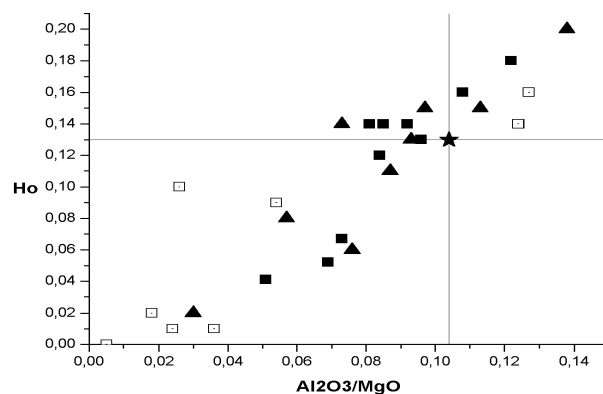
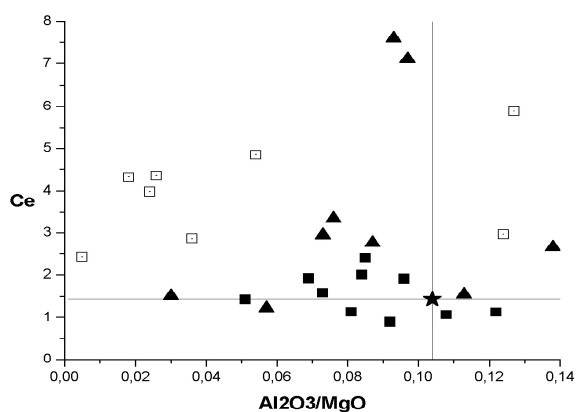
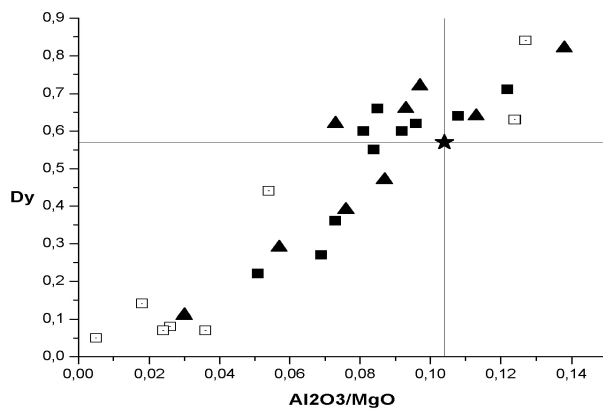
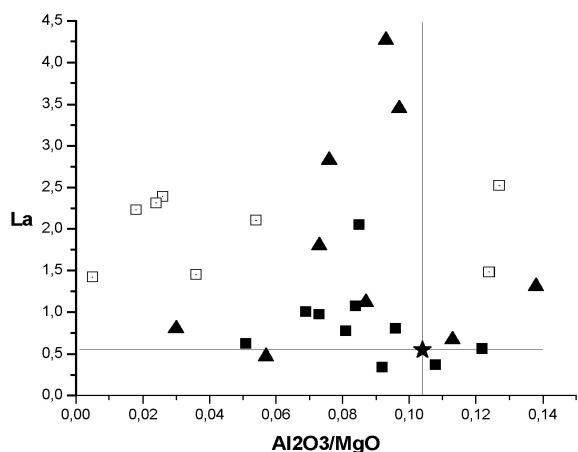
Рис.2. Содержание РЗЭ в ксенолитах ВП (а) и ЯКП (б).

Ксенолиты ЯКП также можно разделить на две группы, существенно различающиеся между собой содержанием РЗЭ. Ксенолиты первой группы имеют резко ассиметричный характер распределения и деплетированы средними и тяжелыми РЗЭ. Вторую группу составляют ксенолиты, близкие к составу ПМ по средним и тяжелым РЗЭ, но относительно обогащенные легкими.

Исследована зависимость содержания РЗЭ от величины отношения Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO (рис.3), которое отражает степень деплетированности пород. Величина отношения Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO равная 0,104 соответствует ПМ (Taylor, McLennan, 1985).

Содержание La, Ce, Pr и Nd практически не зависит от отношения Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO, а содержание средних и тяжелых РЗЭ, начиная с Sm, имеет близкую к линейной отрицательную зависимость от этого отношения. Ксенолиты из щелочных базальтов ВП имеют значения Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO в пределах 0,042 – 0,140, в то время как для ксенолитов ЯКП это отношение находится в пределах 0,005 – 0,127. При этом фигуративные точки ксенолитов ВП располагаются около точки ПМ, а большинство ксенолитов ЯКП деплетированы как Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, так и соответствующим редкоземельным элементом.

На основе данных о составе граната и ромбического пироксена определены температуры и давления образования для имеющихся образцов ксенолитов из кимберлитов и щелочных базальтов (рис.4).



Примечание:

- ксенолиты ВП,
- ▲ ксенолиты ВП (Iонов, 2004),
- ЯКП (тр. Удачная),
- ★ ПМ [Taylor, McLennan, 1985].

Рис.3. Диаграммы зависимости содержания (г/т) РЗЭ от отношения  $Al_2O_3/MgO$ .

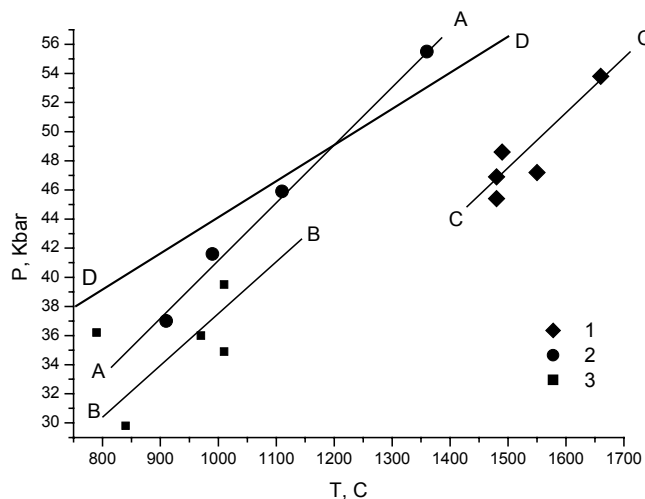


Рис.4. Диаграмма P-T условий образования ксенолитов:

1 – ВП; 2 – ЯКП (тр. Удачная); 3 – ЯКП (тр. Обнаженная).  
**Верхнемантийные геотермы:**  
 А-А – под архейскими кратонами ЯКП (тр. Мир, тр. Удачная); В-В – под нижнепротерозойской складчатой областью Западно-Оленекского поднятия ЯКП (тр. Обнаженная); С-С – под фанерозойским Центрально-Азиатским складчатым поясом (ВП).  
 D-D – фазовое равновесие графит-алмаз по (Bundy et al., 1961).

Мантийные перидотиты тр. Удачная (ЯКП) отвечают по полю стабильности алмаза, тогда как перидотиты тр. Обнаженная и ВП – по полю стабильности графита. Ксенолиты Витимской области при одинаковых давлениях характеризуются более высокотемпературными условиями образования, чем перидотиты из мантии, подстилающей структуры Якутии.

На основе всех этих данных можно сделать выводы о различиях в химическом составе и термальных режимах мантии, подстилающей раннедокембрийские и фанерозойские структуры. Литосферная мантия под фанерозойской складчатой областью Забайкалья оказывается более горячей и менее деплетированной, чем литосферная мантия под докембрийскими структурами в фундаменте Восточно-Сибирской платформы.

Работа выполнялась на кафедре петрографии СПбГУ и в ИГГД РАН.

## **КОЛЛОИДНЫЕ СИСТЕМЫ КАК КОНЦЕНТРАТОРЫ ЗОЛОТА В ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ**

Плотинская О.Ю., Коваленкер В.А.  
*ИГЕМ РАН, plotin@igem.ru*

**Введение.** Возможность переноса и концентрирования золота и других полезных компонентов в виде коллоидных частиц в гидротермальных рудообразующих процессах неоднократно рассматривалась как отечественными, так и зарубежными исследователями (Boydell, 1925; Frondel, 1938; Чухров, 1955; Бетехтин, 1958 и др.). Особенно часто механизмы коллоидного переноса и концентрирования золота привлекают при изучении месторождений эпитеpmального типа, в рудах которых содержания золота могут достигать сотен и даже тысяч г/т. В данной работе рассмотрена возможность образования бонанцевых руд эпитеpmальных золоторудных месторождений Балей (Забайкалье), Озерновское (Камчатка), Кочбулак и Кызылалма (Кураминские горы, Узбекистан) в результате механизмов коллоидного переноса и осаждения золота и кремнезема.

**Текстурно-структурные особенности руд.** Специализированные текстурно-структурные исследования показали, что для верхних частей большинства эпитеpmальных месторождений характерны преимущественно тонкозернистые (до скрытокристаллических) минеральные агрегаты. Преобладают колломорфные тонкополосчатые текстуры, для отдельных слоев которых характерны метаколлоидные образования – трещины синерезиса, глобулярное строение, текстуры мембранного типа (Kovalenker, Plotinskaya, 2006).

Самородное золото, сульфиды и теллуриды обычно образуют сгустковые овоидные обособления в слоях кремнезема (Рис. 1 и 2). Размеры выделений золота обычно составляет от 0,1 до 1  $\mu\text{m}$  иногда достигая 20-30  $\mu\text{m}$ , при этом, золото может существенно превалировать над кремнеземом.

Часто микро- и наноразмерное самородное золото приурочено к границам сферических выделений халцедоноидного кварца размер которых варьирует от 2-3 до 10-20  $\mu\text{m}$  (рис.3).

На более глубоких уровнях эпитеpmальных месторождений преобладают крупнокристаллические друзовидные текстуры. При этом, выделения самородного золота здесь существенно крупнее, чем на приповерхностных уровнях – до 100 и более  $\mu\text{m}$ .

**Механизмы коллоидного переноса.** Концепция гидротермального переноса золота в виде коллоидных частиц была впервые выдвинута Х. Бойделлом (Boydell, 1925) и В. Линдгреном (Lindgren, 1933) на основании изучения текстурно-структурных особенностей руд ряда эпитеpmальных золото-серебряных месторождений и получила дальнейшее развитие.

Зарождение коллоидных частиц кремнезема обычно объясняют гомогенной нуклеацией при перенасыщении раствора в отношении  $\text{SiO}_2$  (Fournier, 1985). Такое перенасыщение является следствием скачкообразного изменения физико-химических условий, например, гетерогенизации (вскипания) флюида, которое сопровождается быстрым удалением летучих (в основном  $\text{H}_2\text{O}$  и кислых газов), увеличением щелочности и резким охлаждением флюида в результате его адиабатического расширения.

Р.К. Айлер (1982) описывает два возможных варианта поведения коллоидных частиц кремнезема в водном растворе. В первом случае (тренд а на рис. 2) частицы кремнезема образуют силикагель, т.е. полимерные «цепочки» или трехмерные «сетки», которые затем образуют плотные слои кремнезема. Во втором случае частички кремнезема коагулируют, постепенно увеличиваясь, но оставаясь во взвеси (тренд б на рис. 2). При этом, они могут коагулировать с частичками золота или сульфидов. Достигая критических размеров, они осаждаются, образуя прослой золото-халцедонового состава. Обычно это происходит в местах уменьшения скорости флюидного потока в расширенных участках трещины.