4. *Смолькин В.Ф., Борисова В.В., Светов С.А., Борисов А.Е.* Позднеархейские коматииты Урагубско-титовской структуры, северо-запад Кольского региона// Петрология. 2000. №2. С. 231–256.

5. *Shchipansky A.A, Samsonov A.V., Bibikova E.V. et al.* 2.8 Ga boninite-hosting partial suprasubduction zone ophiolite sequences from the North Karelian greenstone belt, NE Baltic Shield, Russia // Ed. T. Kusky, Precambrian ophiolites and related rocks. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 424 –486.

6. *Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W. et al.* Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: Evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. № 6. P. 1205–1222

7. *Шарков Е.В., Богина М.М.* Эволюция магматизма палеопротерозоя – геология, геохимия, изотопия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 4. С. 3–27

8. *Сергеев С.А., Бибикова Е.В., Матуков Д.И., Лобач-Жученко С.Б.* Возраст пород и метаморфических процессов Водлозерского комплекса Балтийского щита (по результатам анализа цирконов U-Th-Pb изотопным методом на ионном микрозонде SHRIMP II) // Геохимия. 2007. № 2. С. 229–236.

9. *Skuf'in P.K., Theart H.F. J.*. Geochemical and tectono-magmatic evolution of the volcano-sedimentary rocks of Pechenga and other greenstone fragments within the Kola Greenstone Belt, Russia// Precambrian Res. 2005. V. 141. P. 1–48.

10. *Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W. et al.* Petrology of mafic lavas within Onega plateau, Central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // Contrib. Miner. Petrol. 1998. V. 130. P. 134–153.

Геолого-геофизические факторы коренной алмазоносности Карельского кратона

Божко Н.А.[1], Прусакова Н.А.[2]

[1]Московский государственный университет, e-mail: bozhko@yandex.ru
[2]ФГУП ЦНИГРИ, г. Москва, e-mail: diamond@tsnigri.ru

Карельский кратон представляет собой типичную архейскую гранит-зеленокаменную область. Согласно основному постулату алмазной геологии – «правилу Клиффорда», подобные структуры являются наиболее благоприятными в плане потенциальной алмазоносности, что подтверждается локализацией в их пределах большей части алмазных месторождений мира.

Прогноз и поиски месторождений алмазов в пределах Карельского кратона проводятся на протяжении многих лет различными организациями: ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ, Институтом геологии Карельского НЦ РАН, Эштон Майнинг Лимитед, ООО «Горизонт», НИИКАМ и др. К настоящему времени здесь обнаружены слабо алмазоносные и неалмазоносные магматические тела щелочно-основного и щелочно-ультраосновного состава: так называемые ладогалиты северного Приладожья, дайки лампроитов Костомукши, Лентииры и Ветреного пояса, тела кимберлитов Кимозера и района Пряжи, кимберлиты Куопио-Каава и Куусамо. Несмотря на значительные объемы проведенных поисковых работ, месторождения алмазов не были выявлены. В тоже время полученные минералогические данные свидетельствуют о возможности обнаружения на территории Карельского кратона алмазных месторождений. В связи с этим назрела необходимость систематизации и сравнительного анализа, с позиции накопленного при изучении обстановок локализации алмазоносного магматизма на древних платформах мира опыта, всего относящегося к этой проблеме фактического материала с целью выявления и оценки геолого-геофизических факторов локализации коренных источников алмазов.

Тектоническое строение и районирование архейского фундамента. Фундамент Карельского кратона характеризуется гетерогенностью строения. В его составе обособляются три главных домена (блока): древние (>3 млрд. лет) – Водлозерский и Западно-Карельский, и разделяющий их более молодой (2.8-2.7 млрд. лет) – Центрально-Карельский. Водлозерский и Западно-Карельский блоки древней консолидации являлись прото-кратонами во время аккреции позднеархейских островных дуг и формирования коры Центральной Карелии.

Такое же строение имеет большинство позднеархейских кратонов. В них установлено присутствие «ядер» или прото-кратонов ранне- и среднеархейской консолидации, подобных Водлозерско-

му блоку. Это Токве в кратоне Зимбабве, Витс в Каапваальском кратоне, Антон в кратоне Слейв и др. При этом, вопреки логике «правила Клиффорда», максимальная плотность локализации алмазоносных кимберлитов отмечается не в центральных частях этих блоков, а тяготеет к их флангам [1]: к границам с относительно более молодой, аккреционной по своей природе генерацией зеленокаменных поясов, обычно менее алмазоносной. Так, размещение промышленных месторождений алмазов в кратоне Слейв показывает их четкую приуроченность к краю литосферного блока, сложенного древним комплексом основания. Месторождения алмазов локализуются на стыке его с восточной частью кратона, блоком Контвойто, имеющим островодужную природу и формировавшимся на позднеархейской (2.7 млрд. лет) ювенильной коре. Известные проявления алмазоносного магматизма в пределах Карельского кратона (на территории России и Финляндии) тяготеют к окраинам Водлозерского и Западно-Карельского доменов, включая площади в пределах пограничной зоны Карельского кратона и Свекофеннид.

Таким образом, с учетом тектонических критериев, наиболее перспективными в плане алмазоносности представляются территории в пределах окраин Водлозерского и Западно-Карельского блоков, испытавших протерозойский, а возможно и среднепалеозойский внутриплитный магматизм.

Наличие нижнепротерозойского протоплатформенного чехла в пределах Карельского кратона позволяет сравнить его в этом плане с другими архейскими кратонами, например, Каапваальским, а Онежскую впадину с Трансваальской. Это является положительным фактором, поскольку наиболее крупные алмазоносные кимберлитовые провинции характеризуются развитием протоплатформенного или платформенного чехла, содержащего траппы, с которыми пространственно совмещен кимберлитовый магматизм.

Внутриплитный магматизм. Внутриплитный магматизм мантийных плюмов в пределах Карельского кратона привязывается к нескольким временным уровням: 2.75- 2.61 млрд. лет; 2.45-2.5 млрд.. лет; 2,3-2,1 млрд.. лет; 2,1– 2.0 млрд.. лет; 2-1.9 млрд.. лет; 1,89- 1,75 млрд.. лет; 1.4-1.35 млрд.. лет; 1.25 млрд.. лет; 0,6 млрд. лет и 0,37 млрд. лет. Коренных источников алмазов, связанных с магматизмом раннего палеопротерозоя не найдено. Косвенным указанием на возможную перспективность района Олангской группы расслоенных интрузий Северной Карелии являются находки алмазов и пиропов в шлихах этой площади (Клюнин, 1981).

Первые существенные проявления коренной алмазоносности кратона связаны со вспышкой плюмового магматизма в интервале 1800-1700 млн лет, последовавшей после завершения аккреционно-коллизионных процессов в Свекофеннском поясе (1800-1820 млн. лет). К этому времени относится становление крупного Кимозерского тела алмазоносных кимберлитов в Онежской впадине с возрастом около 1764 млн. лет [10]. С этим этапом коррелируется формирование щелочных пород Приладожья. Алмазоносные коренные источники этого возрастного уровня редки, а промышленные практически не известны. Вместе с тем, имеются близкие по возрасту алмазоносные россыпи, например в группе Рорайма Гвианского щита.

Магматизм среднерифейской активизации Карельского кратона коррелируется по времени с формированием Центральноскандинавской долеритовой группы с возрастом 1240 млн. лет, широко распространенной в пределах западной части Балтийского щита. Проявления рифейского магматизма фиксируются почти исключительно в виде даек, трубок и малых интрузий. К этим проявлениям относится дайковый комплекс района Костомукши в Западной Карелии и прилегающего района Восточной Финляндии, содержащий алмазоносные оливиновые лампроиты с возрастом 1230 млн. лет и кимберлиты в районе Лентиира. Эти проявления вызывают особый интерес, учитывая то обстоятельство, что с плюмовым магматизмом этого времени на других кратонах связано становление оливиновых лампроитов Аргайл (1200 млн. лет), кимберлитовой трубки Премьер (1150-1230 млн. лет), кимберлитовых полей Индии (~1100 млн. лет) и др.

Проявления вендского магматизма Карельского кратона зафиксированы в настоящее время в виде кимберлитовой провинции Восточной Финляндии расположенной на юго-западном краю Карельского кратона и состоящей из полей Каави и Куопио, представленных в настоящее время 19 киберлитовыми телами. Трубки с возрастом 589-626 млн. лет [12].прорывают архейский фундамент и аллохтонные метаосадки протерозоя (1.9-1.8 млрд. лет). На территории России вулканиты вендско-

го возраста вскрыты на Зимнем Берегу Белого моря [12]. Это известково-щелочные лампрофиры типа минетты – породы родственные кимберлитам и лампроитам.

Кимберлиты и лампроиты синхронные со среднепалеозойской эпохой промышленной алмазоносности для Балтийского щита в пределах Карельского кратона пока не известны. Финские геологи допускают девонский возраст недавно открытых алмазоносных кимберлитов Куусамо в северо-восточной Финляндии [13, 14] близких, по их мнению, к промышленно алмазоносным кимберлитам трубки им. Гриба (Архангельская область). В этом плане заслуживает внимания соответствующая площадь в северной Карелии, непосредственно у границы с Финляндией. Находки россыпных алмазов и минералов-спутников отмечены около 100 км к северу в районе Ципринга - Соколозеро [3].

Таким образом, наиболее продуктивными в плане алмазоносности являются постсвекофенские проявления внутриплитного магматизма. В качестве негативного фактора следует отметить практическое отсутствие фанерозойской магматической активизации на территории Карельского кратона.

Глубинное строение литосферы. Литосфера Карельского кратона характеризуется как вертикальной так и латеральной неоднородностью. По имеющимся немногочисленным данным ее мощность составляет порядка 180–240 км.

В результате изучения мантийных ксенолитов района Каави-Куопио в Восточной Финляндии [14] установлен трехслойный разрез литосферной мантии мощностью 240 км с присутствием алмазо-перспективной зоны мощностью 40 км в среднем деплетированном слое. Для района Кухмо, расположенному во внутренней части кратона. не подвергшейся влиянию Свекофеннид, получен двуслойный разрез с горизонтом перспективных перидотитов мощностью 110 км. Наличие деплетированной мантии, благоприятного фактора в плане алмазоносности, устанавливается по изотопным данным для района Костомукши [7].

По совокупности геофизических данных в глубинном строении литосферы Карельского кратона выделяется ряд разнопорядковых физико-геологических неоднородностей, которые по аналогии с известными алмазоносными регионами могут также рассматриваться (наряду с фактором присутствия мощной литосферы) в качестве факторов, благоприятных для локализации алмазоносного магматизма.

Это два крупных блока литосферы – Западно-Карельский и Водлозерский, характеризующиеся сочетанием повышенной гипсометрии кровли (более 42–45 км) верхней мантии, пониженным (менее 30 мВт/м^2) тепловым потоком, преимущественно относительно повышенными значениями региональной составляющей поля силы тяжести. В их пределах расположены практически все вскрытые на сегодняшний день проявления (алмазоносного и неалмазоносного) кимберлитового и лампроитового магматизма Карелии и восточной Финляндии. По своему пространственному положению данные глубинные неоднородности совмещаются с рассмотренными выше одноименными тектоническими блоками Карельского кратона. В минерагеническом плане они могут соответствовать потенциально алмазоносным кимберлитовым субпровинциям - Западно-Карельской и Водлозерской.

Помимо блоковых структур в глубинном строении литосферы выделяются семь линейных протяженных дизъюнктивных зон: Ладожской-Карельская, Центральнокарельская, Ветреного пояса, Восточнокарельская – северо-западного простирания, Ладожско-Онежская - северо-восточного простирания, Западнокарельская, Ладожско-Сегозерская – субмеридионального простирания. Данные глубинные зоны по своим характеристикам могут соответствовать кимберлитоконтролирующим зонам [2,4,5, 8] – алмазоносным кимберлитовым «коридорам». Ширина глубинных дизъюнктивных зон составляет в среднем 40–60 км. С геолого-структурной точки зрения часть из этих зон (зоны северо-западного простирания), вероятно, можно связать с зонами краевых дислокаций в системе Онежского и Ладожского рифейских рифтов. Зоны субмеридионального и северо-восточного простираний, по всей видимости, могут соответствовать зонам скрытых глубинных разломов. В формировании большинства из них принимают участие сдвиговые разломы. Данные структуры как правило характеризуются наличием выдержанных прогибов или уступов в кровле верхней мантии. В поле силы тяжести они картируются зонами потери коррелятивности аномалий, полосовыми

положительными аномалиями, осложненными отдельными обширными по площади (среднечастотными) гравитационными максимумами. Последние, согласно существующим представлениям о природе источников гравитационных аномалий различной частотности Балтийского щита [6], могут быть связаны с локализованными поднятиями кровли промежуточного слоя земной коры. В магнитном поле рассматриваемые структуры проявлены линейными элементами соответствующих простираний.

По имеющимся представлениям [2,4,5,8,9] в пределах субпровинций алмазоносные кимберлитовые поля локализуются в узлах, образованных пересечением кимберлитоконтролирующих зон между собой или кимберлитоконтролирующей зоны с глубинными разломами.

Таким образом, анализ геолого-геофизических данных показывает наличие структурных и вещественных предпосылок для возможной локализации алмазоносных кимберлитов и лампроитов в пределах Карельского кратона, в основном, аналогичных тем, которые характеризуют известные в Мире алмазоносные площади. Это позволяет оптимистично оценивать перспективы данного региона на обнаружение коренных месторождений алмазов. С учетом тектонических и глубинных геофизических благоприятных факторов, наиболее перспективными в плане коренной алмазоносности представляются окраины Водлозерского и Западно-Карельского блоков. Здесь (в пределах Российской части территории) по совокупности данных нами выделены 12 перспективных площадей ранга потенциально алмазоносного кимберлитового поля.

Литература

1. *Божко Н.А.* Геотектонические факторы локализации алмазоносных кимберлитов в свете современных данных. В кн.: Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Воронежский Госуниверситет, 2003 г., с. 360–365.

2. *Ваганов В.И.* Алмазные месторождения России и мира (основы прогнозирования). М.: ЗАО Геоинформмарк, 2000, 371 с.

3. *Гавриленко Б. В., Митрофанов Ф.П.*, О россыпной алмазоносности Кольского региона и Белого моря. Геотектонические факторы локализации алмазоносных кимберлитов в свете современных данных. В кн.: Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Воронежский Госуниверситет, 2003 г. с. 449–454.

4. *Голубев Ю.К., Ваганов В.И., Прусакова Н.А.* Принципы выделения алмазоперспективных площадей на различных стадиях прогнозно-поисковых работ. //Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (Алмазы-50). – Санкт-Петербург, 2004. С. 94–96.

5. *Голубев Ю.К., Ваганов В.И., Прусакова Н.А.* Принципы прогнозирования алмазопер спективных площадей на Восточно-Европейской платформе // Руды и металлы. 2005. № 1. С 55–70.

6. *Лишневский Э.Н.* Региональные структурно-плотностные неоднородности архейского фундамента Карелии в свете гравиметрических данных //

7. *Никитина Л.П., Левский Л.К., Лохов К.И. и др.* Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита. Петрология 1999 Т.7 N3 с. 252–275.

8. *Прусакова Н.А.* Геолого-геофизическая прогнозно-поисковая модель Зимнебережного кимберлитового поля. Автореферат канд. дисс. М., 2004.

9. *Прусакова Н.А.* Глубинная структура Зимнебережного кимберлитового поля, Архангельская область. //Руды и металлы. № 2, 2006, стр. 53–64.

10. *Ушков В.В.* Кимозерское проявление алмазоносных кимберлитов в Онежской структуре. Геология и полезные ископаемые Карелии., 2001. Вып. 3, с. 94–99.

11. *Щукин В.С., Колодько А.А.* Основные направления поисковых работ на алмазы на севере Восточно-Европейской платформы в связи с многоэтапностью кимберлитового магматизма / Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж. 2001. С. 582–583.

12. *O'Brien, H.E., Peltonen, P, Vartiainen, H., 2005.* Kimberlites, carbonatites and alkaline rocks. In: M. Lehtinen et al. (Eds.), Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Elsevier Science B.V., Amsterdam, xxx-yyy.

13. *O'Brien, H., Lehtonen M. and Korkeoski P.* New Kimberlite discoveries in Kuusamo, northern Finland. Bulletin of the Geological Society of Finland, Special Issue 1, 2006, p/ 113.

14. *Lehtonen M.* Kimberlites in Finland: Information about the mantle of the Karelian craton and implications for diamond exploration. Academic Dissertation. Geological survey of Finland, 2005, 31 p.

Химический состав подземных вод Онежской структуры

Бородулина Г.С.

Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: borodulina@nwpi.krc.karelia.ru

Подземные воды Онежской структуры по своим геохимическим особенностям выделяются среди других геологических структур Карелии тем, что здесь встречаются все химические типы вод (гидрокарбонатный, сульфатный, хлоридный), каждый из которых (за исключением хлоридного) образует самостоятельное гидрогеохимическое поле.

Проблема формирования химического состава подземных вод является одной из наиболее сложных в гидрогеологии, так как их состав контролируется многими факторами и процессами. В качестве задающего фактора, определяющего количество растворенных солей в подземных водах зоны гипергенеза, выступает водообмен, который является производным ряда общих факторов (количество осадков, характер рельефа, проницаемость пород и др.). При уменьшении интенсивности водообмена возрастает время взаимодействия в системе порода – вода, и значительную роль начинает играть состав водовмещающих пород. В соответствии с такой соподчиненностью основных факторов для подземных вод региона выявляется региональная вертикальная и горизонтальная зональность, определяющая увеличение минерализации и изменение химического состава вод с глубиной и по мере уменьшения степени расчлененности рельефа [1].

Природа анионного состава в условиях формирования подземных вод верхней зоны свободного водообмена в пределах преимущественного распространения алюмосиликатных пород является гидрогенно-биогенной [6]. Высокая степень обогащения биогенной углекислотой вод верхних частей разреза (в среднем 13-40 мг/л CO_2, максимальные значения до 150 мг/л) обеспечивает кислую среду (как правило, pH<6.5). Масштабы образования щелочности при взаимодействии воды с первичными алюмосиликатами в зоне замедленного водообмена превышают резерв свободной углекислоты, поэтому величина pH с глубиной возрастает и достигает 8-9 (максимальная 9.8). Так обеспечивается непрерывное связывание одного из продуктов гидролиза и формирование подземных вод гидрокарбонатного типа. Типичная формула солевого состава вод кварцито-песчаников вепсия $M0.3\frac{HCO_3 92}{Ca48Mg36\ Na15}$, где М – минерализация, г/л, цифры после ионов – моль %.

Содержание других анионов в подземных водах определяется локальными факторами. Например, хлор-ион в водах рыхлых четвертичных отложений, интрузивных и терригенных пород составляет в среднем 5 мг/л, а в пределах распространения вулканогенно-осадочных пород структуры достигает 1000 мг/л и выше. Источником повышенной хлоридности вод могут служить седиментационные воды, которые сохранились в условиях слабого водообмена. Существуют и другие гипотезы, например, в работе [3] показано, что для формирования хлоридных вод в кристаллических щитах достаточно извлекаемых из пород кларковых концентраций хлора при увеличении времени водообмена.

Источником сульфатов в подземных водах служат сульфиды и атмосферные поступления. Последние имеют значение только в верхней части гидрогеологического разреза. В коренных породах Онежской структуры воды сульфатного типа формируются в пределах распространения шунгитсодержащих пород с рассеянной мелко- и микрокристаллической (наиболее реакционноспо-