

Таблица 2. Самородные металлы и редкие сульфиды и сульфoантимониды (мас. %).

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Ag			98.8	99.04	98.50								
Bi						95.62	100						
S		0.75	1.2	0.96	1.20			14.88	14.25	15.58	15.04	28.66	22.87
Pb								85.12	85.75				37.44
Hg										84.42	84.96		
Fe													3.65
Sb												71.34	36.04
Se	97.48												
Сумма	97.48	100	100	100	100	95.62	100	100	100	100	100	100	100
№ обр.	1006	1001	1003	1015	7340-5	1003	7340-5	1015	1007	1015	1007	1015	1015

Примечание. 1 – селен (титаномагнетитовые руды). 2-5 – самородное серебро, 6-7 – висмут, 8-9 – галенит, 10-11 – кинноварь, 12 – антимонит, 13 – бертьерит. (1-2, 6 – ильменит-титаномагнетитовые руды, 3-5, 7-13 – ильменитовые руды). Сумма приведена к 100 %.

Литература

1. Щеглов А.Д., Москалева В.Н., Марковский Б.А. и др. Магматизм и металлогения рифтовых систем восточной части Балтийского щита. СПб.: «Недра», 1993. 244 с.
2. Турченко С.И. Металлогения тектонических структур протерозоя. СПб.: «Наука», 2007. 175 с.
3. Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1999. 335 с.
4. Гроховская Т.Л., Лапина М.И., Ганин В.А., Гриневич Н.Г. Проявления ЭПГ-минерализации в Бураковском расслоенном комплексе (Южная Карелия, Россия) // Геология рудн. мест. 2005. Т. 47. № 4. С. 315-341.
5. Филиппов Н.Б., Голубев А.И., Малашин М.В. Металлогения палеопротерозоя // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. М.: «Геокарт, Геос», 2006. Вып. 2. С. 181-187.
6. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: «Наука», 1981. 216 с.
7. Степанов В.С. Благороднометальное рудопроявление Травяная Губа и возможная генетическая связь его с комплексом габбро-анортозитов западного Беломорья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2001. Вып. 4. С. 54-62.
8. Земцов В.А., Кулешевич Л.В., Цельмович В.А. Минералогия и магнетизм благороднометалльных титаномагнетитовых руд участка Травяная Губа (Северная Карелия) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Теория, практика, эксперимент. М.: «Геос», 2007. С. 59-63.
9. Кулешевич Л.В., Земцов В.А., Слюсарев В.Д. Минералогия и локализация благороднометалльного оруденения в Северной Карелии по геолого-геофизическим данным // Геология и минерагения Кольского региона. Труды Всерос. науч. конф. и IV Ферсмановской научной сессии. Апатиты, 2007. С. 105-109.

Архейские литосферные кили и перспективы алмазоносного магматизма Северо-Востока Балтийского щита

Зозуля Д.Р.

Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: zozulya@geoksc.apatity.ru

Формирование глубоких литосферных килей архейского возраста является одним из важнейших условий проявления алмазоносного магматизма. Считается, что кимберлитовая магма образуется на границе литосферы и астеносферы и при подъеме к поверхности дренирует различные уровни литосферной мантии. При этом ее алмазоносность будет зависеть от того, достигает ли нижняя граница литосферы алмазных фаций глубинности и какова мощность дренируемого алмазного «окна».

Кольский регион рассматривается как перспективный на коренной алмазоносный магматизм, так как для него выполняется наиболее общая региональная геолого-структурная предпосылка обнаружения кимберлитов – их преимущественная приуроченность к архейским геологическим обра-

зованиям с возрастом пород древнее 2500 млн лет (так называемое «правило Клиффорда»). Известны и другие благоприятные признаки – широкое развитие щелочных пород, в том числе наличие дайково-эксплозивных тел щелочно-ультраосновного и щелочного состава, а также находки в рыхлых отложениях обломков кимберлитов, индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) и зерен алмазов. На основе этих данных в пределах Кольского региона сейчас выделяются такие перспективные на поиски участки как Ермаковское поле с установленными телами кимберлитов [4], а также Макеевское, Пялицкое, Пулоньгское и Снежницкое поля [2].

В данной работе предлагается использовать данные по составу и строению литосферной мантии региона, полученные на основании химизма и рассчитанных температуры и глубины кристаллизации мантийных минералов, для выявления перспектив коренной алмазности региона и его отдельных районов.

В работе использовалась коллекция ИМК, собранная при шлиховом опробовании рыхлых отложений (главным образом аллювиальные и гляциальные осадки) южной (Ермаковское и Макеевское поля) и юго-восточной (Пялицкое, Пулоньгское и Снежницкое поля) частей Кольского региона. Кроме того, были исследованы высокобарические минералы из кимберлитовой трубки Ермаковская-7, расположенной в южной части Кольского региона.

Для решения поставленных задач в первую очередь был использован гранат пиропового состава, относящийся к минералам разных мантийных фаций глубинности. В глубинных мантийных породах (дайки и трубки взрыва кимберлитов, щелочных и щелочно-ультраосновных пород) этот минерал появляется в результате дезинтеграции мантии и принадлежит двум глубинным ассоциациям: ультраосновной (лерцолитовая, гарцбургитовая, верлитовая) и эклогитовой (железо-магнезиальная, глиноземистая). При этом пироп встречается либо в виде ксенокристов, либо в составе разнообразных мантийных ксенолитов, либо в виде включений в алмазах (в кимберлитах). Для минералов различных ассоциаций установлены характерные особенности химического состава, которые являются следствием разных *PT*-параметров их кристаллизации [5, 6].

Пиропы из рыхлых отложений юго-восточной части Кольского региона показывают следующие вариации составов (мас. %): Cr_2O_3 (0.1 – 11), CaO (1.2 – 9.0), MgO (10 – 22) и TiO_2 (0 – 0.4). С использованием систематики [5, 6] установлено, что преобладающая часть пиропов принадлежит к потенциально алмазносной лерцолитовой ассоциации (G9) – 45% выборки. Уникальным является высокое количество пиропов потенциально алмазносной малокальциевой гарцбургитовой ассоциации (G10) – около 30% (для большинства кимберлитовых проявлений мира эта группа редко превышает 10%), что, по-видимому, отражает особенности глубинного строения литосферной мантии региона. Отмечается также практически полное отсутствие гранатов потенциально алмазносной высококальциевой верлитовой ассоциации, что является сходным с кимберлитами Архангельской провинции [1]. Среди пиропов группы G10 можно выделить подгруппу гранатов ассоциации «включений в алмазах» с параметрами химического состава $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 5$ мас. %, $\text{CaO} = 0-7.4$ мас. % [5]. Количество таких пиропов составляет около 9% от общей выборки. Следует отметить, что для отнесения коренных кимберлитов к промышленно алмазносным часто используется следующий минералогический критерий – количество пиропов алмазной ассоциации должно составлять не менее 5% случайной выборки. Пиропы ультраосновных генетических групп G9 и G10 по всем этим критериям имеют кимберлитовое происхождение.

Около 25% гранатов из всей коллекции относятся к группе G3 (пироп-альмандины), они характеризуются пониженными концентрациями MgO (10-16 мас. %), Cr_2O_3 (<1 мас. %), и повышенными FeO (10-18 мас. %). Гранаты такого состава обнаружены в глубинных эклогитовых ксенолитах трубок взрыва и даек щелочного и щелочно-ультраосновного состава, которые широко распространены в пределах Кольского региона, а также в малоглубинных коровых эклогитах региона. Некоторая часть таких гранатов с наиболее высокими содержаниями MgO и FeO (около 10% от общей выборки) может быть отнесена к ассоциации магнезиально-железистых эклогитов, алмазносные ксенолиты которых встречены в кимберлитах Архангельской провинции [1].

Количественное распределение пиропов из рыхлых отложений региона между ультраосновной (80%), магнезиально-железистой эклогитовой (10%) потенциально алмазносными ассоциациями, а также ассоциацией включений в алмазах (10%) оказывается сходным с таковым для кимбер-

литов Золотицкого поля Архангельской провинции (75%, 11% и 11%, соответственно [1]). Это является важным показателем возможности обнаружения высокоалмазоносных кимберлитов – аналогов Архангельской провинции – в пределах Кольского региона.

Для пиропов ультраосновных ассоциаций (группы G9 и G10) были рассчитаны значения температур кристаллизации (Ni-термометр по [10]). Разброс рассчитанных значений составил от 650°C до 1250°C. Для оценки глубины происхождения пиропов использовалась модельная геотерма [7]. При этом для большей части минералов из проанализированной выборки (~80%) кристаллизация пиропов могла происходить на глубинах неалмазоносных фаций (нижняя граница – около 130 км). Около 20% от всей выборки принадлежат алмазным фациям глубинности (130–190 км).

На основе полученных данных намечается неоднородность в строении мантии Кольского кратона. В верхнем слое от 75 до 110 км пиропы представлены преимущественно лерцолитовыми ассоциациями. Нижний слой (от 110 до 190 км) имеет равно-пропорциональный лерцолит-гарцбургитовый состав. Следует отметить, что стратифицированное строение мантии установлено и для большей части Карельского кратона с полями алмазоносных кимберлитов и лампроитов Каави-Куопио и Кухмо [8, 9]. Наличие значительного количества «гарцбургитовых» пиропов предполагает архейский возраст литосферной мантии Кольского кратона по аналогии с Карельским кратоном [7].

Гранаты из кимберлитовой трубки Ермаковская-7 показывают следующие вариации составов (мас.%): Cr_2O_3 (5 – 10), CaO (2 – 6.5), MgO (19 – 21) и TiO_2 (0 – 0.4). Пиропы имеют отличное от таковых из юго-восточной части распределение химико-генетических групп: здесь пиропы групп G9 и G10 характеризуются равно-пропорциональным составом, а пиропы группы G3 отсутствуют. Гранаты гарцбургитовой ассоциации G10 из трубки характеризуются пониженной магнезиальностью. Это, скорее всего, отражает особый состав литосферной мантии в южной части Кольского региона по сравнению с его юго-восточной частью. Рассчитанные температуры кристаллизации для пиропов трубки Ермаковская-7 варьируют в пределах 650–1000°C, что соответствует глубинам 75–140 км. Сходные величины температур получены и для хромшпинелидов из этой же трубки (820–1080°C, Zn-термометр по [10]). Это показывает, что кимберлитовая магма дренировала уровни мантии начиная с пограничных глубин стабильности алмаза (верхняя граница – 130 км), что подтверждается слабой алмазоносностью этих кимберлитов.

Полученные данные свидетельствуют об однородном нестратифицированном лерцолит-гарцбургитовом составе литосферной мантии района трубки Ермаковская-7, что является отличным от строения мантии юго-восточного района Кольского кратона. Подобное строение и состав литосферной мантии отмечается для крайнего северо-восточного сегмента Карельского кратона, где недавно обнаружено поле кимберлитов Куусамо. Возможным фактором таких локальных различий в строении мантии может быть влияние позднепротерозойских и палеозойских наложенных процессов, связанных с рифтогенезом, приведших, в частности, к образованию Кандалакшского грабена. Мантийный метасоматоз вероятно объясняет различие в содержании TiO_2 для двух пространственных групп пиропов: повышенные значения (среднее 0.21 мас. %) для кимберлитовой трубки Ермаковская-7 южной части Кольского региона и пониженные (среднее 0.11 мас. %) для пиропов из юго-восточной части региона.

Перспективы алмазоносности юго-восточной части Кольского полуострова подтверждаются также проведенным исследованием *PT*-параметров кристаллизации высокобарических хромдиопсидов [3]. Около 15% проанализированных хромдиопсидов из рыхлых отложений района попадают в область устойчивости алмаза (40–60 кбар - глубина 140–200 км и 800–1100°C). Они образуют “пироксеновую геотерму” с пониженными значениями теплового потока (35–38 мВт/м²), наиболее оптимальными для проявлений алмазоносного кимберлитового магматизма. При этом “пироксеновая геотерма” для южной части Кольского региона, примыкающей к Кандалакшскому грабену, имеет повышенные значения теплового потока 38–44 мВт/м², а *PT*-параметры кристаллизации пироксенов попадают здесь в область устойчивости не алмаза, а графита (20–50 кбар - глубина 75–150 км и 600–1150°C).

Если объединить приведенные данные с результатами изучения *PT*-параметров образования высокобарических мантийных минералов из кимберлитов и лампроитов Карельского кратона [8,

9], то может быть представлена следующая структурно-вещественная модель литосферной мантии восточной части Балтийского щита с ЮЗ на СВ по разрезу «Карельский кратон»-«Кандалакшский грабен»-«Кольский кратон» (рис.). Для юго-западной части Карельского кратона (поля кимберлитов и лампроитов Каави-Куопио и Кухмо) и крайней юго-восточной части Кольского кратона (Пялицкое, Пулоньгское и Снежницкое поля) установлено стратифицированное строение литосферной мантии. Наименее глубокий слой 75-110 км здесь имеет существенно верлитовый или лерцолитовый состав в Карельском кратоне и существенно лерцолитовый в Кольском кратоне. Средний слой 110-190 км имеет смешанный лерцолит-гарцбургитовый состав в обоих кратонах. Наиболее глубокий слой 190-230 км характеризуется лерцолитовым или смешанным лерцолит-гарцбургитовым составом в Карельском кратоне, и он отсутствует в Кольском кратоне. Для северо-восточной части Карельского кратона (поле Куусамо) и южной части Кольского кратона (Ермаковское поле), примыкающих к Кандалакшскому грабену, установлен однородный лерцолит-гарцбургитовый состав мантии до глубины 180 км и 140 км соответственно, что может быть связано с метасоматической переработкой архейской мантии этих сегментов на поздних (PR₃, PZ) этапах рифтогенеза.

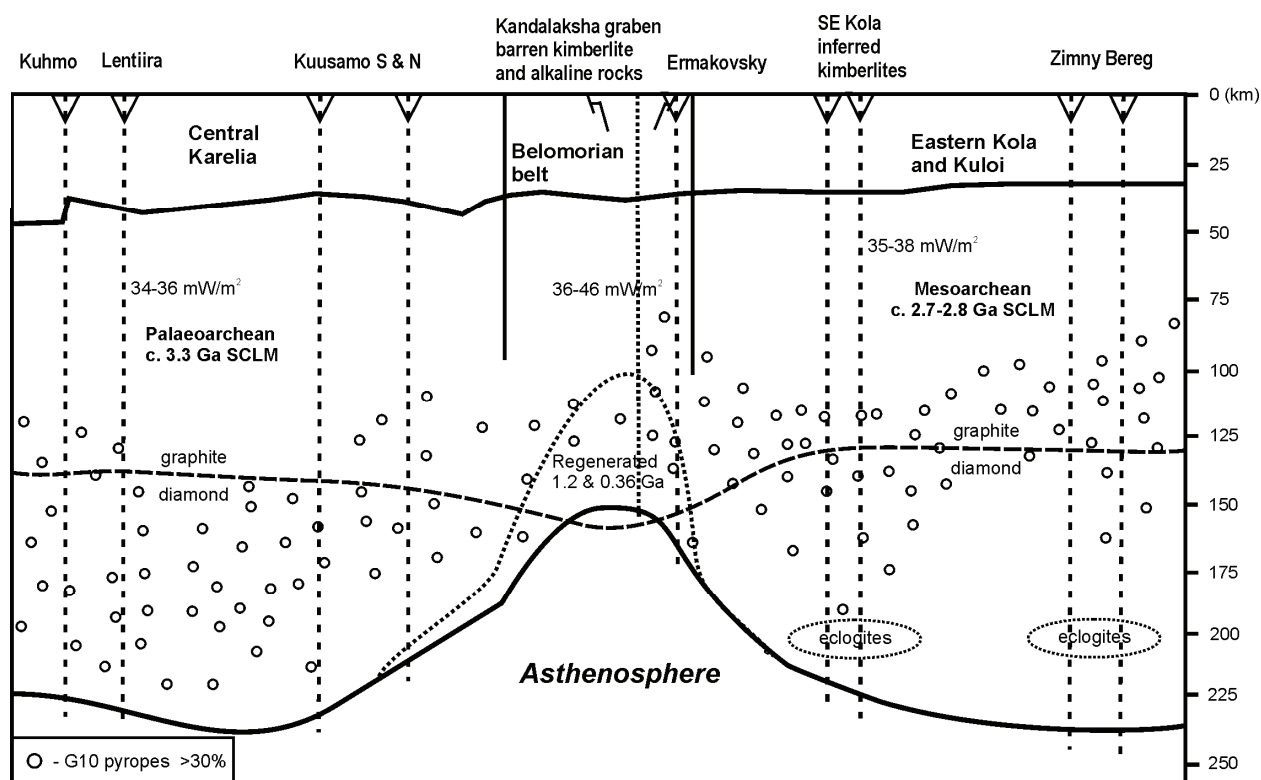


Рис. Схематический разрез литосферной мантии восточной части Балтийского щита с ЮЗ на СВ по разрезу «Карельский кратон»-«Кандалакшский грабен»-«Кольский кратон» и проявления кимберлитового магматизма

Таким образом, проведенные исследования показывают повышенный потенциал на обнаружение алмазоносного магматизма в юго-восточной наиболее кратонизированной и «холодной» части Кольского региона (с образованием мантийного кия до глубины 190-200 км) по сравнению с его южной, более западной частью. В то время, как в последней обнаружены только слабоалмазоносные кимберлиты, пиропы из полей крайней юго-восточной части региона по своим химико-генетическим параметрам соответствуют высокоалмазоносным кимберлитам и сходны с таковыми из богатоалмазоносных кимберлитов Архангельской провинции и перспективно промышленных кимберлитов Финляндии.

Исследования проводились при поддержке Приоритетных программ №№ 6 и 8 ОНЗ РАН.

Литература

1. Архангельская алмазоносная провинция / Под ред. О.А. Богатикова. М.: изд-во МГУ, 2000. 524 с.
2. Гавриленко Б.В., Митрофанов Ф.П., Зозуля Д.Р. и др. Перспективы россыпной алмазоносности Кольского региона // Вестник МГТУ. 2000. Т.3. № 2. С. 235-244.
3. Зозуля Д.Р., Пелтонен П., О'Брайен Х., Лехтонен М. Мантийные фации глубинности высокобарических пироксенов Кольского региона // ДАН. 2009. Т. 424. №4. С. 505-509.
4. Калинин М.М., Арзамасцев А.А., Поляков И.В. Кимберлиты и родственные породы Кольского региона // Петрология. 1993. Т.1. № 2. С. 205-214.
5. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 263 с.
6. Gurney J.J. A correlation between garnets and diamonds // University of WA. 1984. Publ. 8. P. 143-166.
7. Kukkonen I.T., Peltonen P. Xenolith controlled geotherm for the central Fennoscandian Shield: Implications for lithosphere-asthenosphere relations // Tectonophysics. 1999. V. 304. № 4. P. 301-315.
8. Lehtonen M.L., O'Brien H.E., Peltonen P. et al. Layered mantle at the Karelian Craton margin: P-T of mantle xenocrysts and xenoliths from the Kaavi-Kuopio kimberlites, Finland // Lithos. 2004. V. 77. P. 593-608.
9. Peltonen P., Brüggmann G. Origin of layered continental mantle (Karelian craton, Finland): Geochemical and Re-Os isotope constraints // Lithos. 2006. V. 89. P. 405-423.
10. Ryan C.G., Griffin W.L., Pearson N.J. Garnet geotherms: Pressure-temperature data from Cr-pyrope garnet xenocrysts in volcanic rocks // Journal of Geophysical Research. 1996. V. 101. P. 5611-5625.

Золотоносность архея и протерозоя Фенноскандинавского щита – проблемы и перспективы

Ивашенко В.И.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии Карельского научного центра РАН,
г. Петрозаводск, e-mail: ivashche@krc.karelia.ru,

Золоторудные месторождения на Фенноскандинавском щите сосредоточены преимущественно в палеопротерозойских и неоархейских зеленокаменных поясах и свекофеннидах, соответствующие рудные объекты в пределах которых в генетическом аспекте практически идентичны. Они относятся к нескольким генетическим типам [3], главными среди которых являются орогенический мезотермальный, порфировый (intrusion-related), колчеданный (VMS) и эпitherмальный (табл.). Формирование золоторудных месторождений происходило, главным образом, в неоархейскую (2,8-2,5 млрд. лет) и свекофеннскую (1,9-1,8 млрд. лет) металлогенические эпохи.

Месторождения золота *орогенического мезотермального типа* широко распространены в докембрии, размещаясь в аккретированных и коллажированных террейнах и контролируясь зонами сдвиговых дислокаций глубинного заложения [8]. На Фенноскандинавском щите, по времени формирования и кратонизации отдельных его частей подразделяющегося на три домена - архейский, свекофеннский и готский, образование золотого оруденения орогенического типа происходило в коллизионные стадии их развития. Для архейского домена это относится к соответствующим периодам эволюции входящих в его состав Карельской и Кольской гранит-зеленокаменных областей, а также к свекофеннскому этапу развития сформированных в его пределах палеопротерозойских рифтогенных зеленокаменных поясов. Для Свекофеннского домена, являющегося результатом конвергентного взаимодействия новообразованной океанической коры и Карельского кратона, формирование орогенических мезотермальных золоторудных месторождений сопряжено с коллизией по оси Раахе-Ладога и проявлением максимальной интенсивности соответствующего рудогенеза на удалении 50-200 км от нее (р. Шеллефте, Раахе-Хаапаярви) [3]. Золоторудоконтролирующие сдвиговые структуры установлены также в сланцевом поясе Тампере, провинции Бергслеген, ЮЗ Финляндии и С. Приладжье.