

1. Филиппов М. М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск, 2002. 280 с.
2. Фирсова С. О., Шатский Г. В. Брекчии в шунгитовых породах Карелии и особенности их генезиса // ДАН СССР. 1988. Т. 302. С. 177–180.
3. Рычанчик Д. В., Ромашкин А. Е. Особенности внутреннего строения Максовской залежи шунгитовых по-

род // Углеродсодержащие формации в геологической истории: Тр. междунар. симпоз. (2–7 июня 1998 г., Петрозаводск). Петрозаводск, 2000. С. 73–79.

4. Фирсова С. О., Якименко Е. Ю. Еще раз к вопросу о шунгите // Литология и полезные ископаемые. 1983. № 3. С. 88–94.

ЭКЛОГИТЫ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

О. И. Володичев

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, volod@krc.karelia.ru

В современной геологии проблемы высокобарических (НР) и ультравысокобарических (УНР) комплексов приобрели особую актуальность. Связано это с тем, что в соответствии с получившей широкое распространение и среди отечественных специалистов теорией тектоники плит данные комплексы и, в первую очередь, эклогиты как главный их компонент являются индекс-признаком конвергентных – субдукционных и коллизионных процессов. В результате столь повышенного внимания к указанной проблеме в последний период было получено много интересных данных, позволивших значительно расширить и углубить наше представление как о геологии и петрологии этих комплексов, так и об особенностях геодинамики процессов их образования и последующей их эксгумации. В числе несомненных достижений в этой области особое место занимает первая в мире достоверная находка позднеархейских коровых эклогитов в Беломорском подвижном поясе (БПП) в районе с. Гридино [1] и на Кольском полуострове в районе Б. Салмы [2, 3]. Значимость названных находок заключается в том, что многие исследователи считают, что в архее из-за высокого геотермического градиента и сравнительно тонкой земной коры эклогиты, как наиболее показательные индикаторы глубокой субдукции, не могли образоваться, и только в позднем протерозое (около 1 млрд лет назад) возникли условия, необходимые и достаточные для развития литосферы Земли по плитотектоническому сценарию и, следовательно, для образования эклогитов. Позднее благодаря находке эклогитов в Усагаранском поясе Танзании с возрастом 2,0 млрд лет [4] этот рубеж отодвинули вглубь на 1 млрд лет, но отношение к специфике архейской геодинамики в основном оставалось прежним.

Главным следствием этой находки является вывод о вероятном существовании в архее относительно мощной (порядка 60–65 км) земной коры, достаточной для проявления на раннем этапе развития Земли конвергентных плитотектонических процессов – субдукции, судя по Р-Т параметрам эклогитового метаморфизма, в условиях «теплой»

плиты (геотермический градиент 13–14 град/км, $P = 14,0–17,5$ кбар, $T = 740–865$ °С) и коллизии. Какую геодинамическую природу имеют данные архейские эклогиты, связано ли их образование с одним из этих процессов или они просто являются эксгумированным фрагментом нижнекоровых образований, предстоит выяснить в ходе последующих более детальных исследований.

В районе с. Гридино эклогиты распространены в пределах линейной структуры, генетическая природа которой интерпретируется как зона интенсивно мигматизированного тектонического меланжа [1]. Аллохтонный характер обломочного компонента меланжа определяется большим разнообразием пород в обломках, с учетом их генетических и петрогеохимических особенностей как в структуре в целом, так и в отдельных участках и обнажениях; различной степенью и характером фрагментарности пород; разной степенью участия их в деформациях; значительным градиентом в условиях метаморфизма отдельных компонентов, а также несомненным отличием от пород, слагающих пограничные структуры. В составе обломочного компонента резко преобладают породы основного состава – эклогиты и продукты их ретроградного преобразования; метаморфизованные, в том числе и эклогитизированные, габброиды разного состава, формационной принадлежности и, вероятно, возраста; разнообразные амфиболиты – полевошпатовые, гранатовые и гранат-клинопироксеновые, а также метапироксениты; образовавшиеся по анортозитам цоизитовые породы; реже гнейсы, и в том числе кианит-гранат-биотитовые и кальцифиры.

Эклогиты с возрастом 2720 ± 8 млн лет [5], образованные в основном по базитам, сопоставимым с офиолитоподобным комплексом БПП [6], а также по пироксенитам и магнезиальному габбро, уже в домигматитовый период прошли полный цикл ретроградных преобразований, включающий образование симплектитовых эклогитов нескольких генераций и гранат-клинопироксеновых амфиболитов ($P = 14,0–13,0$ кбар до 6,5 кбар, $T = 770–650$ °С), испытавших к тому

же деформации с образованием изоклиальной складчатости.

Впоследствии и мигматизирующие гранитоиды – эндрбиты плагиогранитного, тоналитового и кварцеводиоритового состава подверглись структурно-метаморфическим преобразованиям и превратились в биотитовые и амфиболовые гнейсы с гранатом и клинопироксеном. Возраст цирконов из дайки плагиогранитов на о. Столбиха ($2701,3 \pm 8,1$ млн лет [1]), секущей породы архейского сложноскладчатого эклогитсодержащего комплекса и не участвовавшей в наложенных деформациях, отражает верхний возрастной рубеж формирования этого комплекса.

Относительно коровых эклогитов других комплексов архейские эклогиты БПП на Р-Т диаграммах занимают свое место – они образовались в условиях относительно повышенных температур и пониженных давлений.

БПП – архейская структура, продолжившая свое активное развитие в высокобарическом режиме и в палеопротерозое [7]. В настоящее время выделяются, по крайней мере, три возрастные генерации эклогитов, установленные в дайках базитов разнообразного состава, обнаруживающих интрузивные контакты с менее метаморфизованными вмещающими породами.

Это другой генетический тип эклогитов, отличающийся от архейского. Детальное геолого-петрологическое исследование позволяет прийти к заключению о том, что метаморфизм в дайках, нередко достигающий условий эклогитовой фации, проявляется в разных магматических камерах автономно, вероятно, в соответствии с автоклавной моделью [8]. Для оценки соотношения метаморфизма в дайках и вмещающих породах, помимо простого сравнения Р-Т параметров, использовались более конкретные данные. 1) В ряде случаев для даек всех возрастных генераций устанавливается их приуроченность к сдвиговым зонам, по-видимому, трансформационным. Изучение парагенезисов, образование которых связано со сдвиговыми деформациями, дает информацию об условиях метаморфизма и, соответственно, о глубинности проявления этого процесса, непосредственно предшествующего или соответствующего времени внедрения базитов. 2) В дайках с нормальными интрузивными контактами практически повсеместно фиксируются экзоконтактовые маломощные зоны амфиболизации с гранатовой оторочкой в сторону вмещающих пород. В тонких, характерных для этого района (30–1 см) дайках (жилах), а также в апофизах магматический минеральный состав либо сохраняется только в центральных частях, либо отсутствует полностью и бывает представлен амфиболом, состав которого, как и в зонах эндоконтактовой амфиболизации, отражает, очевидно, состоявшееся температурное и барическое равновесие между условиями метаморфизма базитов на заключительной стадии их становления и вмещающих пород.

Уровень метаморфизма вмещающих пород в целом соответствует амфиболитовой фации повышенных давлений (7–8 кбар) с возможными проявлениями гранулитовой фации (8–10 кбар).

Время формирования даек I возрастной генерации соответствует интервалу 2,7–2,45 млрд лет. Они секут породы сложноскладчатого эклогитсодержащего архейского комплекса и, в свою очередь, секутся дайками II возрастной генерации. Среди них выделяются группы высокожелезистого (Fe-Ti), толеитового (Fe) и субщелочного (Na+K, Fe) составов. Возможно, при дальнейших исследованиях обнаружатся их возрастные различия. Эклогитизации подвержены габброиды всех выделенных групп, но парагенезисы эклогитовой фации установлены пока только в толеитовых (Fe) и субщелочных (Na+K, Fe) габброидах. В последних парагенезисы эклогитовой фации достигаются уже на стадии образования друзитовых структур ($Gr^{20}-Omp_{24-30}$, P = 14 кбар, T = 750 °C). В других случаях это симплектитовые эклогиты, прошедшие ретроградные преобразования до стадии гранат-клинопироксеновых амфиболитов. Эклогитизированные толеитовые габбро в основном имеют гранат-клинопироксен-плагиоклазовый с амфиболом состав, по условиям метаморфизма соответствующий высокобарической гранулитовой фации и достигающий в ряде случаев условий эклогитовой фации ($Gr^{20-24}-Omp_{33-36}$, P = 16,5–17,5 кбар, T = 880–930 °C) с последующими ретроградными преобразованиями.

Дайки II возрастной генерации представлены широко известным в БПП комплексом магнезиальных (Mg-Cr) пород ультраосновного – основного состава или комплексом лерцолитов – габбро-норитов [9] с изотопным возрастом 2,43–2,44 млрд лет [10, 11]. Для эклогитов по габбро II возрастной генерации – в кианитовых симплектитовых эклогитах о. Высокого в губе Великой Е. В. Бибиковой по цирконам U-Pb методом был определен возраст $2416,1 \pm 1,3$ млн лет [12]. Процессы эклогитизации в дайках II возрастной генерации проявлены неравномерно как по площади, так и в пределах отдельных магматических тел. Различными являются и уровни Р-Т условий. В установленных эклогитовых парагенезисах, реликтовых среди симплектитовых *Spx-Pl* сростаний, содержание *Jd* в *Omp* варьирует в количестве 20–36%, содержание *Prp* в *Gr* – от 38 до 48%. В дайке на восточной окраине с. Гридино устанавливаются и более высокие параметры в парагенезисах $Gr^{45-51}-Omp_{38-57} \pm Crn$ (P до 19–20 кбар, T до 920–930 °C).

Дайки III возрастной генерации, секущие дайки II генерации, представлены двумя разновидностями – высокожелезистыми (Fe-Ti) и толеитовыми (Fe) габброидами [13]. Первые сопоставляются с коронитовыми габбро БПП и долеритами Карельского кратона с возрастом 2,12 млрд лет [14]. Эклогитовые парагенезисы ($Gr^{25}-Omp_{23-27} \pm Rut$)

пока зарегистрированы только в дайках габбро толеитового состава (м. Гридино), они соответствуют $P = 13,5\text{--}14,0$ кбар, $T = 730\text{--}770$ °С.

Изучение соотношения метаморфизма в дайках и вмещающих породах на примере дайки эклогитизированных оливиновых габбро-норитов на восточной окраине с. Гридино показало неадекватность $P\text{--}T$ условий метаморфических процессов с положительным градиентом в дайках (рис.). Это указывает на автономный характер проявления процесса эклогитообразования. Совокупность геолого-петрологических данных позволяет заключить, что градиенты (для даек разного состава), скорее всего, обусловлены высоким барическим потенциалом внедрившейся магмы, что, вероятно, имеет прямую связь со спецификой геодинамической обстановки формирования палеопротерозойских эклогитсодержащих базитовых комплексов БПП, суть которой еще предстоит изучить.

Эволюция процессов эклогитообразования в этой дайке происходила по двум направлениям, трендам. Фоновым является тренд изобарического остывания по мере кристаллизации вещества дайки от центра к краю (более определенно он устанавливается в эклогитизированной дайке габбро III возрастной группы, рис.). В большинстве магматических тел на этом процесс эклогитизации заканчивается. В других на этом фоне перманентно развиваются последующие стадии процесса эклогитизации, ведущие в одних магматических телах к образованию эклогитов с содержанием Jd в $Ompr$ до 33–36% (P до 15–16 кбар, $T = 770\text{--}820$ °С), в других (данная дайка) – более высокобарических (до 20 кбар) и высокотемпературных (до 930 °С) эклогитов (рис.) с содержанием Jd в $Ompr$ до 57%, что, вероятно, обусловлено создавшимися в этих природных автоклавах сверхдавлениями флюидов, следы присутствия которых обозначены многочисленными ламеллями водосодержащего амфибола в клинопироксенах.

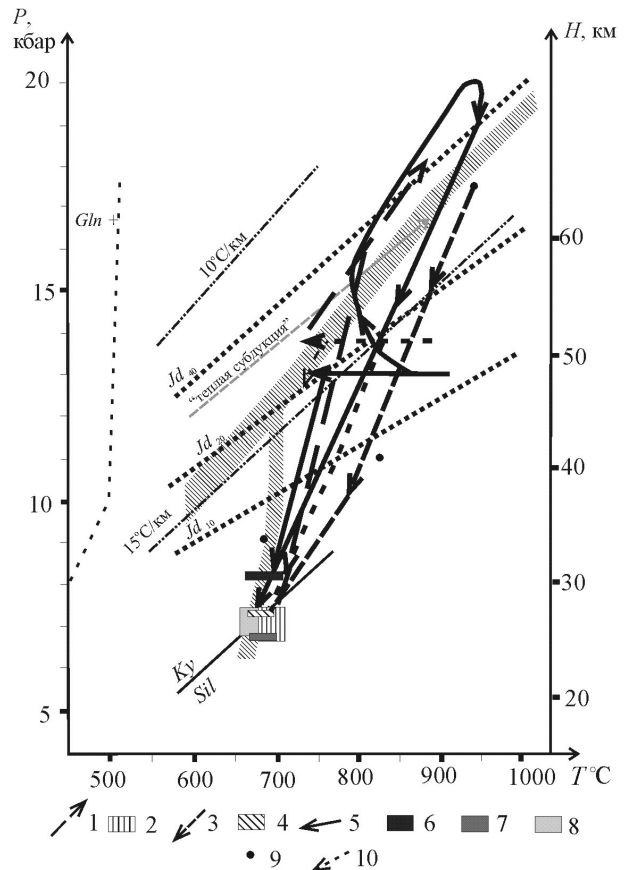
Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 06-05-64876).

1. Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикова Е. В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.

2. Щипанский А. А., Конюхов А. Н., Минц М. В. и др. Позднеархейские эклогиты Салмы, Беломорский подвижный пояс, Кольский полуостров, Россия: петрогенезис, возраст и значение для геодинамической интерпретации обстановок формирования ранней континентальной коры // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минералогия. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск, 2005. С. 324–327.

3. Каулина Т. В., Апанасевич Е. А. Архейские эклогиты района Широкая Салма (Кольский полуостров): U-Pb и Sm-Nd данные // Там же. С. 174–175.

4. Möller A., Appel P., Mezger K., Schenk V. Evidence for a 2.0 Ga subduction zone: Eclogite in the Usagaran



P-T диаграмма эволюционных трендов развития эклогитов Беломорского подвижного пояса разных возрастных генераций:

1 – тренд прогрессивной и регрессивной ветвей эволюции архейских эклогитов; 2 – условия метаморфизма заключительной стадии ретроградного преобразования архейских эклогитов; 3 – тренд эклогитов AR-PR возраста (I возрастная генерация протерозойских эклогитов); 4 – условия метаморфизма заключительной стадии их преобразования; 5 – тренд эклогитизации по габбро-норитам комплекса лерцолитов – габбро-норитов с возрастом 2,43–2,44 млрд лет (II возрастная генерация); 6–8 – условия метаморфизма: 6 – наложенной амфиболизации в мелкозернистых эклогитах; 7 – в узкой эндоконтактной зоне; 8 – во вмещающих породах (экзоконтакты дайки); 9 – условия метаморфизма ассоциаций *Gr-Cpx-Pl-Qtz* во вмещающих породах (экзоконтакт дайки); 10 – тренд эклогитизации в дайках толеитового габбро (III возрастная генерация)

belt of Tanzania // *Geology*. 1995. V. 23, N 12. P. 1067–1070.

5. Бибикова Е. В., Слабунов А. И., Володичев О. И. и др. Изотопно-геохимическая характеристика архейских эклогитов и глиноземистых гнейсов Гридинской зоны тектонического меланжа Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // *Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии*. СПб., 2003. С. 68–71.

6. Slabunov A. I., Stepanov V. S. Late Archean ophiolites of the Belomorian Mobile Belt, Fennoscandian/Baltic Shield: why not? // *International Ophiolite Symposium and Field Excursion. Generation and Emplacement of Ophiolites through time*. Oulu, Finland. Geol. Survey of Finland. Special Paper 26. 1998. P. 56.

7. Володичев О. И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л., 1990. 248 с.

8. Добрецов Н. Л. Лавсонит-глаукофановые и глаукофановые сланцы СССР и некоторые проблемы метаморфизма орогенических поясов // Междунар. геол. конгр. XXIII сес. Докл. советских геологов. М., 1968. С. 31–39.

9. Степанов В. С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л., 1981. 216 с.

10. Lobach-Zhuchenko S. B., Arestova N. A., Chekulaev V. P. et al. Geochemistry and petrology of 2.40–2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // Precambrian Research. 1998. V. 92. P. 223–250.

11. Слабунов А. И., Ларионов А. Н., Бибикова Е. В. и др. Геология и геохронология Шобозерского массива комплекса лерцолитов – габброноритов Беломорского подвижного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001. С. 3–14.

12. Слабунов А. И., Володичев О. И., Бибикова Е. В. U-Pb геохронология, Nd систематика и петрология ран-

непротерозойских эклогитов Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб., 2003. С. 465–467.

13. Степанов В. С., Степанова А. В. Гридинское дайковое поле: геология, геохимия, петрология // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минералогия... Петрозаводск, 2005. С. 285–288.

14. Степанова А. В., Ларионов А. Н., Степанов В. С. и др. Раннепротерозойский (2.1 млрд. лет) Fe-толеитовый магматизм Беломорской провинции Балтийского щита: геохимия, геохронология, геодинамические следствия // Мантийные плюмы и металлогения: Материалы междунар. симпози. Петрозаводск; Москва, 2002. С. 234–237.

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ДОКЕМБРИЯ КАРЕЛИИ

А. И. Голубев, Н. Н. Трофимов, М. М. Лавров, В. Д. Слюсарев

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск

Территория Карелии, являющаяся составной частью Фенноскандинавского щита, характеризуется длительным многоэтапным геологическим развитием в различных геодинамических условиях, неоднократным проявлением разнообразного вулканоплутонизма, сопровождавшегося вулканогенно-осадочным, магматическим, гидротермальным и метаморфогенно-метасоматическим рудогенезом. Анализ существующего материала позволяет констатировать, что наиболее перспективны на благороднометалльное оруденение зеленокаменные пояса верхнеархейского времени и протерозойские вулканогенно-осадочные, вулканогенные и интрузивные образования, формирующиеся в режиме внутриплитного континентального рифтогенеза (рис.). При этом установлено, что для зеленокаменных поясов более характерна золоторудная специализация, а для протерозойских образований – платинометалльная [1, 2].

Золоторудные месторождения зеленокаменных поясов по обстановкам нахождения и формирования разнообразны и имеют устойчивые ассоциации с конкретными рудоносными литофациальными комплексами формаций. Выделено шесть рудно-формационных типов золоторудных месторождений зеленокаменных поясов, названных по наиболее характерным региональным генотипам месторождений [3]. Сингенетическое накопление золота лопийских зеленокаменных поясов связано преимущественно со среднекислым магматизмом андезит-дацитовой и дацит-риолитовой формаций, дайками и субвулканическими интрузиями порфирирового типа, колчеданно-полиметаллической и полосчатыми железисто-кремнистыми

рудными формациями. Одна из характерных особенностей зеленокаменных поясов – развитие мультстадийных метаморфических процессов и формирование региональных зон расланцевания, контролирующих положение ореолов гидротермально-метасоматических изменений.

Анализ перспектив золотоносности архейских зеленокаменных поясов Карелии с учетом данных по Канаде, Австралии, Индии, Южной Африке, Финляндии и другим докембрийским провинциям позволяет оптимистически оценивать регион на предмет обнаружения промышленно значимых объектов [4, 5].

К потенциально золотоносным раннепротерозойским образованиям Карелии относятся сульфидсодержащие вулканогенно-осадочные толщи и углеродсодержащие сланцы в областях основного и средне-кислого вулканизма. Рудопроявления этой группы характерны для Онежской, Ладожской и Куоляярвинской структур и типичны для южной Финляндии [6]. Рудопроявления, связанные с раннеорогенным гранитоидным магматизмом (I-типа, например, проявление Алатту в Северном Приладожье), наиболее схожи по условиям формирования с месторождениями в свекофеннидах Финляндии [7].

Наиболее перспективными на платинометалльное оруденение являются протерозойские рифтогенные структуры (рис.). Практический интерес представляют: 1 – расслоенные мафит-ультрамафитовые массивы (Бураковский, Кивакка, Ци-принга, Луккулайсваара и др.) с хромитовым и малосульфидным оруденением. С ними связаны ведущие типы платинометалльного оруденения: