

МЕТАМОРФИЗМ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Володичев О.И., Король Н.Е., Кузенко Т.И., Сибелев О.С.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск

METAMORPHISM OF EARLY PRECAMBRIAN COMPLEXES IN THE EASTERN FENNOSCANDIAN SHIELD

Volodichev O.I., Korol N.E., Kuzenko T.I., Sibelev O.S.

Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk

Analysis of the pattern of tectonometamorphic processes in the crustal evolution of the eastern Fennoscandian Shield has revealed an essential role of shear strains accompanied by dynamometamorphism, metasomatism and ore formation. Their regional distribution is related to collisional transpression processes which occurred during two periods: Archaean (ca. 2.7 Ga) and Palaeoproterozoic, Svecofennian (1.9-1.85 to 1.75 Ga).

The Belomorian mobile belt (BMB) was formed during Archaean transpressive collision. It is a multiple-folded shear structure, whose high-pressure metamorphic pattern was presumably due to a tectonic factor such as intense compression. In the Karelian massif (KM), shear strains and dynamometamorphism at high pressures are ubiquitous but not so intense and show a reflected pattern. During the Svecofennian period, shear strains and dynamometamorphism were most intense in the BMB, at the BMB-KM, and Svecofennian folded region (SFR) – KM boundaries. In the present paper the authors discuss the basic evolution pattern of metamorphic processes in the following historical order: 1) during the formation of the Earth's crust over the interval 3.2-2.7 Ga (granulite complexes, low- to moderate pressure type of metamorphism in greenstone belts, Archaean eclogites etc.); 2) during Archaean collision at ~ 2.7 Ga (high-pressure metamorphism of the BMB, elevated-pressure metamorphism in the dynamometamorphic shear-zones of the KM); 3) during the Palaeoproterozoic period at 2.5-1.9 Ga (low-pressure metamorphism of KM and SFR rocks, high-pressure metamorphism and eclogitization of gabbroid dykes in the BMB at ca. 2.4 Ga); 4) during Palaeoproterozoic transpressive collision period at 1.9-1.75 Ga (high-pressure metamorphism in BMB rocks and in the BMB-KM and FSR-KM boundary zones).

Начало изучению метаморфизма докембрийских комплексов Карелии положил Н.Г. Судовиков, еще в довоенные годы (1934-1939) проводивший геологические исследования в ряде районов Центральной Карелии и Западного Беломорья.

Институт геологии приступил к метаморфическим исследованиям в 60^е годы, в начальный период своего существования. Основными объектами изучения стали лопийские супракрупные породы Западной (М.М. Стенарь, В.М. Чернов, К.А. Инина, Ю.И. Лазарев и др.) и Центральной (С.И. Рыбаков) Карелии, гранито-гнейсовые образования (Л.П. Свириденко) и породы беломорского комплекса (О.И. Володичев, М.М. Стенарь).

Помимо института в этот период в изучении метаморфизма принимали активное участие и исследователи других организаций, прежде всего, ЛАГЕД (ИГГД), ВСЕГЕИ, ЛГУ (В.А. Глебовицкий, А.С. Воинов, Ю.Б. Богданов, Ю.В. Нагайцев, Н.И. Московченко, Д.А. Великославинский, В.П. Петров, К.А. Шуркин и др.). В последующие годы круг исследователей значительно расширился как в Институте геологии (В.Н. Кожевников, Н.Е. Король, О.С. Сибелев, А.М. Ручьев и др.), так и в ряде Санкт-Петербургских и Московских (ГИН, ИГЕМ, МГУ и др.) научных организаций, тематика приобрела более специализированную

направленность на основе современных прогрессивных методов исследований.

Первой обобщающей работой по метаморфизму явилось участие сотрудников института в создании «Карты метаморфических поясов СССР» м-ба 1:5000000 в 1971 г. (отв. ред. В.А. Глебовицкий), для которой в качестве первичной региональной основы была составлена карта метаморфизма докембрийских пород Карелии м-ба 1:1000000, в основу легенды которой в контексте историко-геологического принципа были положены различающиеся по давлению типы метаморфизма. Полученные к этому времени данные о высокобарическом метаморфизме пород беломорского комплекса (Володичев, 1972) позволили выделить уникальный для раннего докембрия метаморфический пояс альпийского типа. Эти принципы нашли дальнейшее развитие при составлении в 1978 г. «Карты метаморфических фаций восточной части Балтийского щита» м-ба 1:1500000 (отв. ред. В.А. Глебовицкий, О.И. Володичев и М.М. Стенарь – авторы по карельской части региона) и в главе «Метаморфизм» монографии «Геология Карелии» (1987). Изданный в 1991 г. новый вариант метаморфической карты – «Карта минеральных фаций восточной части Балтийского щита» м-ба 1:1500000 (отв. ред. В.А. Глебовицкий, авторы О.И. Володичев,

Л.В. Кулешевич – по Карелии) не только отражал современное состояние изученности метаморфизма, но и впервые включал сведения о типах метасоматических процессов и масштабах их проявления в разные периоды развития эндогенных процессов.

Следующим этапом в обобщении и новой интерпретации накопившихся данных по метаморфизму явилась созданная в 2001 г. «Карта метаморфизма и транспрессиональной тектоники докембрия Карелии и сопредельных территорий» м-ба 1:1000000 (автор О.И. Володичев), отражающая первый опыт построения метаморфической карты на геодинамической основе. Анализ особенностей и закономерностей проявления тектоно-метаморфических процессов развития земной коры данного региона выявил региональное распространение сдвиговых деформаций, формирующих системы дискретных сдвиговых зон с сопутствующими проявлениями динамометаморфизма в повышенных и высокобарических условиях, изофациального метасоматоза и процессов рудообразования. В практике геологических исследований докембрия восточной части Фенноскандинавского щита подобный тип тектонических структур с сопутствующими процессами динамометаморфизма в масштабе региона выделяется впервые. Такая масштабность их распространения обусловлена проявлением в докембрии данного региона коллизионных процессов 2^х периодов – в архее (около 2.7 млрд. лет) и палеопротерозое (PR₁) (1.9-1.75 млрд. лет). С архейской транспрессионной коллизией связано образование Беломорского подвижного пояса – сложноскладчатой сдвиговой структуры, высокобарический характер метаморфизма которой связывается с тектоническим фактором – условиями интенсивного сжатия и высокими давлениями флюидов. В Карельском массиве (КМ) сдвиговые деформации и динамометаморфизм, проявленные повсеместно, но менее интенсивно относительно беломорской коллизии, носят, вероятно, отраженный характер.

Не менее активная тектоническая деятельность с формированием системы сдвиговых зон проявилась в свекофеннский период в течение двух возрастных эпизодов, связанных с поздне-коллизионными стадиями развития двух геодинамических систем – Лапландского (около 1.9 млрд. лет) и Свекофеннского (1.85-1.80 до 1.75 млрд. лет) орогенов. Наиболее интенсивно сдвиговые деформации, динамометаморфизм и метасоматоз проявлены в БПП, в зонах сочленения БПП и КМ, Свекофеннской складчатой области (ССО) и КМ. В остальной части КМ эти процессы имеют более дискретный, отраженный характер.

Архейские комплексы КМ и БПП являются гранит-зеленокаменными областями, в которых зеленокаменные пояса (ЗП) и их фрагменты составляют не более 15–20% общего объема земной коры. При этом, как показывают современ-

ные исследования (Кожевников, 2000; Светов, 2005 и др.), практически каждый ЗП является автономной структурой, характеризующейся своей геодинамической (и метаморфической) историей и индивидуальным набором стратотектонических ассоциаций, коллажированных на стадиях латеральной аккреции. Общим для ЗП и гранит-зеленокаменных областей в целом является связанное с коллизионным процессом региональное развитие системы дискретных сдвиговых зон с динамометаморфическим характером метаморфизма.

Таким образом, в историческом плане устанавливается следующая последовательность развития метаморфических процессов:

1. Метаморфизм пород при формировании земной коры (гранит-зеленокаменных областей) в интервале ~ 3.2-2.7 млрд. лет.

2. Метаморфизм периода архейской коллизии (около 2.7 млрд. лет).

3. Метаморфизм палеопротерозойских комплексов в интервале 2.5-1.9 млрд. лет.

4. Метаморфизм периода транспрессионной палеопротерозойской коллизии (1.9-1.75 млрд. лет).

Метаморфизм архейских пород доколлизионного периода. Породы гранито-гнейсовых комплексов, составляющих основную массу архейской земной коры, нередко сохраняют геолого-петрографические и петрохимические (например, санукитоиды) признаки интрузивных магматических пород, особенно во внешних зонах зеленокаменных поясов. Но в основном они представляют собой гетерохронную гранитоидную массу, превращенную в гнейсы амфиболитовой фации метаморфизма. На этом фоне выделяются участки и площади ареального развития пород, по уровню метаморфизма соответствующие гранулитовой фации. Во всех случаях основной фон составляют среднезернистые эндербиты кварцеводиоритового – тоналитового составов с разного размера ксенолитами основного, реже среднего, ультраосновного и глиноземистого составов. Участками в эндербитах отмечаются локальные постепенные переходы в чарнокиты. Но в районе оз. Тулос (Западная Карелия) и особенно в р-не оз. Нотозера (Западный Беломорский домен) чарнокиты, слагающие разного размера массивы и малые тела, имеют интрузивное происхождение. Границы эндербитовых ареалов нечеткие за счет их интенсивного преобразования в гнейсы амфиболитовой фации, поэтому масштабы их распространения остаются неопределенными. Проблемными в связи с этим представляются их относительная роль в формировании земной коры и геодинамические условия образования. На современном уровне исследований наиболее приемлемым представляется объяснение их образования влиянием тепловых потоков, создающих передовой фронт активизации и эволюции плюмовых процессов на разных этапах архейской истории.

В настоящее время выделяются две возрастные группы гранулитовых комплексов (ГК). Древние (3.15-3.10 млрд. лет) располагаются на Водлозерском блоке (Сергеев и др., 2008*; Котова, 1993) и в Восточной Финляндии в р-не Варпаисъярви (Mänttari, Hölta, 2002).

Другая недифференцированная группа (2.78-2.63 млрд. лет) преобладает – это ГК р-на оз. Нотозера, вост. побережья Онежского озера (Водлозерский блок), оз. Тулос, Вокнаволока – в Карелии и р-нов Варпаисъярви и Пудосъярви – в Восточной Финляндии. Наиболее сложную геологическую (Володичев, 1990; Король, 2010) и геохронологическую историю имеет ГК р-на оз. Нотозера – от 2777 ± 15 млн. лет до 2717 ± 13 млн. лет (А.И. Слабунов и др., в печати). По крайней мере, два периода гранулитового метаморфизма выделяются в ГК оз. Тулос, причем, второй период (2705-2681 млн. лет) по геологическим (приуроченность к сдвиговой зоне) и петрологическим данным связан с проявлением архейского транспрессионного коллизионного процесса. Вероятно, с архейской коллизией связаны и проявления ГК в других районах с датировками возраста эндербитов 2.70-2.63 млрд. лет (Варпаисъярви, Пудосъярви, вост. побережье Онежского озера). В этот период происходили коллизионные и аккреционные процессы в р-не Варпаисъярви, соединившие эндербитовые комплексы двух разных по составу и возрасту террейнов (Mänttari, Hölta, 2002).

Р-Т условия метаморфизма варьируют в разных объектах в широких пределах: Т – от 700°C до 900°C , Р = 4.5 до 7-8, максимум 11 кбар (Варпаисъярви). В сдвиговых зонах Р обычно выше на 1.0-1.5 кбар, чем при метаморфизме в статических условиях.

В составе КМ выделяются зеленокаменные комплексы (\pm гранитоиды) 4 возрастных групп (Слабунов, 2008): 3.1-2.9; 2.9-2.82; 2.82-2.75; 2.75-2.65 млрд. лет.

Для всех возрастных категорий зеленокаменных образований универсальным является низкобарический андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма. При этом выделяются два типа метаморфических поясов: 1) метаморфизованных преимущественно в условиях амфиболитовой фации с признаками локального проявления зеленосланцевого метаморфизма или без них и 2) метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации с локальным проградным метаморфизмом до амфиболитовой фации, определяющей его андалузит-силлиманитовую специфику. К первому типу относятся зеленокаменные структуры разных возрастных групп – Хаутаваарская, Семченская, Паласельгинская (I-II) и Костомукшская (контюкская серия), Кухмо-Суомуссалми, Ялонваарская, Хат-

ту (III-IV), ко второму – Каменнозерская, Рыбозерско-Шилозская, Токшинская (I-II), Койкарская (II), Костомукшская (гимольская серия), Парандовская и Пезозерская (III). Для двух последних и других структур этой зоны (Авнереченской, Соновецкой и др.) характерно интенсивное проявление метаморфизма свекофеннской коллизионной орогении в шовной зоне, разделяющей КМ и БПП, и проявление архейского метаморфизма зеленосланцевой фации устанавливается только в реликтах.

Таким образом, какой-либо закономерности в проявлении метаморфизма в КМ в архейский период во временном аспекте пока не устанавливается, но обращают на себя внимание признаки пространственной зональности с внешней, мало-глубинной зоной зеленосланцевого метаморфизма от Сумозерско-Кенозерской системы зеленокаменных поясов на ЮВ до Пезозерского зеленокаменного пояса к СЗ; промежуточной умеренно-глубинной зоной с преимущественным метаморфизмом амфиболитовой фации в Водлозерско-Сезозерской системе зеленокаменных поясов и Костомукшко-Гимольской-Ялонваарской (Хатту) системе и еще более глубокой центральной зоной с проявлениями условий метаморфизма гранулитовой фации (Вокнаволоцкий, Тулосский блоки, Восточная Финляндия).

В пределах БПП доколлизийный метаморфизм устанавливается главным образом в реликтовом состоянии на фоне интенсивно проявленных структурно-метаморфических преобразований в периоды архейской (~ 2.7 млрд. лет) и палеопротерозойской (1.9-1.8 млрд. лет) транспрессионных коллизий.

В Западном Беломорском домене (ЗБД) БПП к ним относится ранее уже упоминавшийся Нотозерский ГК. На СЗ и З породы ГК прослеживаются до оз. Толванд и пос. Алакурти, на востоке реликты гранулитов обнаруживаются в р-не пос. Чупа и д. Поньгомы, на юге прослеживаются до оз. Керчуг – оз. Пиртозеро (южн. часть оз. Кереть) – оз. Н. Кумозеро.

Уникальное явление наблюдается в районе Вичаны – Мундиннаволока в южной части оз. Кереть, где среди архейского амфиболит-гнейсового комплекса Керетского зеленокаменного пояса на небольшом участке сохранены реликты метаморфизованных в условиях гранулитовой фации вулканитов – базальтов, андезитов, дацитов и риолитов, хорошо сохранивших свои текстурно-структурные особенности (Рыбаков и др., 1983; Володичев, 1990). При прогрессивном развитии процесса они преобразуются в среднезернистые гранулиты. Проблема заключается в том, что гранулиты секутся и содержатся в виде ксенолитов в чарнокитах, возраст которых оценивается 2370 ± 20 млн. лет (Тугаринов, Бибилова, 1980). По геологическим же данным чарнокиты имеют архейский возраст. Еще одной достопримечательностью этого участка является обнаружение в

* Первоначальный чарнокитовый состав исследованных тоналитов можно предполагать по включениям в цирконе ортопироксена и ортоклаза.

чарнокитах, содержащих ксенолиты основных двупироксеновых кристаллических сланцев, зоны, состоящей из граната, ортопироксена, кианита, биотита, плагиоклаза, ортоклаза и кварца, свидетельствующей о высоких барических условиях метаморфизма (редкий в природе ортопироксен-кианитовый парагенезис, образовавшийся, вероятно, при развитии высокобарического метаморфизма во время архейской (2.7 млрд. лет) беломорской коллизии).

К породам доколлизийного периода в БПП относятся и немигматизированные «сухие» гранат-биотитовые гнейсы чупинской конвергентной зоны, которая рассматривается в качестве сутуры архейского коллизийного цикла в БПП, обозначающей линейную шовную зону глубинного столкновения террейнов и последующей трансдукции. Эта зона сложена псевдостратифицированным комплексом глиноземистых гнейсов, по составу и соотношению пород соответствующим тектонической брекчии, состоящей преимущественно из обломков гранат-биотитовых гнейсов – метаморфизованных граувакк и кислых вулканитов и матрикса, представленного кианит-гранат-биотитовыми гнейсами – собственно породами, образовавшимися в коллизийный период. В р-не губы Поньгомы условия метаморфизма гранат-биотитовых гнейсов соответствуют гранулитовой фации ($T \approx 700^\circ \text{C}$), возраст метаморфизма – 2788 ± 4 млн. лет (Левченко и др., 2001). Геохронологические исследования в этом районе подтвердили точку зрения о разновозрастности процессов метаморфизма гранат-биотитовых и кианитовых гнейсов (2691 ± 15 млн. лет, Левченко и др., 2001), метаморфизованных в условиях высокобарической гранулитовой фации (кианит-ортоклазовый парагенезис) ($T = 700-710^\circ \text{C}$, $P = 9-10$ кбар). Условия гранулитового метаморфизма для гранат-биотитовых гнейсов отмечены Г.М. Друговой для р-на губы Тупой оз Ковдозера. В р-нах Тэдино, Лоушки (Ручьев, 1992) и оз. Пулонга (Мыскова, 2002) метаморфизм соответствует амфиболитовой фации, что, вероятно, в немалой степени можно объяснить влиянием наложенных процессов.

Еще одним объектом доколлизийного периода, имеющем большое значение для познания особенностей геологического развития раннедокембрийской земной коры не только БПП, но и нашей планеты в целом, являются обнаруженные в р-не с. Гридино древнейшие на Земле архейские эклогиты с возрастом 2720 ± 8 млн. лет (Володичев и др., 2004). Они состоят из омфацита (до 42% Jd), граната, кварца, рутила ± кианита. Включения в гранатах кианитовых эклогитов позволили обозначить прогрессивный тренд их образования. Включения альбита, хлорита, кварца, кианита, цоизита, мусковита и калиевого полевого шпата определяют низкотемпературную часть тренда. Включения в гранате другого кианитового

эклогита – центр: $\text{Cpx}_5 - \text{Grt}_{20}^{30} - \text{Pl}_{25} - \text{Qtz}$ ($T = 640^\circ \text{C}$, $P = 8.8$ кбар) → промежуточная зона: $\text{Omp}_{23} - \text{Grt}_{30}^{36} - \text{Qtz}$ ($T = 715^\circ \text{C}$, $P = 13.3$ кбар) → край: $\text{Omp}_{30} - \text{Grt}_{21}^{37} - \text{Ky}$ ($T = 820^\circ \text{C}$, $P \geq 16.8$ кбар) позволили определить Р-Т параметры эволюционного тренда. Эклогиты испытали интенсивные ретроградные изменения и преобразованы в симплектитовые эклогиты и гранат-клинопироксеновые амфиболиты с реликтами симплектитов. Для кианитовых эклогитов ретроградных стадий характерны ассоциации минералов – анортит, шпинель, сапфирин, мусковит, корунд (ставролит, хёгбомит) (Сибелев, 2008). Условия ретроградного метаморфизма соответствуют высокобарическим гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Эклогиты и их ретроградно преобразованные разновидности распространены в пределах линейной структуры, генетическая природа которой интерпретируется как зона интенсивно мигматизированного тектонического меланжа. Происхождение эклогитов связывается с проявлениями в неорхее субдукционных процессов и с последующей эксгумацией фрагментов этого глубинного комплекса. Предполагается, что эксгумация эклогитов и их ретроградные изменения происходили в линейной дивергентной континентальной структуре в декомпрессионных условиях с образованием на ниже-среднекоровом уровнях тектонического меланжа с обломочной составляющей – хаотическим микститовым комплексом, содержащим обломки эклогитов и других пород преимущественно основного состава. На среднекоровом уровне декомпрессия способствовала образованию большого объема гранитоидного-эндербитового материала (условия умереннобарической гранулитовой фации), насыщающего зону тектонического меланжа и составляющего основную часть объема (до 75% и более) эклогитсодержащего комплекса.

Далее породы этой зоны и, прежде всего, эндербиты подверглись высокобарическому метаморфизму амфиболитовой фации коллизийного периода и были преобразованы в гнейсы – биотитовые и амфиболовые с гранатом и клинопироксеном. Секущая эти гнейсы с ксенолитами эклогитов жила плагиогранитов с возрастом 2701.3 ± 8.1 млн. лет (Володичев и др., 2004) определяет нижний предел метаморфизма коллизийного периода.

Подобная ситуация отмечается в р-не губы Поньгомы, где в схожей с Гридинской зоне меланжа (но не содержащей эклогитов), лучше сохранившиеся эндербиты, содержащие ксенолиты пород, метаморфизованных в условиях высокобарической амфиболитовой фации, подверглись впоследствии метаморфизму высокобарической гранулитовой фации коллизийного периода.

Метаморфизм коллизийного периода в наибольшей степени проявился в БПП, который име-

ет неоднородное геологическое строение и подразделяется на два домена: Западно-беломорский домен (ЗБД) и Восточно-беломорский домен (ВБД). Их границей является зона распространения псевдостратифицированного комплекса чупинских глиноземистых гнейсов, представляющих собой брекчию, обломочный компонент которой состоит из фрагментов немигматизированных гранат-биотитовых гнейсов, а матрикс – образованными по ним кианитовыми гнейсами. Эта зона рассматривается в качестве сутуры – линейной шовной зоны глубинного столкновения этих доменов. Метаморфизм в этой зоне отвечает условиям высокobarической гранулитовой фации ($T=700-710^{\circ}\text{C}$, $P=10-11$ кбар), соответствующим примерно 30 км глубине залегания пород. На таком глубинном уровне представляется более вероятной не покровная (Миллер, Милькевич, 1995), а фронтальная (Володичев, 1990) модель взаимодействия плит, при которой на ранней стадии была образована система складок аккордеонного типа (породы были смяты «в гармошку») с вертикальными осевыми плоскостями и субгоризонтальными шарнирами. Последующая перманентная стадия коллизии носила трансдукционный характер (СВ-ЮЗ направление конвергенции) с образованием сложного сдвигового транспрессионного пояса СЗ простирания, в ходе формирования которого складки ранней генерации трансформировались в иерархическую систему центральных структур с элементами вращения в обрамлении зон повышенной пластичности. Характерный для коллизионного этапа развития высокobarический кианитовый парагенезис, таким образом, связывается с транспрессионной спецификой формирования такого типа структур.

Парагенезис кианит–калиевый полевошпата является типоморфным для метаморфизма коллизионного периода БПП и соответствует высокobarической гранулитовой (кианит–ортоклаз) и высокobarической амфиболитовой (кианит–микроклин) фациям. Наиболее интенсивные структурно-метаморфические преобразования произошли в ВБД и шовной зоне, менее – в ЗБД, благодаря чему лучше сохранились продукты метаморфизма доколлизионного периода.

В КМ в районе Центральной Карелии развита система субмеридиональных – СВ сдвиговых зон, согласных с направлением конвергенции (трансдукции) в беломорской коллизии. В Западной Карелии – Восточной Финляндии система зон сдвиговых деформаций формирует две крупные центральные структуры с элементами вращения «по часовой стрелке». В менее глубинных условиях позднеархейские сдвиговые зоны контролируют формирование структур «pull-apart», преимущественно развитых в Центральной Карелии. Сдвиговые деформации сопровождаются динамометаморфизмом в режиме повышенных давлений преимущественно в температурных условиях амфиболитовой фации, реже – гранулитовой (оз. Ту-

лос) и зеленосланцевой (Койкарская структура, м-ние Педролампи и др.). Относительно метаморфизма андалузит-силлиманитового типа, характерного для доколлизионного периода, наложенный динамометаморфизм соответствует кианит-силлиманитовому типу. Структурно-метаморфическое изучение метавулканитов контоксской серии Костомукшской структуры (Володичев и др., 2002) показало значительные различия условий метаморфизма (преимущественно, Р-фактор) доколлизионного и коллизионного (в сдвиговых зонах) периодов.

Метаморфизм палеопротерозойских комплексов досвекофеннской коллизии. В палеопротерозое (2.40-2.45 млрд. лет) в условиях континентального рифтинга, связанного, по-видимому, с мантийным плюмом, в КМ формировались вулканические комплексы, метаморфизм которых, соответствующий условиям зеленосланцевой – низкотемпературной амфиболитовой фаций, относительно ятулия, имел, вероятно, автономное проявление. В ятулии – вепсии осадочные и вулканогенные комплексы были метаморфизованы в условиях зеленосланцевой – пумпелиит-пренитовой фаций.

Геодинамическая обстановка палеопротерозойского (~ 2.4 млрд. лет) периода в БПП в большей степени соответствует условиям проявления эндогенных процессов при континентальном рифтинге в глубинной надплюмовой области, развивающейся в конвергентном режиме. Деформации и метаморфизм этого периода проходили в условиях высокobarической амфиболитовой фации ($T=570-620^{\circ}\text{C}$, $P=7-9$ кбар). На этом фоне формировался интрузивный комплекс лерцолитов–габброноритов (Степанов, 1981), в дайковом комплексе которого в ряде районов отмечается метаморфизм в условиях высокobarической амфиболитовой – эклогитовой фаций. В р-не с. Гридино процессы эклогитизации установлены в 3^х возрастных группах даек, имеющих нередко зоны закалки и отчетливые интрузивные контакты с вмещающими породами (в том числе и преобразованными архейскими эклогитами), метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации. Эти достаточно хорошо аргументированные геологические данные позволяют предполагать автономный характер проявления процессов эклогитизации, имеющих непосредственную связь с субсолидусной и автотаморфической стадиями кристаллизации габброидов. Однако это оригинальное решение столь сложной проблемы не является окончательным и требует дальнейшего, более аргументированного обоснования. Параметры эклогитового метаморфизма в дайках разных генераций различаются и варьируют от $P=14-15$ кбар, $T=750-790^{\circ}\text{C}$ (дайки III) до $P=19$ кбар, $T=920-930^{\circ}\text{C}$ (дайки II комплекса лерцолитов–габброноритов).

В Свекофеннской складчатой области, в ее ЮВ окончании, в районе СЗ Приладожья, изуче-

ние метаморфизма имеет длительную историю (Н.Г. Судовиков, В.И. Кицул, А.А. Предовский и др., Ю.В. Нагайцев, В.П. Петров, В.А. Глебовицкий и др.). Этими исследователями структура Приладожья рассматривалась, как асимметричная структура с единой метаморфической зональностью андалузит-силлиманитового типа от зеленосланцевой фации до гранулитовой. В настоящее время (Балтыбаев и др., 2000) выделяют два домена: Северный с метаморфической зональностью от зеленосланцевой до фации гранат-кордиеритовых гнейсов и разделенный Мейерским надвигом Южный домен, метаморфизованный преимущественно в условиях гранулитовой фации с ретроградными проявлениями амфиболитовой фации.

Метаморфизм периода свекофеннской транс-прессионной коллизии. Свекофеннские зоны деформаций и динамометаморфизма нередко унаследуют позднеархейский структурный план. Для БПП выделяются два периода свекофеннской орогении. Первый связан с Лапландской коллизией (~ 1.9 млрд. лет), и отражением ее в БПП явились деформации, метаморфизм в условиях кианит-мусковитовой фации ($T=500-570^{\circ}C$, $P=7-8$ кбар) и образование пегматитов мусковитовой фации. Для другого типа характерен метаморфизм кианит-силлиманитового типа повышенных давлений. В Ёнском районе позднесвекофеннский метаморфизм соответствует умеренно-низкобарическому типу (Сибелев, 1998), вероятно, отражающему завершающий регрессивный этап полиметаморфического развития БПП.

Наиболее интенсивно свекофеннский метаморфизм развит в зоне сочленения БПП и КМ. В ряде структур (Хизоваарской, Мошинской, Кукаозерской и др.) его развитие не дает возможности достоверно выявить проявления метаморфизма более ранних периодов. В основном уровень метаморфизма соответствует ставролит-биотит-кианит-мусковитовой и ставролит-кианит-жедритовой субфациям амфиболитовой фации ($T=600-650^{\circ}C$, $P=6-7$ кбар) с ассоциациями, содержащими нехарактерные для беломорского метаморфизма минералы – ставролит, жедрит, куммингтонит, антофиллит, хлорит, чермакит, гастингсит и др. Для районов пограничных с Авнереченской, Пезозерской и др. структурами отмечается нечетко выраженная зональность с увеличением степени метаморфизма в сторону БПП и уменьшением до зеленосланцевой фации в ятулийских породах Лехтинской структуры и расположенных западнее других палеопротерозойских образованиях. В контактовых зонах ССО и КМ в системе СЗ сдвиговых деформаций с возрастом 1852 ± 2 млн. лет (Rajunen, Routiainen, 1999) зафиксированы содержащиеся кианит ассоциации, очевидно, свидетельствующие о повышенных барических условиях (до 4-6 кбар) наложенного метаморфизма относительно андалузит-силлиманитового типа ССО. Интересно в этом отношении находка в ятулий-

ских кварцитах Воттоваары андалузит-кианитовой ассоциации с неизученной пока последовательностью образования этих минералов.

Сдвиговые зоны, образованные в периоды архейской и палеопротерозойской, свекофеннской транспрессионных коллизий, сопровождающиеся процессами динамометаморфизма и метасоматоза, играют исключительно важную роль в формировании рудопроявлений и месторождений целого ряда полезных ископаемых.

Литература

- Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др.* Геология и петрология свекофенниды Приладожья. СПб. Изд-во С-Пб. ун-та. 2000. 200 с.
- Володичев О.И.* Ранний метаморфизм пород беломорского комплекса центральной части Западного Беломорья. Автореф. канд. дисс. М. 1972. 24 с.
- Володичев О.И.* Беломорский комплекс Карелии. Л.: Наука, 1990. 248 с.
- Володичев О.И., Кузнецов Т.И., Козлов С.С.* К структурно-метаморфическому изучению метавулканитов контоксской серии Костомукшской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск. 2002. С. 15-26.
- Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикина Е.В. и др.* Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609-631.
- Кожневиков В.Н.* Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2000. 223 с.
- Король Н.Е.* Порфиридные интрузивные чарнокитиды и их метаморфические изменения (оз. Нотозеро, Северная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск. 2010. С. 28-55.
- Котова Л.Н.* Условия метаморфизма гнейсо-гранитных ареалов Карелии. Автореф. канд. дисс. Л. 1993. 20 с.
- Левченко О.А., Володичев О.И., Зингер Т.Ф. и др.* Возраст метаморфизма глиноземистых гнейсов района губы Поньгомы (Беломорский подвижный пояс, Балтийский щит) // ДАН. Т. 377, № 2. 2001. С. 235-238.
- Миллер Ю.В., Милькевич Р.И.* Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80-93.
- Мыслова Т.А.* Условия позднеархейского метаморфизма глиноземистых гнейсов чупинского комплекса Беломорья // Записки ВМО. № 4. 2002. С. 12-22.
- Ручьев А.М.* О гнейсах чупинской свиты (беломорский комплекс Балтийского щита) // Вопросы геологии и магматизма докембрия Карелии. Операт.-информ. материалы. Петрозаводск. Изд-во КарНЦ РАН. 1992. С. 3-6.
- Рыбаков С.И., Светова А.И., Мельянецов Н.В.* Комплекс высокометаморфизованных вулканитов и вулканогенно-осадочных пород на о-вах Вичаны и Мундиннаволок оз. Кереть // Геология и магматизм. Операт.-информ. матер. ИГ Кар. филиала АН СССР. Петрозаводск. 1983. С. 21-24.

Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск. 2005. 230 с.

Сергеев С.А., Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А. и др. Возраст и геохимические особенности цирконов древних гранитоидов р. Выг (Юго-Восточная Карелия) // Геохимия. 2008. № 6. С. 1–13.

Сибелев О.С. Позднесвекофеннский (PR1) этап метаморфизма (ЮЗ часть Кольского п-ова и Северная Карелия). Автореф. канд. дисс. М. 1998. 21 с.

Сибелев О.С. Метаморфическая эволюция сапфиринсодержащих кианитовых эклогитов Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск. 2008. С. 62–76.

Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провин-

ции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск. 2008. 296 с.

Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука. 1981. 216 с.

Тугаринов А.И., Бибилова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М. 1980. 131 с.

Mänttari J., Hölttä P. U-Pb dating of zircon and monazites from Archean granulites in Varpaisjärvi, Central Finland: Evidence for multiple metamorphism and Neoproterozoic terrane accretion // Precamb. Res. 118. 2002. P. 101–131.

Pajunen M., Poutiainen M. Paleoproterozoic prograde metasomatic-metamorphic overprint zones in Archean tonalitic gneisses, Eastern Finland // Bull. of Geol. Soc. of Finland. 71, part 1. 1999. P. 73–132.